



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA  
INGENIERÍA EN EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE RECURSOS NATURALES - YACIMIENTOS

ANÁLISIS Y DETERMINACIÓN DE LA MAGNITUD DE LOS ESFUERZOS IN-SITU, CON LA  
ACTIVIDAD SÍSMICA LOCAL, EN LA EXPLOTACIÓN DEL CAMPO GEOTÉRMICO LOS HUMEROS,  
PUEBLA

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:  
ING. EDGAR URBAN RASCÓN

TUTOR  
M. EN C. JAVIER LERMO SAMANIEGO

MÉXICO, D. F. ENERO DEL 2017

**JURADO ASIGNADO:**

Presidente: Dr. Fernando Samaniego Verduzco

Secretario: Dr. José Luis Bashbush Bauza

Vocal: M. en C. Javier F. Lermo Samaniego

1<sup>er</sup>. Suplente: Dr. Martín Cárdenas Soto

2<sup>do</sup>. Suplente: Dr. Mario César Suárez Arriaga

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

**TUTOR DE TESIS:**

M. en C. Javier F. Lermo Samaniego

-----  
**FIRMA**

## **Dedicatoria**

## Agradecimientos

# Tabla de contenido

DEDICATORIA .....	I
AGRADECIMIENTOS.....	II
TABLA DE CONTENIDO .....	III
LISTA DE TABLAS .....	VI
LISTA DE FIGURAS .....	VII
NOMENCLATURA .....	XV
RESUMEN DE LA TESIS .....	XVIII
<b>CAPÍTULO 1.....</b>	<b>1</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1 MARCO TEÓRICO .....	2
1.2 MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS .....	3
1.3 MODELO GEOMECÁNICO.....	4
1.4 ESFUERZOS IN-SITU.....	5
1.5 LÍMITES DE MAGNITUD DE ESFUERZO, ESTADO Y LÍMITES EN LA PRESIÓN DE PORO. ....	8
1.6 ACTIVIDADES DE EXPLOTACIÓN: SISMICIDAD DURANTE LA INYECCIÓN, PRODUCCIÓN, PERFORACIÓN, ESTIMULACIÓN Y PRUEBAS DE POZO-PRODUCCIÓN. ....	9
1.7 MONITOREO SÍSMICO .....	11
1.8 ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	11
<b>CAPÍTULO 2 CAMPO LOS HUMEROS .....</b>	<b>13</b>
2.1 GEOLOGÍA Y TECTÓNICA .....	14
2.2 RESERVORIO .....	17
2.3 ESTUDIOS SISMOLÓGICOS .....	21
2.4 ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.....	22
2.4.1 <i>Modelo de Velocidades</i> .....	23
2.4.2 <i>Ecuación de magnitud de duración</i> .....	24
2.4.3 <i>Localización Hipocentral</i> .....	24
2.4.4 <i>Distribución en superficie y profundidad de los sismos seleccionados</i> .....	24
2.4.5 <i>Elipses de error</i> .....	30
2.4.6 <i>Mecanismos Focales</i> .....	32

2.4.7	<i>Anisotropía sísmica</i> .....	36
2.5	SISMICIDAD EN LA EXPLOTACIÓN DEL CAMPO GEOTÉRMICO .....	37
2.5.1	<i>Sismicidad asociada a los pozos inyectoros</i> .....	39
2.5.2	<i>Sismicidad durante la producción</i> .....	42
2.5.3	<i>Termoporoelasticidad</i> .....	44
<b>CAPÍTULO 3 ESFUERZOS IN-SITU A PARTIR DE REGISTROS GEOFÍSICOS .....</b>		<b>49</b>
3.1	REGISTRO SÓNICO .....	49
3.1.1	<i>Análisis de la velocidad de ondas</i> .....	52
3.1.2	<i>Estimación de la Porosidad mediante el registro dipolar de corte sónico</i> .....	54
3.1.3	<i>Estimación de la densidad</i> .....	56
3.1.4	<i>Inversión sísmica</i> .....	59
3.2	PROPIEDADES MECÁNICAS .....	63
3.2.1	<i>Módulo de corte</i> .....	63
3.2.2	<i>Coefficiente de Poisson</i> .....	63
3.2.3	<i>Módulo de Young</i> .....	64
3.2.4	<i>Condiciones estáticas y dinámicas</i> .....	64
3.2.5	<i>Índice de fragilidad</i> .....	65
3.2.6	<i>Módulo de compresibilidad</i> .....	67
3.2.7	<i>Compresibilidad de la matriz</i> .....	68
3.2.8	<i>Constante de Biot</i> .....	71
3.2.9	<i>Estimación de la presión de poro</i> .....	75
3.2.9.1	<i>Normalización de la velocidad</i> .....	76
3.3	MEDICIÓN DE ESFUERZOS IN SITU .....	80
3.3.1	<i>Esfuerzo de sobrecarga</i> .....	80
3.3.2	<i>Determinación del esfuerzo mínimo horizontal</i> .....	80
3.3.3	<i>Esfuerzo efectivo y total</i> .....	82
3.3.4	<i>Resistencia a la compresión no confinada</i> .....	86
3.3.4.1	<i>Correlaciones empíricas</i> .....	86
3.3.5	<i>Ángulo de fricción interna</i> .....	98
3.4	CONCLUSIONES .....	103
<b>CAPÍTULO 4 FALLO Y APERTURA DE FRACTURA .....</b>		<b>105</b>
4.1	MODO DE FALLO MOHR-COULOMB .....	105
4.2	RESISTENCIA A LA TENSIÓN.....	110
4.3	FALLO POR CORTE TANGENCIAL Y LA FUERZA DE FRICCIÓN EN LAS ROCAS .....	114

4.4	PRESIÓN PARA EL FALLO Y DESLIZAMIENTO .....	117
4.5	CONCLUSIONES .....	123
<b>CAPÍTULO 5 LÍMITES DE MAGNITUD EN LOS ESFUERZOS IN-SITU: ESFUERZOS RELATIVOS Y REGÍMENES DE FALLAS EN PROFUNDIDAD .....</b>		<b>125</b>
5.1	ESFUERZOS RELATIVOS Y REGÍMENES DE FALLAS EN PROFUNDIDAD .....	125
5.1.1	<i>Polígono de esfuerzos</i> .....	131
5.2	EFFECTO DE LA TEMPERATURA EN LOS ESFUERZOS .....	133
5.3	CÁLCULO $S_{HMAX}$ POR INDUCCIÓN DE FRACTURAS POR TENSIÓN DURANTE LA PERFORACIÓN Y/O FRACTURAMIENTO HIDRÁULICO 134	
5.4	CÁLCULO DE $S_{HMAX}$ POR COLAPSO DEL AGUJERO Y DESGLOSE EN POZOS VERTICALES.....	140
5.5	ANÁLISIS DEL POLÍGONO DE ESFUERZOS .....	146
5.5.1	<i>Polígono de Esfuerzos pozo H-42</i> .....	146
5.5.2	<i>Polígono de Esfuerzos pozo H-43</i> .....	149
5.5.3	<i>Polígono de Esfuerzos en zonas de fracturamiento natural, inducido y tectónico en el pozo H-43</i>	151
5.6	CONCLUSIONES .....	155
<b>CAPÍTULO 6 ESFUERZOS ASOCIADOS A LA EXPLOTACIÓN .....</b>		<b>157</b>
6.1	INDUCCIÓN DE FRACTURA POR PRODUCCIÓN .....	158
6.2	MAGNITUD DE LA SISMICIDAD Y LA CAÍDA DE ESFUERZOS .....	164
6.3	INTERPOLACIÓN DE PARÁMETROS ASOCIADOS A LA SISMICIDAD .....	171
6.3.1	<i>Interpolación a nivel local</i> .....	171
6.3.2	<i>Interpolación a nivel regional</i> .....	174
6.4	CONCLUSIONES .....	176
<b>7.</b>	<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>179</b>
7.1	TRABAJO A FUTURO .....	181
7.2	RECOMENDACIONES .....	182
<b>8.</b>	<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>183</b>
<b>9.</b>	<b>APÉNDICE A INTERPOLACIÓN DE LOS DATOS SÍSMICOS .....</b>	<b>190</b>
<b>10.</b>	<b>APÉNDICE B TABLAS HIPOCENTRALES.....</b>	<b>197</b>

## Lista de Tablas

TABLA 2.1 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO DEL CAMPO LOS HUMEROS ACTUALIZADO AL AÑO 2015 (UNIDADES LITOLÓGICAS, MODIFICADO DE CEDILLO, 1997). .....	15
TABLA 2.2 FRACTURAS ABIERTAS A DIFERENTES INTERVALOS DE PROFUNDIDAD EN EL POZO H-43 A PARTIR DE LOS DATOS PRESENTADOS POR LORENZO (2008). .....	19
TABLA 2.3 MODELO DE VELOCIDADES PARA EL CAMPO LOS HUMEROS (LERMO <i>ET AL.</i> 2001). .....	23
TABLA 3.1 PRINCIPALES USOS DEL REGISTRO SÓNICO EN LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS. (MODIFICADO, RIDER 2002) .....	51
TABLA 3.2 INFORMACIÓN ACÚSTICA UTILIZADA PARA LA INVESTIGACIÓN DE LA POROSIDAD, LITOLOGÍA, CONTENIDO DE FLUIDOS, PERMEABILIDAD Y PRESENCIA DE FRACTURAS. (PAILET <i>ET AL.</i> 1992).....	51
TABLA 3.3 VALORES RECOMENDADOS DE VELOCIDAD DE CORTE (CRAIN, 2013) .....	55
TABLA 3.4 TIEMPO DE TRANSFERENCIA Y VELOCIDAD DE CORTE EN LA MATRIZ DE DIVERSAS ROCAS, MINERALES Y FLUIDOS (MODIFICADO DE SCHLUMBERGER, 1972; SERRA, 1979; GEARTHART, 1983).....	55
TABLA 3.5 RESUMEN DE LA ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA DE LOS DIFERENTES VALORES DEL MÓDULO DE YOUNG Y LA RELACIÓN DE POISSON UTILIZADOS EN EL CÁLCULO DEL ÍNDICE DE FRAGILIDAD PARA LOS POZOS H-42 Y H-43.....	67
TABLA 3.6 RELACIÓN DE CONSTANTES ELÁSTICAS. MÓDULO DE COMPRESIBILIDAD (K), MÓDULO DE YOUNG (E), COEFICIENTE O CONSTANTE DE LAMÉ ( $\lambda$ ), MÓDULO DE CORTE O CIZALLA (G), CONSTANTE DE POISSON ( $\nu$ ) Y MÓDULO DE ONDA P (M), TODOS EXPRESADOS EN LA MISMA MAGNITUD, PARA ESTA TESIS GPA. ....	71
TABLA 3.7 RELACIONES EMPÍRICAS PARA CALCULAR LA RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN NO CONFINADA (UCS) EN DIFERENTES CUENCAS SEDIMENTARIAS (MODIFICADA DE CHANG <i>ET AL.</i> 2006).....	88
TABLA 3.8 CONSTANTES DE AJUSTE CONFORME A LA LITOLOGÍA PARA DETERMINAR LA UCS A TRAVÉS DE LA CORRELACIÓN DE ONYIA <i>ET AL.</i> 1988. ....	89
TABLA 3.9 RESUMEN DE LA ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA DE LAS DIFERENTES CORRELACIONES UTILIZADAS PARA EL CÁLCULO DE UCS EN EL POZO H-43.....	90
TABLA 3.10 RESUMEN DE LA ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA DE LAS DIFERENTES CORRELACIONES UTILIZADAS PARA EL CÁLCULO DE UCS EN EL POZO H-42.....	95
TABLA 3.11 RESUMEN DE LA ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA, DE LAS CORRELACIONES UTILIZADAS PARA EL CÁLCULO DEL COEFICIENTE DEL ÁNGULO DE FRICCIÓN INTERNA EN EL POZO H-43. ....	100
TABLA 4.1 PARÁMETROS UTILIZADOS Y CALCULADOS EN LAS FRACTURAS IDENTIFICADAS EN EL POZO H-43 .....	116
TABLA 5.1 ESFUERZOS PRINCIPALES DE ACUERDO A LOS TRES RÉGIMENES DE FALLAMIENTO PRINCIPALES QUE SE PRESENTAN EN LOS YACIMIENTOS DE ACUERDO A ANDERSON (1951). .....	125
TABLA 5.2 PARÁMETROS UTILIZADOS EN EL CÁLCULO DEL POLÍGONO DE ESFUERZOS GENERAL EN EL POZO H-42. ....	148
TABLA 5.3 PARÁMETROS UTILIZADOS EN EL CÁLCULO DEL POLÍGONO DE ESFUERZOS PARA EL CASO GENERAL EN EL POZO H-43. ....	151
TABLA 5.4 PARÁMETROS UTILIZADOS EN EL CÁLCULO DE LOS POLÍGONOS DE ESFUERZOS PARA EL CASO DE FRACTURAS ASOCIADAS A UNA FALLA TECTÓNICA, FRACTURAS INDUCIDAS Y FRACTURAS NATURALES, OBSERVADAS EN EL POZO H-43. ....	152

TABLA 10.1 CAMPO LOS HUMEROS; PARÁMETROS HIPOCENTRALES SELECCIONADOS EN EL ESTUDIO. LA FECHA EN AÑO (AA), MES (MM) Y DÍA (DD); LA HORA GMT EN HORA (HH), MINUTO (MM) Y SEGUNDO (SS); LATITUD Y LONGITUD, EN GRADOS; PROF, LA PROFUNDIDAD FOCAL EN KILÓMETROS; RMS, LA RAÍZ MEDIA CUADRÁTICA EN KILÓMETROS; Y MD, MAGNITUD DE CODA EN GRADOS. ....	197
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Lista de Figuras

FIGURA 1.1 ELEMENTOS PRINCIPALES QUE CONFORMAN UN MODELO GEOMECÁNICO ROBUSTO EN LOS RESERVORIOS.....	4
FIGURA 1.2 MAPA DE LA ORIENTACIÓN DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES EN RELACIÓN A LOS AMBIENTES TECTÓNICOS. MÉXICO SE ENCUENTRA EN UN AMBIENTE TECTÓNICO COMPLEJO Y ALTAMENTE ACTIVO (CUADRO NEGRO PUNTEADO, WORLD STRESS MAP, 2006) .....	5
FIGURA 1.3 (A) DEFINICIÓN DEL TENSOR DE ESFUERZOS EN UN SISTEMA ARBITRARIO DE COORDENADAS CARTESIANAS (ENGELDER Y LEFTWICH, 1997). (B) LA ROTACIÓN DE LOS ESFUERZOS A TRAVÉS DEL SISTEMA DE TRANSFORMACIÓN Y (C) EL SISTEMA DE ESFUERZO PRINCIPALES DEFINIDOS EN UN SISTEMA DONDE LOS ESFUERZOS DE CORTE DESAPARECEN POR EL CAMBIO A LA EIGENBASE. (ZOBACK, 2004). ....	7
FIGURA 1.4 ESFUERZOS PRINCIPALES Y SU TRAYECTORIA ALREDEDOR DE UN POZO CILÍNDRICO EN UN CAMPO DE ESFUERZOS BI-AXIAL, BASADO EN LAS ECUACIONES DE KIRSCH (1898), LOS ESFUERZOS PRINCIPALES SE PRESENTAN PARALELOS Y PERPENDICULARES A LA SUPERFICIE DEL POZO Y A LA TRAYECTORIA DE LOS ESFUERZOS PRINCIPALES, DONDE ES MÁS COMPRESIVA AL CONVERGER EN EL CASO DE UN POZO VERTICAL (ZOBACK, 2004). ....	8
FIGURA 2.1 EL MAPA MUESTRA DOS SISTEMAS DE FALLAS: NW-SE FORMADO POR: LA ANTIGUA, MALPAÍS, HUMEROS, IMÁN Y FALTAS NUEVA, EL OTRO SISTEMA EN DIRECCIÓN NE-SW FORMADO POR: PAMELA, ARROYO GRANDE, PARAJES Y MORELIA (MODIFICADO DE LORENZO, 2008).....	16
FIGURA 2.2 LITOLOGÍAS OBSERVADAS DURANTE LA PERFORACIÓN DEL POZO H-43 (LORENZO, 2008). ....	18
FIGURA 2.3 EJEMPLO DE CASOS DE FRACTURA ABIERTA, CERRADA E INDUCIDA POR LA PERFORACIÓN, OBSERVADAS EN EL FMI ENTRE 1711 Y 1813 M. (LORENZO, 2008) .....	20
FIGURA 2.4 MAPA GEOMORFOLÓGICO CON LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS SISMOS 1997-2016. ....	25
FIGURA 2.6 PERFIL E-O DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD PARA LOS 401 EVENTOS SELECCIONADOS (CÍRCULOS AZULES PROPORCIONALES A LA MAGNITUD). POZOS PRODUCTORES (LÍNEAS NARANJAS), POZOS INYECTORES (LÍNEAS AZULES). FALLA LA ANTIGUA (SUPERFICIE VERDE), FALLA MALPAÍS (SUPERFICIE NEGRA). ....	27
FIGURA 2.7 MAPA GEOMORFOLÓGICO CON LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS SISMOS 2014-2016. ....	28
FIGURA 2.8 VISTA 3D DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD PARA LOS PERIODOS 2014-2016 (ESFERAS PROPORCIONALES A LA MAGNITUD). SISMOS DEL PERIODO 2014 (ESFERAS VERDES), PERIODO 2015 (ESFERAS MORADAS), PERIODO 2016 (ESFERAS AZULES). POZOS PRODUCTORES (LÍNEAS NARANJAS) Y POZOS INYECTORES (LÍNEAS AZULES). FALLA LA ANTIGUA (SUPERFICIE VERDE) Y FALLA MALPAÍS (SUPERFICIE GRIS).....	29

FIGURA 2.9 ARRIBA, VISTA EN PLANTA DEL CAMPO MOSTRANDO LAS ELIPSES DE ERROR EN LA LOCALIZACIÓN DE LOS HIPOCENTROS (ELIPSES VERDES). ABAJO, PERFIL E-O CON LAS ELIPSES DE ERROR PARA EL PERÍODO DE DICIEMBRE 1997 A OCTUBRE 2007.....	31
FIGURA 2.10 VISTA EN PLANTA DEL CAMPO MOSTRANDO ELIPSES DE ERROR EN LA LOCALIZACIÓN DE LOS HIPOCENTROS (ELIPSES VERDES), PARA EL PERIODO DE 2015 A 2016 (LERMO <i>ET AL.</i> 2016).....	32
FIGURA 2.11 UBICACIÓN DE LOS MECANISMOS SIMPLES EN LA ZONA DE EXPLOTACIÓN DE ACUERDO A LA POLARIDAD DE LA ONDA P, REGISTRADOS EN CINCO ESTACIONES SÍSMICAS. ....	33
FIGURA 2.12 UBICACIÓN DE LOS MECANISMOS SIMPLES EN LA ZONA DE EXPLOTACIÓN DE ACUERDO A LA POLARIDAD DE LA ONDA P, REGISTRADOS EN 5 ESTACIONES SÍSMICAS.....	35
FIGURA 2.13 MECANISMO FOCAL COMPUESTO AL NORTE POR ENCIMA DE LOS POZOS INYECTORES. SE OBSERVA UNA SOLUCIÓN ASOCIADA A FALLA NORMAL (BUZAMIENTO Y ECHADO COLOR AZUL), FALLA TRANSCURRENTE (COLOR ROJO) E INVERSA (COLOR VERDE), ADEMÁS DE LAS POSIBLES COMBINACIONES. EN LETRA C SE DESCRIBE LA ONDA DE COMPRESIÓN Y D LA ONDA DE DILATACIÓN, ASÍ COMO LA UBICACIÓN DE LA SEÑAL EN LA PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA (LERMO <i>ET AL.</i> 2016). ....	36
FIGURA 2.14 CORRELACIÓN SÍSMICA ANISOTRÓPICO, ROSETAS INDICA DIRECCIÓN NE-SW, ESTACIÓN SUPERIOR HU4 (AZUL) Y LA ESTACIÓN INFERIOR S05 (ROJO). ....	37
FIGURA 2.15 PERFIL E-O CON LA DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD PARA LOS 402 EVENTOS (ESFERAS ROJAS PROPORCIONALES EN TAMAÑO A LA MAGNITUD). POZOS PRODUCTORES (LÍNEAS NARANJAS), POZOS INYECTORES (LÍNEAS AZULES). LÍMITE DEL RESERVORIO SUPERIOR (PLANO MORADO) E INFERIOR (PLANO CAFÉ).....	38
FIGURA 2.16 CORRELACIÓN DE LA CANTIDAD DE INYECCIÓN DE AGUA EN LOS POZOS I29 E I38 Y EL NÚMERO DE SISMOS REGISTRADOS EN LA ESTACIÓN S05. LA INYECCIÓN ESTÁ EXPRESADA EN TONELADAS POR MES (LÍNEA ROJA) Y EL NÚMERO DE SISMOS POR MES (BARRAS NEGRAS, ANTAYHUA, 2007). ....	40
FIGURA 2.17 GASTOS DE INYECCIÓN PARA LOS POZOS INYECTORES H13D, H40 Y H38 Y LA SISMICIDAD REGISTRADA DURANTE EL PERÍODO DE NOVIEMBRE DEL 2014 A FEBRERO DEL 2016, EN LA ZONA DE EXPLOTACIÓN AL NORTE DEL CAMPO GEOTÉRMICO (LERMO <i>ET AL.</i> 2016). ....	42
FIGURA 2.18 CORRELACIÓN DE LA SISMICIDAD REGISTRADA EN LA ESTACIÓN S06 Y LOS GASTOS DE PRODUCCIÓN, EN LOS OCHO POZOS DE MAYOR PRODUCCIÓN DE VAPOR EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS (ANTAYHUA, 2007). ....	43
FIGURA 2.19 PERFIL SÍSMICO E-W CON ZONIFICACIÓN DEL CAMPO LOS HUMEROS; SISMOS EN ESCALA DE MAGNITUD (ESFERAS ROJAS), ZONA B (POLÍGONO AZUL) Y ZONA A (POLÍGONO ROJO). ....	44
FIGURA 2.20 MODELO CONCEPTUAL DE LOS HUMEROS CON LA DIRECCIÓN DE FLUJO (MODIFICADO DE ANTAYHUA, 2007). ....	47
FIGURA 2.21 MAPA DE ISOTERMAS CON TEMPERATURAS DE FONDO, LA ACTIVIDAD SÍSMICA Y LAS FALLAS PRINCIPALES EN EL CAMPO LOS HUMEROS; VISTA 3D CON DIRECCIÓN W-E (LÍNEA NARANJA), VER FIGURA 3.15. ....	48
FIGURA 2.22 VISTA 3D CON DIRECCIÓN W-E Y LAS ISOTERMAS A UNA PROFUNDIDAD DE 2700 M EN EL CAMPO LOS HUMEROS, SE OBSERVA LA SISMICIDAD (ESFERAS ROJAS), LA ZONA DE MAYOR TEMPERATURA EN COLOR ROJO, LOS POZOS PRODUCTORES Y EN PRUEBA (LÍNEAS NARANJAS) E INYECTORES (LÍNEAS AZULES).....	48
FIGURA 3.1 RESPUESTAS TÍPICAS EN UN REGISTRO SÓNICO PARA DIFERENTES TIPOS DE ROCA MEDIDOS EN TIEMPO DE TRÁNSITO PARA LAS ONDAS COMPRESIONALES Y DE CORTE. (RIDER, 2002) .....	50

FIGURA 3.2 RELACIÓN ENTRE LOS TIEMPOS DE TRÁNSITO DE LAS ONDAS COMPRESIONALES Y DE CORTE EN LOS POZOS CON REGISTRO SÓNICO EN EL CAMPO. EN LÍNEA NARANJA, LA TENDENCIA LINEAL PARA EL POZO H-43 Y EN COLOR PARA EL POZO H-42. ....	52
FIGURA 3.3 TIEMPO DE TRÁNSITO EN PROFUNDIDAD PARA LOS POZOS EN ESTUDIO, EN LÍNEAS PUNTEADAS NEGRAS SE PRESENTA LA TENDENCIA NORMAL DE LOS REGISTROS, INDICANDO QUE NORMALIDAD EN LOS REGISTROS.....	54
FIGURA 3.4 REGISTRO SÓNICO POZO H-43 DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS. ....	57
FIGURA 3.5 REGISTRO SÓNICO POZO H-43 DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS. ....	58
FIGURA 3.6 PROCESADO PARA OBTENER UN SISMOGRAMA SINTÉTICO A PARTIR DEL CÁLCULO DEL COEFICIENTE DE IMPEDANCIA. (ANSTEY, 1980; SIMM Y BACON, 2014).....	60
FIGURA 3.7 SISMOGRAMA SINTÉTICO PARA EL POZO H-42. EN LA PRIMERA COLUMNA SE OBSERVA EL REGISTRO DE DENSIDAD CON LA AMPLITUD DE LA ONDA COMPRESIONAL, EN LA SEGÚN LA VELOCIDAD DE COMPRESIÓN, EN LA TERCERA LA VELOCIDAD DE CORTE, EN LA TERCERA EL CÁLCULO DEL COEFICIENTE DE REFRACCIÓN, EN LAS SIGUIENTES CUATRO COLUMNAS LA POLARIDAD DE ACUERDO AL GRADO DE LA ONDA Y FINALMENTE EL ÁNGULO DE INCIDENCIA CON LA ATENUACIÓN SÍSMICA. ....	61
FIGURA 3.8 SISMOGRAMA SINTÉTICO ESTIMADO PARA EL POZO H-43, SE OBSERVA EN COLOR NEGRO Y ROJO LA POLARIDAD DE LA ONDA Y LA INTENSIDAD.....	62
FIGURA 3.9 DIAGRAMA DE TENSIÓN COMPARANDO CURVAS FRÁGILES (ROJO) Y DÚCTILES (AZUL), DONDE EL REA BAJO LA CURVA PARA ROCAS DÚCTILES ES MAYOR QUE EL ÁREA BAJO LA CURVA PARA LAS ROCAS FRÁGILES (MODIFICADO DE RICKMAN <i>ET AL.</i> 2008). ...	66
FIGURA 3.10 RESUMEN DE LAS PROPIEDADES MECÁNICAS CALCULADAS EN EL POZO H-42.....	69
FIGURA 3.11 RESUMEN DE LAS PROPIEDADES MECÁNICAS CALCULADAS EN EL POZO H-43.....	70
FIGURA 3.12 REGISTROS DE POZO UTILIZADOS PARA EL CÁLCULO DE LA CONSTANTE DE BIOT Y LAS ESTIMACIONES UTILIZADAS PARA SU CALIBRACIÓN EN EL POZO H-42. ....	73
FIGURA 3.13 REGISTROS DE POZO UTILIZADOS PARA EL CÁLCULO DE LA CONSTANTE DE BIOT Y LAS ESTIMACIONES UTILIZADAS PARA SU CALIBRACIÓN EN EL POZO H-43. ....	74
FIGURA 3.14 VELOCIDAD DE COMPRESIÓN RECÍPROCA VS VELOCIDAD DE CORTE RECÍPROCA POZO H-42. ....	76
FIGURA 3.15 VELOCIDAD DE COMPRESIÓN RECÍPROCA VS VELOCIDAD DE CORTE RECÍPROCA POZO H-43. ....	77
FIGURA 3.16 PRESIÓN DE PORO ESTIMADA EN LOS INTERVALOS CON REGISTROS GEOFÍSICOS EN LOS POZOS H-42 Y H-43. LA MAGNITUD DE LA PRESIÓN DE PORO (LÍNEA COLOR AZUL) Y SU GRADIENTE (LÍNEA NARANJA), PRESIÓN NORMAL HIDROSTÁTICA (LÍNEA COLOR GRIS), RESPECTIVAMENTE. ....	78
FIGURA 3.17 PRESIÓN DE PORO ESTIMADA EN LOS POZOS H-42 Y H-43. EN COLOR AZUL SE PRESENTA LA MAGNITUD DE LA PRESIÓN DE PORO, EN COLOR GRIS EL GRADIENTE HIDROSTÁTICO Y EL GRADIENTE DE PRESIÓN DE PORO DE 0.42 PSI/PIE, REPORTADO POR LORENZO (2008) EN EL POZO H-43. ....	79
FIGURA 3.18 PRESIÓN DE PORO Y ESFUERZOS PRINCIPALES CALCULADOS EN EL POZO H-42.....	84
FIGURA 3.19 PRESIÓN DE PORO Y ESFUERZOS PRINCIPALES CALCULADOS EN EL POZO H-42. EL ESFUERZO TECTÓNICO ES MENOR AL POZO H-42, DEBIDO A ESFUERZOS LOCALES QUE ALTERAN LA MAGNITUD DE LOS ESFUERZOS EN ZONAS CERCANAS A LOS POZOS INYECTORES. ....	85

FIGURA 3.20 HISTOGRAMAS CON LA DISTRIBUCIÓN EN EL CÁLCULO DE LA UCS PARA LAS CORRELACIONES EVALUADAS EN EL POZO H-42. YASAR Y ERDOGAN (2004) Y MOCSAR-VAMOS <i>ET AL.</i> 2014, PRESENTAN UNA DISTRIBUCIÓN NORMAL, MIENTRAS GOLUBEV Y RABINOVICH (1976), RZHEVSKY Y NOVICK (1971), ONYIA (1998) Y YASAR Y ERDOGAN (2004) UNA DISTRIBUCIÓN LOG-NORMAL. ....	91
FIGURA 3.21 ESTIMACIÓN DE UCS EN EL POZO H-43. ES DE NOTAR LA DIFERENCIA PROPORCIONAL ENTRE LAS MAGNITUDES CALCULADAS PARA CADA CORRELACIÓN CON DIFERENCIAS DE HASTA MÁS DE 50 MPA, LO CUAL ES UN IMPORTANTE INDICATIVO DE PROBLEMAS EN LA CORRELACIÓN, POR LO CUAL DEBE SER ENFATIZADO EL TIPO DE ROCA A LA CORRELACIÓN UTILIZADA.....	93
FIGURA 3.22 DISTRIBUCIÓN DE LOS VALORES DE UCS CON RESPECTO A LA POROSIDAD, PARA YASAR Y ERDOGAN (2004) Y ONYIA (1998), SE OBSERVA UN CRECIMIENTO EXPONENCIAL TÍPICO OBSERVADO DE ACUERDO A LA POROSIDAD EN EL RESERVORIO.....	94
FIGURA 3.23 DISTRIBUCIÓN DE LAS ESTIMACIONES DE LA RESISTENCIA AL CONFINAMIENTO UCS PARA LAS 4 PRINCIPALES CORRELACIONES UTILIZADAS EN EL POZO H-42. YASAR Y ERDOGAN (2004) Y MILITZER Y STOLL (1973) EXHIBEN UNA DISTRIBUCIÓN NORMAL, MIENTRAS GOLUBEV Y RABINOVICH (1976) UNA LOG-NORMAL. ....	96
FIGURA 3.24 ESTIMACIÓN DE UCS EN EL POZO H-42. ES DE NOTAR LA DIFERENCIA PROPORCIONAL ENTRE LAS MAGNITUDES CALCULADAS PARA CADA CORRELACIÓN CON DIFERENCIAS DE HASTA MÁS DE 50 MPA, LO CUAL ES UN IMPORTANTE INDICATIVO DE PROBLEMAS EN LA CORRELACIÓN, POR LO CUAL DEBE SER ENFATIZADO EL TIPO DE ROCA A LA CORRELACIÓN UTILIZADA.....	97
FIGURA 3.25 ÁNGULO DE FRICCIÓN INTERNA CALCULADO EN EL POZO H-43, UTILIZANDO LAS CORRELACIONES DE WEINGARTEN Y PERKINS (1995) Y PLUMB (1994). ....	99
FIGURA 3.26 HISTOGRAMAS CON LA DISTRIBUCIÓN EN EL CÁLCULO DEL COEFICIENTE DEL ÁNGULO DE FRICCIÓN INTERNA EN EL POZO H-43. WEINGARTEN Y PERKINS (1995) Y PLUMB (1994), AMBAS CORRELACIONES PRESENTAN UNA DISTRIBUCIÓN NORMAL. ....	101
FIGURA 3.27 COHESIÓN Y ÁNGULO DE FRICCIÓN INTERNA OBSERVADO EN DIFERENTES TIPOS DE ROCA (ZOBACK, 2007). ....	102
FIGURA 4.1(A) EN LAS PRUEBAS TRIAXIALES, UNA PRESIÓN EFECTIVA AL CONFINAMIENTO ( $\Sigma_3 = S_3 - \alpha P$ ). EL ÁNGULO B ES EL ÁNGULO QUE SE FORMA ENTRE EL ESFUERZO NORMAL Y EL ESFUERZO MÁXIMO $\Sigma_3$ . (B) UNA SERIE DE PRUEBAS TRIAXIALES A DIFERENTES PRESIONES DE CONFINAMIENTO DEFINE LA ENVOLVENTE DE FALLO DE MOHR QUE TÍPICAMENTE SE REDUCE CONFORME DISMINUYE LA PRESIÓN DE PORO. (C) DIAGRAMA DE LA ENVOLVENTE LINEAL SIMPLIFICADA DE FALLO CONOCIDO COMO MOHR-COULOMB (ZOBACK, 2007). ....	106
FIGURA 4.2 COHESIÓN Y COEFICIENTE DE FRICCIÓN INTERNA EN AMBOS POZOS. EL POZO H-42 PRESENTA UNA COHESIÓN MENOR AL POZO H-43, POSIBLEMENTE DEBIDO A QUE LA ZONA NORTE PRESENTA UN MAYOR GRADO DE FRACTURAMIENTO, CONSIDERANDO QUE LOS POZOS INYECTORES SE ENCUENTRAN EN ESTA ZONA Y SE CUENTA CON UNA MAYOR ACTIVIDAD SÍSMICA. ....	109
FIGURA 4.3 DIAGRAMA DE MOHR-COULOMB PARA EL INTERVALO CON PRESENCIA DE FRACTURAS INDUCIDAS DURANTE LA PERFORACIÓN DE 1725 A 1727 M EN EL POZO H-43. LA LÍNEA AZUL PUNTEADA CORRESPONDE AL ÁNGULO DE FRICCIÓN IGUAL A 0.6 Y LA LÍNEA NEGRA ES EL LÍMITE JUSTO ANTES DEL COLAPSO CUANDO EL COEFICIENTE ES UNO. LAS LÍNEAS COLOR AZUL CORRESPONDEN A LA ROCA EN ESTADO DE CONFINAMIENTO Y DE VERDE EL ESTADO ACTUAL DE LA ROCA, DE ACUERDO A LOS LÍMITES DE LOS ESFUERZOS HORIZONTALES, VERTICALES Y LA UCS. ....	112
FIGURA 4.4 DIAGRAMA DE MOHR-COULOMB PARA EL INTERVALO CON PRESENCIA DE FRACTURAS ASOCIADAS A LA FALLA TECTÓNICA LA ANTIGUA A 1789 M EN EL POZO H-43. LA LÍNEA AZUL PUNTEADA CORRESPONDE AL ÁNGULO DE FRICCIÓN IGUAL A 0.6 Y LA LÍNEA	

NEGRA ES EL LÍMITE JUSTO ANTES DEL COLAPSO CUANDO EL COEFICIENTE ES UNO. LAS LÍNEAS COLOR AZUL CORRESPONDE A LA ROCA EN ESTADO DE CONFINAMIENTO Y DE VERDE EL ESTADO ACTUAL DE LA ROCA, DE ACUERDO A LOS LÍMITES DE LOS ESFUERZOS HORIZONTALES, VERTICALES Y LA UCS. ....	113
FIGURA 4.5 ESTADO DE LAS FRACTURAS IDENTIFICADAS POR LORENZO (2008), LAS FRACTURAS MÁS CERCANAS AL ÁNGULO DE FRICCIÓN DE UNO, SERÁ MÁS FÁCILES DE PROPAGAR, MIENTRAS QUE LAS MÁS ALEJADAS SE ENCUENTRAN PRÁCTICAMENTE CERRADAS, COMO EL CASO DE LAS FRACTURAS INDUCIDAS POR LA PERFORACIÓN (PUNTOS AZULES).....	115
FIGURA 4.6 DESPLAZAMIENTO DE UNA FRACTURA DESDE EL ESTADO INICIAL EN REDUCCIÓN O INCREMENTO DEL ESFUERZO NORMAL EFECTIVO DEBIDO AL CAMBIO EN LA PRESIÓN DE PORO. ....	117
FIGURA 4.7 PRESIÓN DE PORO NECESARIA PARA EL FALLO EN EL INTERVALO DE 1710 A 1810 M EN EL POZO H-43, PARA LAS FRACTURAS IDENTIFICADAS (TABLA 4.1) .....	118
FIGURA 4.8 A) VARIACIÓN DEL ÁNGULO DE FRICCIÓN DE ACUERDO AL ÁNGULO DE LAS FRACTURAS INDUCIDAS DURANTE LA PERFORACIÓN A DE 1725 A 1729 M Y B) VARIACIÓN DEL ESFUERZO Y LA PP CON RESPECTO AL ÁNGULO DE LAS FRACTURAS. EL ESTADO ACTUAL DE LA FRACTURA ES BAJO, LA PRESIÓN NECESARIA PARA PRODUCIR UN DESLIZAMIENTO O APERTURA ES DE 6.40 MPA, LA FRACTURA COMO SE HA DISCUTIDO SE ENCUENTRA CERRADA. ....	120
FIGURA 4.9 A) VARIACIÓN DEL ÁNGULO DE FRICCIÓN DE ACUERDO AL ÁNGULO DE LAS FRACTURAS CONDUCTIVAS A 1729 M Y B) VARIACIÓN DEL ESFUERZO Y LA PP CON RESPECTO AL ÁNGULO DE LAS FRACTURAS. EL ESTADO ACTUAL DE LA FRACTURA ES MEDIO, LA PRESIÓN NECESARIA PARA PRODUCIR UN DESLIZAMIENTO O APERTURA ES DE BAJA DE 2.89 MPA.....	121
FIGURA 4.10 VARIACIÓN DEL ESFUERZO NORMAL EFECTIVO CON RESPECTO AL ÁNGULO DE LA FALLA TECTÓNICA (1789 M). EL ÁNGULO DE LA FRACTURA ES EL ÓPTIMO PARA ALCANZAR UNA APERTURA Y NO REQUIERE DE UNA FRACTURAMIENTO ADICIONAL. ....	122
FIGURA 4.11 ESFUERZO DE CORTE Y NORMAL NORMALIZADOS CON EL ESFUERZO DE SOBRECARGA PARA LAS FRACTURAS IDENTIFICADAS EN LOS REGISTROS PETROFÍSICOS, LAS FRACTURAS DENTRO DE LA VENTADA CON UN ÁNGULO DE DESLIZAMIENTO 0.6 A 1, SE CONSIDERA QUE SE ENCUENTRAN TECTÓNICAMENTE ACTIVAS, CONDUCTIVAS HIDRÁULICAMENTE Y PROPENSAS A LA PROPAGACIÓN DEBIDO A SU APERTURA.....	123
FIGURA 5.1 ESQUEMA DE CLASIFICACIÓN PROPUESTO POR ANDERSON (1951) DE ACUERDO A LA MAGNITUD DE ESFUERZO RELATIVO EN EL CASO DE UNA REGIÓN SUJETA A RÉGIMEN DE FALLA NORMAL, TRANSCURRENTE E INVERSA ZOBACK (2007). ....	127
FIGURA 5.2 LÍMITES DE LAS MAGNITUDES DE ESFUERZO DEFINIDOS POR A TRAVÉS LA TEORÍA DE FRICCIÓN EN RÉGIMENES DE FALLA INVERSA, TRANSCURRENTE Y NORMAL (B) NORMAL (C) DE DESGARRE FALLAMIENTO Y RÉGIMENES ASUMIENDO LA PRESIÓN DE PORO HIDROSTÁTICA. LA LÍNEA AMARILLA EN (A) EL VALOR MÁXIMO DE $S_{HMAX}$ POR FALLAMIENTO INVERSO.....	129
FIGURA 5.3 LÍMITE DE LOS ESFUERZOS EN CONDICIONES DE FALLAMIENTO DE TIPO NORMAL PARA LOS POZOS DE ESTUDIO, DONDE $S_{HMAX}$ ES IGUAL AL $S_v$ , SUPERIOR AL $S_{HMIN}$ . ....	130
FIGURA 5.4 POLÍGONO DE ESFUERZO DE LOS POSIBLES RÉGIMENES DE FALLAMIENTO A 2180 METROS PARA EL POZO H-42, EN COLOR AZUL EL LÍMITE DE ESFUERZO VERTICAL POR SOBRECARGA, EN VERDE LA CIMA O MÁXIMO ESFUERZO PARA PRODUCIR UNA FALLA TIPO INVERSA, AZUL MARINO NORMAL Y ROJO UN FALLAMIENTO DE TIPO TRANSCURRENTE. LA FLECHA AZUL INDICA LA POSICIÓN DE $S_{HMIN}$ . ....	131

FIGURA 5.5 POLÍGONO DE ESFUERZOS DE LOS POSIBLES RÉGIMENES DE FALLAMIENTO A 1750 M PARA EL POZO H-43, EN COLOR AZUL EL LÍMITE DE ESFUERZO VERTICAL POR SOBRECARGA, EN VERDE LA CIMA O MÁXIMO ESFUERZO PARA PRODUCIR UNA FALLA TIPO INVERSA, AZUL MARINO NORMAL Y ROJO UN FALLAMIENTO DE TIPO TRANSCURRENTE. LA FLECHA AZUL INDICA EL LÍMITE DE $S_{HMIN}$ .	132
FIGURA 5.6 GRAFICA GENERAL DE UNA PRUEBA DE MINI FRACTURAMIENTO (FEKETE, 2012).	136
FIGURA 5.7 VARIACIÓN DE LA MAGNITUD DE ESFUERZO HORIZONTAL MÁXIMO EN PROFUNDIDAD PARA EL POZO H-42, ES NOTABLE UNA REDUCCIÓN EN LA DIFERENCIA DE ESFUERZO A 1300 Y 1450 M, EN LA ZONA DE ATENUACIÓN SÍSMICA.	138
FIGURA 5.8 VARIACIÓN DE LA MAGNITUD DE ESFUERZO HORIZONTAL MÁXIMO EN PROFUNDIDAD PARA EL POZO H-43, EN FLECHAS ROJAS SE LOCALIZAN LAS FRACTURAS INDUCIDAS DURANTE LA PERFORACIÓN DEL POZO, ESTA ZONA TAMBIÉN SE ENCUENTRA CON ACTIVIDAD SÍSMICA ASOCIADA A LA FALLA LA ANTIGUA EN EL INTERVALO DE 1700 A 1800 M.	139
FIGURA 5.9 PERDIDAS EN LA CIRCULACIÓN DE FLUIDOS DURANTE LA PERFORACIÓN DEL POZO H-43 (LORENZO, 2008).	142
FIGURA 5.10 A) INTERPRETACIÓN ONDA SÓNICA DE LA EVALUACIÓN DE LA FRACTURA DEL POZO ONDA DE STONELEY ENTRE 1245-1450 M B) COMPLETA INTERPRETACIÓN ONDA SÓNICA DE LA EVALUACIÓN DE LA FRACTURA DEL POZO ONDA DE STONELEY ENTRE 1450-1620 M EN EL POZO H- 43.	143
FIGURA 5.11 VARIACIÓN DE $S_{HMAX}$ POR COLAPSO EN EL POZO H-42 INTERVALO 1200-1800 M. EN FLECHAS AZULES SE LOCALIZAN LOS COLAPSOS REGISTRADOS POR LORENZO (2008). A UNA PROFUNDIDAD DE 1604 M SE OBSERVA UN COLAPSO CON FRACTURAMIENTO Y PERMEABILIDAD ASOCIADA POR PERDIDA DE FLUIDO DURANTE LA PERFORACIÓN.	144
FIGURA 5.12 VARIACIÓN DE $S_{HMAX}$ POR COLAPSO EN EL POZO H-42 INTERVALO 1200-2200 M. SE ENFATIZAN LOS CAMBIOS EN LA ROCA, POSIBLEMENTE POR COMPARTIMENTOS DE BAJA PERMEABILIDAD EN LA ZONA DE 1450 A 1500 M Y DE 1570 A 1590 M.	145
FIGURA 5.13 POLÍGONO DE ESFUERZOS GENERAL PARA EL POZO H-42, CONSIDERANDO EL GRADIENTE DE UCS MEDIO, MÍNIMO Y MÁXIMO.	147
FIGURA 5.14 POLÍGONO DE ESFUERZOS GENERAL PARA EL POZO H-43 CON LA VARIACIÓN DE DIFERENTES ÁNGULOS FORMADOS POR EL HIPOTÉTICO COLAPSO EN EL POZO.	149
FIGURA 5.15 POLÍGONO DE ESFUERZOS GENERAL PARA EL POZO H-43 CONSIDERANDO EL GRADIENTE DE UCS MEDIO, MÁXIMO Y MÍNIMO.	150
FIGURA 5.16 POLÍGONO DE ESFUERZOS EN LA ZONA CON PRESENCIA DE FRACTURAS NATURALES A 1451 M EN EL POZO H-43. LA FLECHA COLOR AZUL SEÑALA EL VALOR DE $S_{HMIN}$ Y $S_{HMAX}$ AL MOMENTO DE PRODUCIR UNA FRACTURA POR TENSIÓN.	153
FIGURA 5.17 POLÍGONO DE ESFUERZOS POR FRACTURA INDUCIDA DURANTE LA PERFORACIÓN A 1725 M.	154
FIGURA 5.18 POLÍGONO DE ESFUERZOS EN LA ZONA CON FRACTURAMIENTO ASOCIADO A LA FALLA LA ANTIGUA A 1785 M.	155
FIGURA 6.1 CAMBIO DE ESFUERZOS POROELÁSTICO Y COEFICIENTE DE BIOT ESTIMADOS EN INTERVALO MEDIDO EN EL REGISTRO PETROFÍSICO PARA LOS POZOS H-42 (PUNTOS NARANJAS) Y H-43 (PUNTOS AZULES), ASÍ COMO LA TENDENCIA Y ECUACIÓN LINEAL DE CADA UNO. EL LÍMITE DE ESTABILIDAD POROELÁSTICA EN LÍNEA NEGRA PARA $A=0.67$ . EN UNA LÍNEA PUNTEADA COLOR NEGRO, SE PRESENTA EL LÍMITE DE DEFORMACIÓN TRANSVERSAL A PARTIR DEL COEFICIENTE DE POISSON IGUAL A CERO.	159
FIGURA 6.2 TRAYECTORIA LINEAL DE LOS ESFUERZOS DE LOS POZOS H-42 Y H-43 CON RESPECTO A LAS DIFERENTES CONSTANTES DE POISSON EN EL RESERVORIO.	160

FIGURA 6.3 VARIACIÓN DE LOS GRADIENTES DEL ESFUERZO MÍNIMO HORIZONTAL Y LA PRESIÓN DE PORO, EL ESFUERZO DE SOBRECARGA ( $S_v = 1.08 \text{ PSI/PIE}$ ), DELIMITA LA FRONTERA SUPERIOR DEL FRACTURAMIENTO POR INYECCIÓN DE FLUIDOS. LOS PUNTOS EN COLOR ROJO Y AMARILLO, REPRESENTAN LOS GRADIENTES DE $S_{\text{HMIN}}$ Y $P_p$ EN CADA MEDICIÓN DEL REGISTRO SÓNICO, PARA EL POZO H-42 Y H-43, RESPECTIVAMENTE. ....	161
FIGURA 6.4 LÍMITES DE FRACTURAMIENTO ASOCIADO A LA INYECCIÓN Y PRODUCCIÓN, EN UN RÉGIMEN DE FALLA NORMAL, EN EL CASO DEL CAMPO LA ANTIGUA. LA LÍNEA PUNTEADA COLOR NEGRO, MARCA EL LÍMITE DEL ESFUERZO DE SOBRECARGA PARA PRODUCIR UNA FRACTURA NORMAL. LA LÍNEA NEGRA, MARCA EL LÍMITE INFERIOR PARA PRODUCIR TAMBIÉN UNA FRACTURA ASOCIADA AL FALLAMIENTO NORMAL ( $A = 0.67$ ).....	162
FIGURA 6.5 DIAGRAMA DE MOHR-COULOMB CONSIDERANDO DESPLAZAMIENTO EN LA $P_p$ POR CONDUCTO DE LA INYECCIÓN Y PRODUCCIÓN, EN LAS FRACTURAS ASOCIADAS A LA FALLA TECTÓNICA LA ANTIGUA, CON UN BUZAMIENTO APROXIMADO DE $70^\circ$ MPA EL ESTADO ACTUAL DE LAS FRACTURAS (SEMICÍRCULO VERDE, ESFUERZO NORMAL EFECTIVO DE 8.19), EN EL CASO DE UN INCREMENTO POR LA INYECCIÓN Y SUPONIENDO UN AUMENTO DE 8 MPA EN LA $P_p$ (SEMICÍRCULO PUNTEADO AZUL). FINALMENTE, EL ESTADO DE LA FRACTURA ANTE UNA DISMINUCIÓN DE 8 MPA POR CONDUCTO DE LA EXTRACCIÓN DE FLUIDOS.....	163
FIGURA 6.6 ESCALA DE LOS PARÁMETROS QUE GENERAN UN SISMO Y LA RELACIÓN ENTRE SU MAGNITUD Y EL TAMAÑO DEL DESLIZAMIENTO DE LA FALLA QUE LO ORIGINÓ (WALTERS <i>ET AL.</i> 2015). ....	167
FIGURA 6.7 MAGNITUD DE DURACIÓN Y LA CAÍDA DE ESFUERZO PARA LOS 403 SISMOS SELECCIONADOS PARA EL ESTUDIO DEL CAMPO. LA MEDIA Y MAYOR FRECUENCIA SE ENCUENTRA ENTRE UNO Y DOS GRADOS. EN LOS CUADROS SE PRESENTAN EL VALOR DE MÁXIMO DE LA CAÍDA DE LOS ESFUERZOS ASOCIADOS A LA MAGNITUD DE MOMENTO. ....	168
FIGURA 6.8 ESQUEMA EN EL CUAL LOS FLUIDOS INYECTADOS SON CONDUCCIDOS AL BASAMENTO A TRAVÉS DE FALLAS ACTIVAS GENERANDO UN DESLIZAMIENTO CON UN DETERMINADO ESFUERZO NORMAL Y TANGENCIAL (MODIFICADO DE SOUTHWESTERN ENERGY, 2015). ....	169
FIGURA 6.9 CRONOLOGÍA DE LOS SISMOS OBSERVADOS EN LA ZONA DEL RESERVORIO A LOS 2700 M Y EN EL BASAMENTO. EN LOS CUADROS SE PRESENTAN LOS DOS SISMOS DE MAYOR MAGNITUD OBSERVADOS EN EL MONITOREO SÍSMICO DEL CAMPO. LÍNEA ROJA LA SEPARACIÓN ENTRE EL RESERVORIO Y EL BASAMENTO. ....	170
FIGURA 6.10 MAGNITUD DE MOMENTO, LA LONGITUD DE LA SUPERFICIE DE LA FALLA Y LA CAÍDA DE ESFUERZOS EN LOS SISMOS, POR ARRIBA DE LOS 2700 M EN LA ZONA DEL RESERVORIO. EN EL CUADRO SE PRESENTAN EL VALOR DE MEDIO DE LA CAÍDA DE LOS ESFUERZOS ( $\Delta\sigma = 1 \text{ MPA}$ ) ASOCIADO A UNA FALLA DE 478 M Y UN DESLIZAMIENTO DE 1 CM.....	170
FIGURA 6.11 SUPERFICIE LOCAL DE INTERPOLACIÓN EN LA ZONA NORTE DEL CAMPO. AL CENTRO SE OBSERVAN LOS POZOS INYECTORES (TRIÁNGULOS AZULES), POZOS PRODUCTORES (TRIÁNGULOS NARANJAS), LA SISMICIDAD (CÍRCULOS AZULES DE ACUERDO A SU MAGNITUD DE DURACIÓN) Y LA FRECUENCIA DE LA MAGNITUD EN PARÉNTESIS. ....	172
FIGURA 6.12 SUPERFICIE DE INTERPOLACIÓN PARA EL NIVEL LOCAL DEL BASAMENTO EN LA ZONA NORTE DEL CAMPO. ....	174
FIGURA 6.13 INTERPOLACIÓN DE LA ZONA A NIVEL REGIONAL DEL BASAMENTO (DEBAJO DE LOS 2.7 KM). ....	175
FIGURA 6.14 INTERPOLACIÓN DE LA ZONA ASOCIADA AL RESERVORIO POR ARRIBA DE LOS 2.7 KM DE PROFUNDIDAD, LA MAYOR DISPERSIÓN DE ENERGÍA SE PRESENTA EN LA ZONA NORTE DEL CAMPO, CERCANA A LA FALLA LA ANTIGUA, EN LA CERCANÍA DE LOS POZOS CON MEJOR ÍNDICE DE PRODUCTIVIDAD Y LOS POZOS INYECTORES. ....	176

FIGURA 9.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS EVENTOS SÍSMICOS EN LA ZONA DE PRODUCCIÓN PRINCIPAL, QUE SE UTILIZAN EN LA INTERPOLACIÓN .....	192
FIGURA 9.2 SUPERFICIE OBTENIDA MEDIANTE LA INTERPOLACIÓN UTILIZANDO UN ALGORITMO DE KRIGING ORDINARIO (LA VARIACIÓN DE LA INTENSIDAD DE MENOR A MAYOR, AZUL A ROJO, RESPECTIVAMENTE).....	192
FIGURA 9.3 INTERPOLACIONES DE KRIGING: GAUSSIANO (ARRIBA IZQUIERDA), ORDINARIO LINEAL (ARRIBA DERECHA), ORDINARIO ESFÉRICO (ABAJO IZQUIERDA) Y UNIVERSAL LINEAL (ABAJO DERECHA).....	193
FIGURA 9.4 SUPERFICIE OBTENIDA MEDIANTE LA INTERPOLACIÓN UTILIZANDO UN ALGORITMO DE <i>NATURAL NEIGHBOR</i> ESFÉRICO (DE ROJO A AZUL, LA VARIACIÓN DE LA INTENSIDAD).....	194
FIGURA 9.5 SUPERFICIE OBTENIDA MEDIANTE LA INTERPOLACIÓN UTILIZANDO UN ALGORITMO DE SPLINE ESFÉRICO (DE ROJO A AZUL, LA VARIACIÓN DE LA INTENSIDAD).....	195
FIGURA 9.6 SUPERFICIE OBTENIDA MEDIANTE LA INTERPOLACIÓN UTILIZANDO EL ALGORITMO IDW ESFÉRICO (DE ROJO A AZUL, LA VARIACIÓN DE LA INTENSIDAD).....	196

## Nomenclatura

Símbolo	Descripción
<b>A</b>	constante poroelástica, adimensional
<b>ARSL</b>	fuerza o resistencia aparente en la roca, psi
<b>g</b>	constante de gravedad, $m/s^2$
<b>b</b>	coeficiente de Eaton, adimensional
<b>C<sub>eff</sub></b>	gradiente de resistencia por compresión no confinada, MPa/m
<b>C<sub>f</sub></b>	compresibilidad del fluido
<b>C<sub>r</sub></b>	compresibilidad de la matriz
<b>d</b>	distancia, m
<b>E</b>	módulo de Young, Gpa
<b>E<sub>s</sub></b>	energía sísmica liberada, dyn/cm
<b>FN</b>	fallamiento normal
<b>FT</b>	fallamiento transcurrente
<b>FI</b>	fallamiento inverso
<b>G</b>	módulo de corte, cizalla o de elasticidad transversal, Gpa
<b>IF</b>	Índice o coeficiente de fragilidad, adimensional
<b>K<sub>b</sub></b>	módulo de compresibilidad de la roca, Gpa
<b>K<sub>bs</sub></b>	elevación del Kelly-Bushing de la mesa rotaria, m
<b>μ</b>	ángulo de fricción, grados
<b>Md</b>	magnitud de duración o coda, grados
<b>μ<sub>i</sub></b>	ángulo de fricción interna o coeficiente de fricción interna, grados
<b>M<sub>o</sub></b>	momento sísmico, dyn/cm
<b>M<sub>w</sub></b>	magnitud de momento, grados
<b>P<sub>e</sub></b>	presión de confinamiento, MPa
<b>P<sub>p</sub></b>	presión de poro, MPa
<b>P<sub>h</sub></b>	presión hidrostática, MPa
<b>P<sub>n</sub><sup>*</sup></b>	presión hidrostática normal, MPa

- $r$  = posición radial en el pozo, m
- $R_0$  = impedancia acústica, adimensional
- $S_0$  = cohesión, MPa
- $S_{Hmax}$  = esfuerzo máximo horizontal, MPa
- $S_{hmin}$  = esfuerzo mínimo horizontal, MPa
- $S_v$  = esfuerzo vertical, MPa
- $S_1$  = esfuerzo principal, MPa
- $S_2$  = esfuerzo intermedio, MPa
- $S_3$  = esfuerzo secundario, MPa
- $S_{Hor}$  = esfuerzo horizontal total, MPa
- Tensión FH** = esfuerzo de tensión por fracturamiento hidráulico, MPa
- $T_0$  = esfuerzo de tensión, MPa
- $T$  = temperatura, °C
- $t$  = Tiempo, seg
- UCS** = resistencia a la compresión no confinada, MPa
- $V_c$  = velocidad compresional,  $\mu\text{seg}/\text{m}$
- $V_{lut}$  = volumen de lutitas, adimensional
- $V_p$  = velocidad de las ondas P, m/s
- $V_s$  = velocidad de corte,  $\mu\text{seg}/\text{m}$
- WBo** = ángulo inicial del colapso en el pozo, grados
- $z$  = profundidad, m
- $\alpha_h$  = constante de Biot horizontal, adimensional
- $\alpha_t$  = coeficiente lineal de expansión térmica,  $^{\circ}\text{C}^{-1}$
- $\alpha_v$  = constante de Biot vertical, adimensional
- $\Delta P$  = resistencia compresiva efectiva, MPa/m
- $\Delta P_p$  = caída en la presión de poro, MPa
- $\Delta S_{Hor}$  = caída de esfuerzos horizontales, MPa
- $\Delta T$  = diferencia de temperatura entre el lodo de perforación y los fluidos en el reservorio
- $\Delta t$  = tiempo de tránsito,  $\mu\text{s}/\text{m}$

- $\Delta t_n$  = tiempo de transito normalizado,  $\mu\text{s}/\text{m}$
- $\Delta t_s$  = tiempo de tránsito de las ondas de corte,  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  o  $\mu\text{seg}/\text{m}$
- $\Delta t_{sma}$  = tiempo de tránsito de las ondas de corte en la matriz de la roca al 100%,  
 $\mu\text{seg}/\text{pie}$  o  $\mu\text{seg}/\text{m}$
- $\Delta t_{sw}$  = tiempo de tránsito de las ondas de corte del fluido que satura la  
roca,  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  o  $\mu\text{seg}/\text{m}$
- $\varepsilon$  = deformación volumétrica, MPa
- $\phi$  = porosidad de matriz, adimensional
- $\eta$  = eficiencia sísmica,  $\text{dyn}/\text{cm}^2$
- $\theta_b$  = azimut del colapso en el pozo, grados
- $\lambda$  = constante de Láme, GPa
- $\rho$  = densidad,  $\text{kg}/\text{m}^3$
- $\rho_{\text{normal}}$  = gradiente de agua en la formación normalizado, MPa /m
- $\sigma_{\theta\theta}$  = concentración máxima de esfuerzos en el ángulo  $\theta$
- $\sigma_{\theta\theta}$  = del azimut del esfuerzo máximo horizontal, MPa
- $\sigma_{rr}$  =
- $\sigma_{\theta\theta}$  = concentración máxima de esfuerzos en el radio del pozo, MPa
- $\sigma^{\Delta T}$  = esfuerzo por efecto de la diferencia entre el lodo y la formación, MPa/m
- $\sigma_{\text{tec}}$  = esfuerzo tectónico, MPa
- $\sigma_n$  = esfuerzo normal efectivo, MPa
- $\tau$  = esfuerzo tangencial, MPa
- $\nu$  = coeficiente de Poisson, adimensional

## Resumen de la tesis

A través de los años de monitoreo sísmico en el campo geotérmico Los Humeros, localizado en el estado de Puebla en México, se ha observado un creciente número de sismos alrededor del área de explotación cercana a los pozos inyectores y a los productores en los horizontes permeables del reservorio, en una zona de alta presión y temperatura 310-395 °C en el norte del campo. Con un sismo que dañó la infraestructura en superficie el 25 noviembre de 1994 ( $M_d = 4.6$ ) comenzó el monitoreo sísmico en el campo, para el año 2002 ( $M_d = 3.2$ ) y 2016 ( $M_d = 3.6$ ) se presentaron nuevamente eventos importantes en el campo, los cuales fueron acompañados de numerosas réplicas y de un aumento considerable en la producción, posiblemente debido a la apertura de las fracturas y aumento de la permeabilidad en las inmediaciones de los pozos. También se observó una relación proporcional entre el gasto de inyección y el número de eventos observados, debido a la inducción de esfuerzos.

Analizar y entender los mecanismos que detonan la actividad sísmica son los principales objetivos de esta tesis, además de construir una metodología para determinar la magnitud de los esfuerzos en el campo geotérmico. Es necesario un amplio conocimiento del reservorio: geología, historial sísmico, condiciones de inyección y producción, estado geomecánico, esfuerzos in-situ y su relación con las estructuras sismogénicas, límites permisibles de explotación ante el fallo o colapso de la roca y zonas anormales de presiones y alta temperatura.

Nuevas oportunidades de explotación y la expansión del campo, llevaron a la perforación de dos importantes pozos productores en el año 2008 (pozo H-42 y H-43), de los cuales se midieron diferentes registros geofísicos y se utilizaron para determinar las propiedades geomecánicas del reservorio, el estado de los esfuerzos in-situ y las condiciones en que la roca colapsará, considerando el criterio de fallo de Mohr-Coulomb, obteniendo así, la presión necesaria para activar el sistema de fracturas, vencer el esfuerzo de sobrecarga y abrir una fisura para conducir fluidos. Nuevamente, se establece el estado de los esfuerzos ahora para las fracturas identificadas en el pozo H-43 y se observa que las fracturas asociadas a la actividad tectónica son conductivas; las fracturas consideradas abiertas, pero sin indicadores de permeabilidad también

se observaron tectónicamente activas y conductivas, mientras que las fracturas asociadas a la perforación, se encuentran selladas y no permiten el paso de fluidos.

Variaciones en los esfuerzos producto del tectonismo producen diferentes ambientes de fallamiento en el campo, a través de los mecanismos focales se observan tres regímenes de falla dominantes, de los cuales se delimitó el esfuerzo máximo horizontal ( $S_{Hmax}$ ), estimado en lo absoluto por el análisis de Mohr-Coulomb; adicionalmente se calculan las condiciones de colapso o brote en la pared del pozo, las posibles fracturas inducidas durante la perforación y el efecto en los esfuerzos de la diferencia de temperatura entre el lodo de perforación y el reservorio. Estos límites son analizados mediante polígonos de esfuerzos, donde se observa una alta anisotropía en el reservorio. Resuelto el estado de los esfuerzos, el polígono es adecuado para el diseño de perforación y análisis geomecánico, en particular en aquellos intervalos en los que la estabilidad del pozo puede ser un problema y las altas temperaturas impiden la toma de registros.

Basado en la reducción de la presión de poro producto de los trabajos de extracción, se determinaron las posibles trayectorias de los esfuerzos, observando inestabilidad e incluso colapso –por los límites en los esfuerzos asociados a la cercanía de fallamiento tectónico–, al norte del campo asociada a la falla La Antigua, mientras que al sur se presenta un estado de equilibrio con una eventual inestabilidad al final de la explotación.

A través del esfuerzo normal efectivo, se asoció la variación de la presión de poro y la caída de esfuerzos, lo que permitió determinar el momento sísmico asociado a la magnitud de duración de un evento sísmico, conforme al módulo de cizalla y el tamaño de la fractura que lo genera. Considerando el reservorio superior, inferior y el basamento, se determinó que las caídas de esfuerzos pueden alcanzar sismos de mayor amplitud, esto también influenciado por la inestabilidad en el sello entre reservorio y el basamento, que ocasiona un percolado de los fluidos a estratos inferiores por conducto de la apertura de las fracturas asociadas al tectonismo. Esto permite establecer los límites en los gastos y volúmenes de explotación, para aumentar el control en las caídas de esfuerzos, que pusieran sugerir un riesgo en la integridad del campo.

Finalmente, las caídas de esfuerzos, profundidad y las magnitudes de los sismos son asociados a posibles zonas de rompimiento; mediante interpolación de la localización de los eventos, se identifican las zonas donde la energía es liberada, las cuales son asociadas al fracturamiento de acuerdo a las caídas de esfuerzos. En conjunto con los límites del reservorio, las fallas tectónicas, y las posibles zonas de actividad, se observan diferentes áreas de interés para futuros objetivos de perforación y desarrollo del campo.

La metodología puede aplicarse de forma práctica en varios campos, principalmente en aquellos donde la información es extremadamente limitada. El enfoque permite una caracterización rápida incluso en reservorios con problemas de estabilidad en los pozos –debido a presiones anormales–, sin la necesidad de utilizar software o simuladores complejos, inclusive con programas en hojas de cálculo.

# Capítulo 1

## 1. Introducción

El aumento de la demanda mundial de energía ha incrementado la exploración y explotación de los recursos naturales, llevando a las industrias energéticas a desarrollar yacimientos de características más complejas; debido al dinamismo de los sistemas involucrados con la recarga natural del acuífero, interacción agua roca, cambio de fase, desequilibrio térmico, convección y escape vertical de fluidos. En el campo de la geotermia el concepto de yacimiento como un medio inerte no es aplicable y el termino más utilizado es reservorio, proveniente del francés *reservoir*.

Los reservorios geotérmicos se encuentran en medios heterogéneos y naturalmente fracturados, además concentran un alto volumen de fluidos recuperables producto de la recarga de los acuíferos, con una importante fuente de calor significan puntos altamente explotables de vapor. Se localizan en ambientes tectónicos activos, con intercalaciones de rocas ígneas y sedimentarias, lo cual dificulta la caracterización del reservorio y cualquier predicción está sujeta a una gran incertidumbre, ocasionando que la rentabilidad del campo sea variable, poniendo en predicamento su explotación.

Un sistema de recuperación mejorada en un reservorio geotérmico (EGS, por su acrónimo en inglés, *Enhanced Geothermal System*) consiste en la inyección de fluido frío en las fracturas presentes naturalmente o inducidas artificialmente por diferentes métodos como el fracturamiento hidráulico o inducción térmica. Estas fracturas son los conductos primarios en los sistemas de extracción, en los cuales se transportan los fluidos a los pozos productores y se lleva a cabo el proceso cíclico de alimentación de los acuíferos, posteriormente la temperatura del fluido contenido dentro de la matriz con baja permeabilidad se incrementa por la energía calorífica del reservorio. El fluido en una o dos fases, es recuperado y el vapor procesado por un generador eléctrico, posteriormente el líquido sobrante es reinyectado al reservorio con el objetivo de recargar el acuífero, fracturar y mantener la apertura de fracturas.

El comportamiento de estas fracturas inducidas o naturales y las deformaciones en la roca representan un parámetro primordial que determina la respuesta del reservorio a los volúmenes de inyección o producción. El cierre o apertura de las fracturas está altamente relacionado al estado de esfuerzos, porque los esfuerzos actúan en las paredes de la fractura y determinan si la roca cede o resiste las variaciones en la presión ocasionadas por la explotación. Estas operaciones perturban el estado de los esfuerzos in-situ, lo que también puede producir el rompimiento de la roca y generar de nuevas fracturas en el reservorio, como se ha descrito previamente, las cuales se manifiestan comúnmente con múltiples microsismos. Esta sismicidad es un indicador importante de permeabilidad y zonas conductivas, debido a que está asociada al cambio de los esfuerzos debido a la liberación de energía y presión acumulada. El porcentaje al que está asociada esta actividad es la gran incógnita debido a los mecanismos precursores y a las heterogeneidades del reservorio.

## 1.1 Marco teórico

La inyección de fluidos en los reservorios está asociada a la generación de sismicidad. Esta actividad depende, en su magnitud, de las condiciones geomecánicas en el reservorio. Diversos autores (Zoback *et al.* 2012; Walters *et al.* 2015) han desarrollado metodologías para controlar los gastos de inyección, con el objetivo de limitar la generación de sismos que pudieran ocasionar daños en los yacimientos y la infraestructura en superficie.

El principal mecanismo que se considera como inductor de la sismicidad, es la reducción del esfuerzo normal por el aumento o disminución en la presión de poro, producto de la explotación del campo (Segall, 1989; Zoback, 2007; Urban, 2012; Urban y Lermo, 2013; Walters *et al.* 2015). Esto ocurre principalmente en ambientes tectónicos, donde el empuje o la compresión tectónica puede desarrollar zonas de presión anormal, con numerosa actividad sísmica asociada dependiendo del grado de actividad en las estructuras geológicas.

La inyectabilidad está en función de la capacidad de un reservorio en aumentar la presión de poro sin fracturar la formación o producir un deslizamiento de las fracturas. Después de

sobrepasar este punto la roca es considerada como fracturada y las condiciones in-situ son alteradas. Establecer las condiciones geomecánicas en el reservorio es primordial para determinar este punto de fallo, la integridad del pozo durante la perforación y la reducción de la permeabilidad, por cierre de fractura en la producción, las cuales se dificultan debido a la complejidad tectónica, variaciones regionales y locales en los esfuerzos.

## **1.2 Motivación y Objetivos**

Los objetivos centrales de esta tesis son determinar una metodología para analizar el estado de esfuerzo y la actividad sísmica relacionada a la explotación. Amplificar el conocimiento geológico del campo, historial sísmico, condiciones de inyección y producción, estado geomecánico, esfuerzos in-situ y su relación con las estructuras sismogénicas. La toma de información es una tarea difícil debido a que las herramientas no están diseñadas para las condiciones extremas que pudieran presentarse en los reservorios geotérmicos, por lo tanto, estos objetivos deben ser cubiertos con la mínima información disponible, sin perder certidumbre en los resultados.

Asimismo, otros de los objetivos son elaborar un modelo geomecánico, el cual es la piedra angular para caracterizar los reservorios y la interacción con los procesos de explotación; discretizar las propiedades mecánicas del reservorio y la magnitud de los esfuerzos in-situ a partir de registros de pozo. Establecer las condiciones de fallo y caracterizar el estado de las fracturas. La apertura y cierre de fracturas, su relación con eventos sísmicos asociados a los horizontes en explotación y a las principales estructuras sismogénicas en el campo.

Finalmente, estos parámetros permiten delimitar los niveles óptimos de inyección y producción, su relación la magnitud de los sismos con la caída de los esfuerzos debido al cambio en la presión de poro y el esfuerzo efectivo, los cuales no solo son puntos de interés para la explotación o almacenamiento, si no por consideraciones de seguridad en la superficie.

### 1.3 Modelo geomecánico

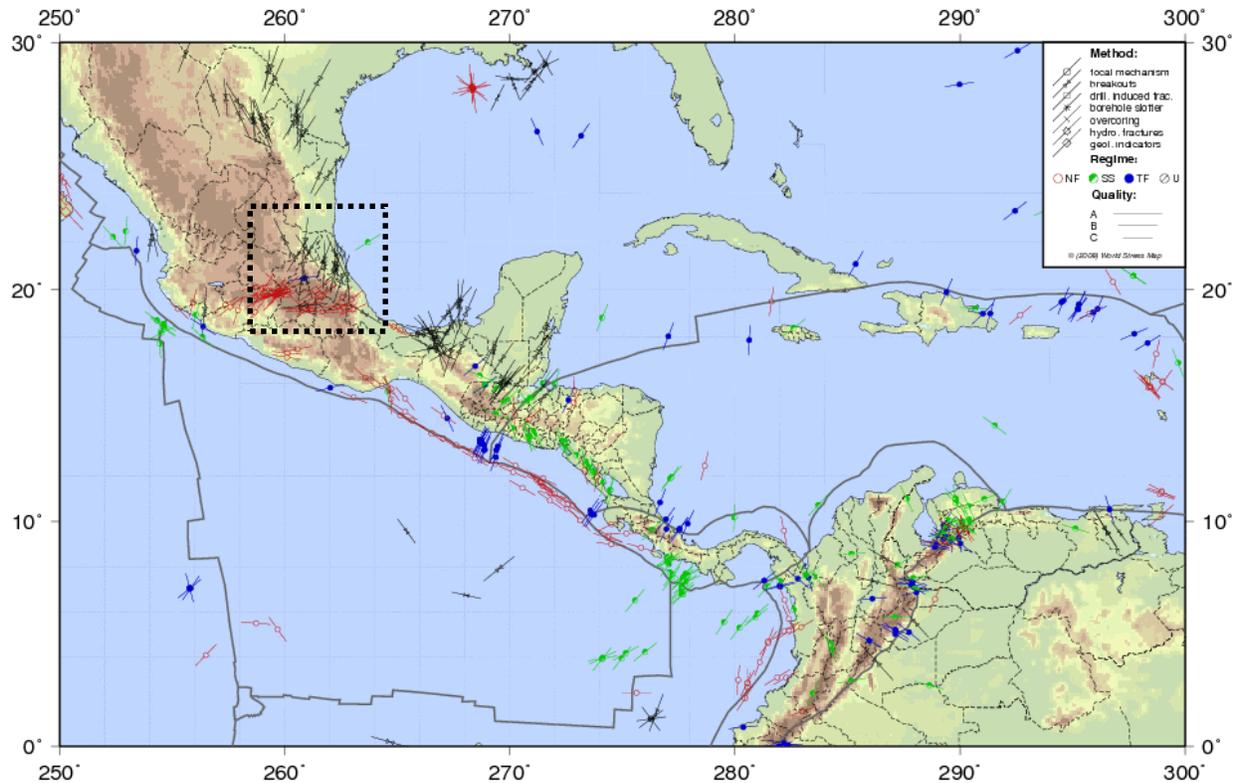
Un modelo geomecánico se construye con la medición de la magnitud del esfuerzo vertical y horizontal, la presión de poro, propiedades mecánicas, y la experiencia de perforación, todos orientados para determinar el esfuerzo máximo horizontal (Figura 1.1), el cual determina el punto en que la roca colapsará. La estimación de la magnitud y la orientación de los esfuerzos in-situ son esenciales, cuantificar la densidad, porosidad, impedancia acústica, deformación, índice de fragilidad, facilidad para desalojo o permitir el paso de fluidos, presión actuando en el poro, esfuerzo de sobre carga, mínimo horizontal y neto, así como la resistencia al colapso. Estas son las piezas angulares para el análisis sísmico del campo y el comportamiento del reservorio durante la explotación.



**Figura 1.1 Elementos principales que conforman un modelo geomecánico robusto en los reservorios.**

Debido al movimiento de las placas tectónicas en la corteza terrestre, los yacimientos y reservorios son geopresurizados, generando zonas de presión anormal y los esfuerzos sufren incrementos irregulares de tensión y compresión hasta el punto en que la roca colapsa, generando un yacimiento naturalmente fracturado y heterogéneo, con numerosas estructuras sismogénicas y en los campos geotérmicos una tasa de recurrencia sísmica alta.

El campo geotérmico Los Humeros se localiza en la zona neo-volcánica ubicada en el corazón del país, está sujeta a una gran variación en los esfuerzos con cambios de orientación local y regional, cercana a la zona de inducción de la placa de Cocos con la Norte Americana (Figura 1.2), por lo que la actividad tectónica es numerosa. Estos movimientos, conforme a su magnitud, pueden producir activación en las estructuras geológicas y convertirlas en vías conductivas.



**Figura 1.2** Mapa de la orientación de los esfuerzos principales en relación a los ambientes tectónicos. México se encuentra en un ambiente tectónico complejo y altamente activo (cuadro negro punteado, *World Stress Map, 2006*)

### 1.4 Esfuerzos In-Situ

Los esfuerzos se definen como la fuerza por unidad de área que actúa en un área específica, y el tensor de esfuerzos como la suma de fuerzas por unidad de área actuando en la superficie definida en un sistema coordinado arbitrario (Figura 1.3a), la cual puede adaptarse a cualquier sistema de coordenadas a través de un tensor de transformación (Figura 1.3b), evaluando o

conociendo la dirección de los vectores a partir del coseno (Figura 1.3c), se puede describir la rotación de los ejes el sistema de coordenadas viejo y el nuevo.

Finalmente, el sistema que compone los esfuerzos puede ser simplificado de acuerdo a los mecanismos en los cuales se encuentra o las áreas que se buscan cuantificar, por lo tanto, para determinar las fuerzas que actúan en la corteza terrestre se precisa de un sistema coordinado principal. El Algebra Lineal proporciona un resultado muy útil en este contexto: cualquier matriz o tensor simétrico es diagonalizable en un sistema de vectores propio y eigenvalores. A partir de la transformación del sistema coordinado simétrico se puede obtener el valor propio o eigenvector, que describe la magnitud sin cambiar la dirección del vector, de esta forma el sistema que describe el tensor momento puede simplificarse en una matriz diagonal:

$$S = \begin{bmatrix} S_1 & 0 & 0 \\ 0 & S_2 & 0 \\ 0 & 0 & S_3 \end{bmatrix}$$

Por lo tanto, el problema se simplifica definiendo los tres esfuerzos principales que actúan en el reservorio. El esfuerzo máximo, intermedio, y mínimo ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ , Figura 1.3a, Zoback 2007). Considerando que la superficie de la tierra está en contacto con un fluido (aire o agua), que no puede soportar esfuerzos por tracción, se define un plano de esfuerzos principales (Zoback 2004), siguiendo en esta tesis por convención que los esfuerzos por compresión son positivos. Además, es necesario considerar que por lo general al menos uno de los esfuerzos es normal a la superficie de la tierra y los otros dos se encuentran actuando perpendicularmente en la dirección horizontal.

Los acuíferos, los yacimientos de hidrocarburos y los sistemas geotérmicos son compresibles y elásticos. Su elasticidad es evidenciada por la compresión que resulta de la caída de la presión del fluido, lo cual puede reducir el volumen del poro. Esta reducción del volumen de poros puede ser la fuente principal de que el fluido sea liberado del almacenamiento. El concepto de esfuerzo efectivo en una roca poroelástica que contiene agua establece que la presión intersticial poro-

agua disminuirá por el efecto del esfuerzo efectivo que actúan en los poros. En un medio poroso fracturado, esta ley es un efecto entre el poro, la fisura y el agua. La extracción de fluido, por ejemplo, causa la reducción de la presión interna entre poro y fractura. Terzaghi (1923) establece que la carga axial efectiva total en el medio poroso está determinada por la suma del esfuerzo actuando en el medio sólido y la presión de poro ( $\sigma_3 = \sigma_1 - Pp$ ). En términos físicos, la teoría postula que cuando un material poroso se somete a un esfuerzo, la deformación de la matriz resultante produce cambios volumétricos en los poros saturados con un fluido. La presencia de un fluido en movimiento modifica la modifica su respuesta mecánica en una roca porosa (Bundschuh y Suarez-Arriaga, 2010).

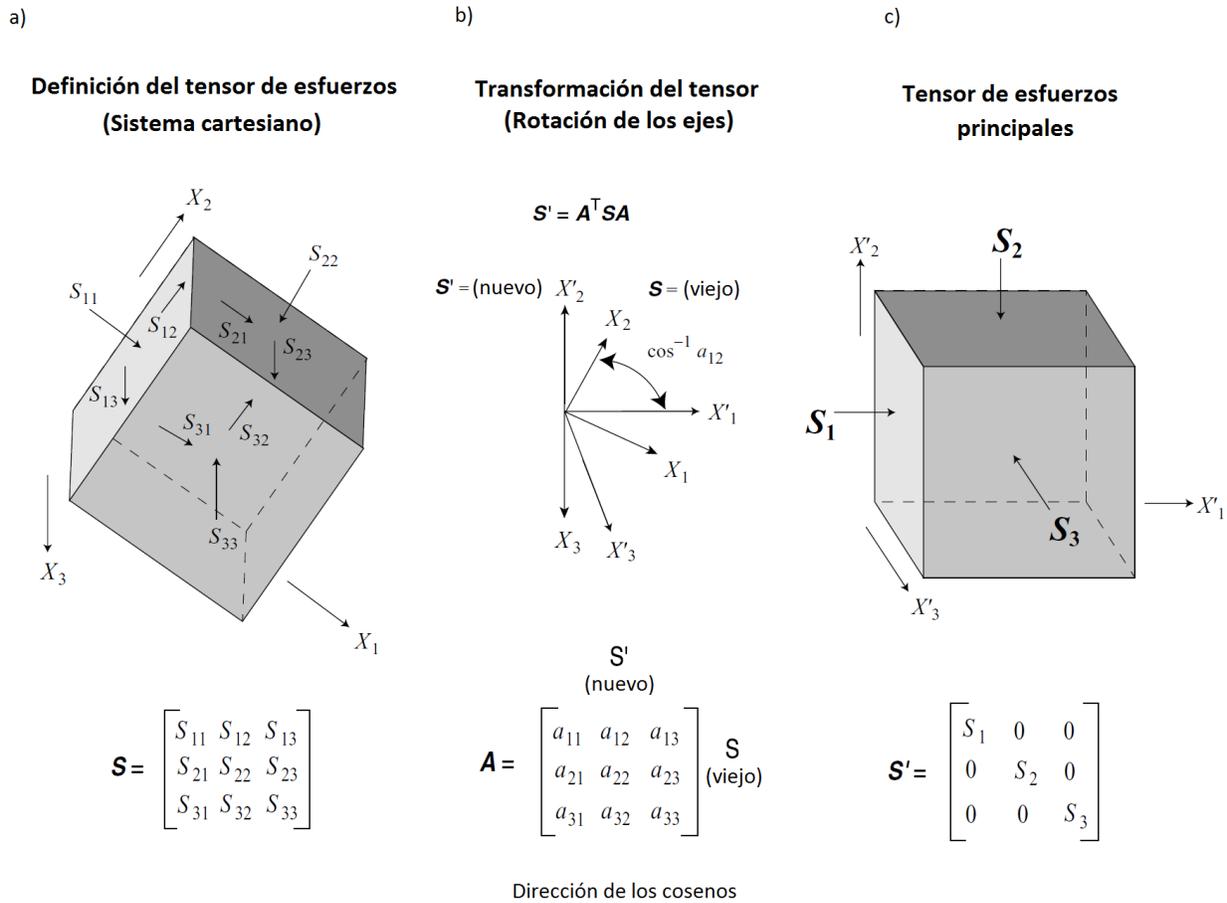
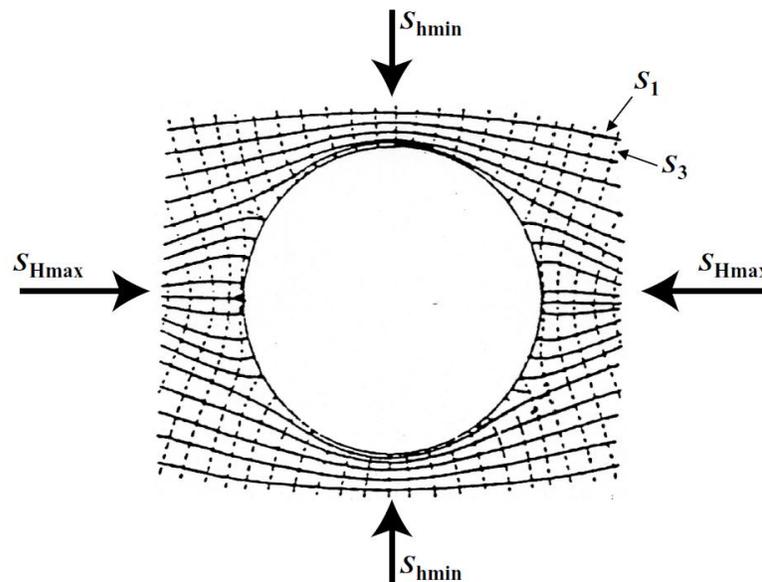


Figura 1.3 (a) Definición del tensor de esfuerzos en un sistema arbitrario de coordenadas cartesianas (Engelder y Leftwich, 1997). (b) la rotación de los esfuerzos a través del sistema de transformación y (c) el sistema de esfuerzo principales definidos en un sistema donde los esfuerzos de corte desaparecen por el cambio a la eigenbase. (Zoback, 2004).

Las recopilaciones de mecanismos focales generados en diferentes eventos sísmicos a nivel mundial, sugieren que la transición frágil-dúctil en la corteza terrestre se encuentra entre los 15 y 20 km de profundidad (Zoback y Zoback, 1980, 1989; Zoback, 1992; Stein y Wysession, 2009). Por lo tanto, se presentan en profundidad tres magnitudes de esfuerzos principales:  $S_v$ , el esfuerzo vertical o también conocido como esfuerzo de sobrecarga;  $S_{Hmax}$ , el esfuerzo horizontal principal máximo; y  $S_{Hmin}$ , el esfuerzo horizontal mínimo, asociado normalmente como el azimut del  $S_{Hmax}$  (Zoback, 2004) y la dirección de propagación de una fractura.

### 1.5 Límites de magnitud de esfuerzo, estado y límites en la presión de poro.

Desde la perforación del primer pozo en un campo, la roca sufre perturbaciones y los esfuerzos actúan sobre las paredes del pozo, estos esfuerzos deben ser considerados para evitar daños a la formación y el colapso del pozo (Figura 1.4).



**Figura 1.4** Esfuerzos principales y su trayectoria alrededor de un pozo cilíndrico en un campo de esfuerzos bi-axial, basado en las ecuaciones de Kirsch (1898), los esfuerzos principales se presentan paralelos y perpendiculares a la superficie del pozo y a la trayectoria de los esfuerzos principales, donde es más compresiva al converger en el caso de un pozo vertical (Zoback, 2004).

El sistema, independientemente de estar o no estar en equilibrio, sufre cambios debidos a la intrusión de fuerzas externas y entrar a un estado de deformación. De acuerdo a la actividad de los esfuerzos previamente descritos, la formación puede iniciar una etapa de cierre de fracturas buscando el equilibrio en la formación, o por lo contrario una etapa de desequilibrio por el empuje compresivo de origen tectónico, a través de estructuras que producen aislamiento en los estratos y creación de compartimentos en el reservorio, que modifican y geopresionan el poro aumentando la presión en el reservorio.

Este desequilibrio también puede deberse a las actividades de explotación, las cuales están comúnmente acompañadas de sismicidad (Urban y Lermo, 2012). Estos esfuerzos inducidos alcanzan a generar fracturas inducidas que no necesariamente pueden considerarse abiertas al flujo o conductivas o al contrario pueden encontrarse en un proceso de propagación, principalmente en reservorios conectados por una red de fracturas, donde el medio poroso alcanza una distribución de presión capaz de contrarrestar el esfuerzo de sobrecarga, esta presión se incrementa en las cercanías de los pozos inyectores, mientras en los productores se reduce. Por lo tanto, es primordial determinar el porcentaje de las actividades de explotación que están relacionadas a los mecanismos que generan y detonan los sismos.

## **1.6 Actividades de explotación: sismicidad durante la inyección, producción, perforación, estimulación y pruebas de pozo-producción.**

La generación de sismicidad como se ha estipulado, puede estar influenciada por los efectos poroelásticos y termoporoelásticos en los reservorios, mecanismos que generan variación en el volumen del poro debido a cambios en la presión y temperatura del medio. En general, hay dos razones externas por las cuales cambia la presión de poro y se producen o se cierran fracturas: por la inyección en frio a alta presión con aumento de permeabilidad y por la extracción del fluido, la cual reduce la presión de poro y puede ocasionar el colapso y cierre de fracturas. Ambos mecanismos son generados artificialmente por la acción humana.

El deslizamiento de una fractura producto de la dilatación de los poros debido al efecto térmico puede ser del orden de varios centímetros, durante tiempos largos y cortos de explotación, por lo que puede estar acompañada de sismos en cualquier momento durante la explotación.

La inyección de fluidos aumenta la presión de poro y reduce el esfuerzo de cierre por lo que la fractura se abre. En el caso de una inyección no isotérmica o estimulación, el enfriamiento aumenta la apertura de la fractura drásticamente mediante la inducción de esfuerzos de tensión termoporoelástica, por lo tanto, la conductividad de la fractura aumenta y los fluidos llegan al pozo con mayor facilidad.

En relación al enfriamiento, las fracturas se abren en las proximidades del punto de inyección, debido al esfuerzo por el efecto de enfriamiento y la presión de inyección, por lo que la fractura favorecerá el deslizamiento o propagación (Lee, 2012).

La presión de fluido en las fracturas aumenta en respuesta a la compresión, por lo tanto, la compresibilidad del fluido y comportamiento de las fracturas desempeñan un factor importante. Cuando un reservorio se encuentra en un sistema de recuperación mejorada, proceso de inyección y extracción, el fluido más frío se desplaza a través de los canales de fractura desde el pozo inyector, al productor en el intervalo de mayor temperatura. A medida que la matriz se enfría, el esfuerzo térmico aumenta las aperturas de la fractura, por lo tanto, aumenta su conductividad (Lee, 2012), sin embargo, este efecto es muy diferente si el fluido es puro vapor.

La Inyección disminuye la cantidad de tensión efectiva debido al aumento de presión en la fractura y la matriz cerca de un pozo. Por el contrario, extracción aumenta la cantidad de tensión efectiva debido a la caída de presión en la fractura y matriz.

En términos generales se considera que los esfuerzos generados por los procesos de cambio poromecánicos y termomecánicos, se producen debido a las operaciones de recuperación en los sistemas de producción geotérmicos y son una respuesta a los cambios en las propiedades de la roca como la permeabilidad, directamente asociada a la apertura y deslizamiento de la fractura (Ghassemi *et al.* 2007; Lee, 2012). La influencia del proceso poromecánico sobre las

deformaciones de una fractura, es mucho más rápido que el proceso termomecánico (Ghassemi y Zhang, 2014).

## **1.7 Monitoreo sísmico**

El monitoreo sísmico es importante para observar la actividad en las principales estructuras geológicas en el reservorio y sus inmediaciones: actividad por el deslizamiento de las fracturas en el sistema, orientación y cambio de orientación en los esfuerzos, alcances de los fluidos contenidos en el reservorio por deslizamiento de las fracturas abiertas al flujo y control de los gastos de inyección y producción, porque permite observar cambios en los esfuerzos producto de esta interacción roca-fluido en cualquier momento de la explotación; contribuye a identificar zonas de fracturamiento que en conjunto con diversos indicadores de permeabilidad, los cuales representan importantes objetivos para la perforación y expansión del campo.

Además, permite determinar los factores que pudieran representar un peligro para el reservorio, por colapso excesivo de la roca y eventos sísmicos de magnitudes de coda superiores a 4 grados, que podrían significar daños a la infraestructura y la población.

## **1.8 Estructura de la tesis**

La tesis se distribuye en cinco capítulos con una conclusión general y específica para cada uno de ellos. Los antecedentes como condiciones geológicas y tectónicas en el reservorio se detallan en el Capítulo 2. Además, se presenta la metodología que se siguió para localizar los eventos sísmicos, analizar la sismicidad y detallar los estudios sísmicos realizados en el campo.

En el Capítulo 3 se determinan las propiedades geomecánicas principales del reservorio, incluyendo la presión de poro y el esfuerzo mínimo horizontal, a partir del análisis del registro sísmico dipolar, medido en los pozos H-43 y H-42, ubicados al norte y sur del campo geotérmico.

En el Capítulo 4 se establecen las condiciones de fallo en la roca en diferentes zonas de interés. A partir del criterio de fallo de Mohr-Coulomb se caracterizan las diferentes fracturas naturales, conductivas, abiertas o cerradas, y las fracturas inducidas por la perforación.

En el Capítulo 5 se determinan los límites posibles del esfuerzo máximo horizontal para los ambientes de fallamiento presentes en el reservorio, lo que permite comprobar y asociar los mecanismos focales obtenidos en el análisis sísmico. Además, se estudia el efecto de la temperatura en el pozo y los mecanismos principales que ponen en riesgo la integridad del pozo.

En lo que respecta al Capítulo 6, se establece la posible trayectoria de los esfuerzos durante la explotación, a partir de las propiedades mecánicas, la caída de presión y de los esfuerzos, al punto de alcanzar un estado inestable en la formación, que podría generar un fracturamiento asociado a las estructuras sismogénicas. Se relaciona la magnitud de los sismos localizados en el yacimiento con la caída de esfuerzos, el módulo de cizalla y el tamaño de la falla o fractura que produce el sismo. Además, se realiza una interpolación de los datos sísmicos para identificar las zonas de liberación de energía asociadas a la magnitud del evento, observando una concentración de energía en la zona de explotación por encima del límite inferior del yacimiento.

En el Capítulo 7 se presentan las conclusiones generales de esta tesis y finalmente las referencias bibliográficas.

## Capítulo 2 Campo Los Humeros

El campo geotérmico de Los Humeros es el tercer campo geotérmico en importancia del país, después de los campos Cerro Prieto y Los Azufres; se localiza en el estado de Puebla cerca de los límites con Veracruz. En el año de 1968, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) efectuó los primeros estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos (Mena y González-Morán, 1978; Pérez-Reynoso, 1978; Yañez-García *et al.* 1979; Palacios-Hertweg y García-Velázquez, 1981). En el año de 1982 se perforó el primer pozo exploratorio con el objeto de confirmar los resultados de los estudios. En 1990 se inició la explotación comercial del reservorio con la instalación de la primera unidad de 5 megawatts eléctricos (MWe). A mayo del 2016, se han perforado hasta 50 pozos y se cuenta con una capacidad instalada de 42 MW, distribuidos en siete plantas generadoras de 6 MWe cada una (Quijano y Negrín, 2009).

El proceso de explotación en el campo consiste de 47 pozos (Sánchez *et al.* 2015), cuyas profundidades varían entre 1450 a 3250 m. De ellos, 18 son productores (H-1, 3, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 15, 16, 17, 19, 20, 30, 31, 32, 35, 36, 37, 42 y 43), cuatro se han utilizado como inyectores (H-13, H-29, H-38 y H-40), pero al 2015 solo tres se encuentran activos (H-29, H-38 y H-40); los 25 pozos restantes se encuentran cerrados, son exploratorios, se encuentran en evaluación o monitoreo.

Al 2011, la producción promedio se estimó a una presión de 8 bar, entre 550 a 581 ton/hr de vapor y de 92 ton/hr de agua (Jaimes-Maldonado *et al.* 2012). Debido a las restricciones de la tubería para manejar fluidos con una temperatura mayor a 300°C y altos valores de pH, la zona de alimentación de los pozos, es decir la tubería ranurada, se encuentra restringida entre una profundidad de 1340 a 1873 m (Romero, 2006).

El monitoreo sísmico en el campo de Los Humeros inició a partir del sismo del 25 noviembre de 1994 con magnitud de duración (Md) de 4.2 grados, el cual ocasionó daños en su infraestructura (Lermo *et al.* 1999). En diciembre de 1997 la CFE instaló una Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP), compuesta por seis sismógrafos digitales triaxiales (S01, S02, S03, S04, S05, S06) y algunas temporales (PNCF, PSCF, CLCF, HUFC, T07, T08, T09), alrededor del campo geotérmico.

## 2.1 Geología y tectónica

El campo se localiza en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Mexicano; dentro de una caldera de origen volcánico llamada Los Humeros; empezó su formación hace medio millón de años. Posteriormente, hace unos 100 mil años se formó dentro de ella la caldera de Los Potreros. Las últimas erupciones volcánicas ocurrieron hace unos veinte mil años (Negrín, 1982).

La geología del campo ha sido descrita por diversos autores como Pérez-Reynoso, 1978; Yáñez-García *et al.* 1979; Negrín, 1982; Viggiano y Robles, 1988; Cedillo, 2000, quienes describen un basamento compuesto por esquistos y rocas graníticas del Pérmico Tardío al Jurásico Temprano. Cubriendo a estas rocas de manera discordante, se presentan rocas sedimentarias del Triásico-Jurásico, cubiertas a su vez por una secuencia marina del Jurásico Superior al Cretácico Superior, con algunos afloramientos al oeste, este y sur de la caldera de Los Humeros. Sobreyaciendo al basamento descansa una secuencia de andesitas e ignimbritas del Terciario. La primera acumulación de rocas volcánicas ocurrió hace aproximadamente 11 millones de años (ma) y está constituida por derrames de andesita de hornablenda, cubiertos parcialmente por derrames de augita de andesitas que procederían de los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba hace 5 ma.

De acuerdo a los estudios geológicos de Arellano *et al.* 2000 y Cedillo (1997), la reflexión geofísica sísmica (COMESA, 1998) y los estudios gravimétricos (Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1992), se observan nueve capas estratigráficas dominantes (Tabla 2.1). Los estudios geoquímicos (Barragán *et al.* 1988), los estudios de registro de pozos y los análisis de núcleos (Arellano *et al.* 1998) mostraron la presencia de dos cuencas a diferentes profundidades; a 1.5 km de 280 ° C de temperatura y la más profunda a 2 km con 330 °C, sin embargo, la perforación del pozo H-43 con una mayor profundidad, ampliaría el rango máximo de temperatura en la zona hasta 395.4 °C (Lorenzo, 2008). La cuenca superficial es líquido dominante y la más profunda es vapor dominante (Arellano *et al.* 2000). En el 2013, Viggiano realizó modificaciones a la columna estratigráfica después de los 1725 m, en la zona erróneamente denominada caliza, observado evidencias de metamorfismo en la roca debido al ciclo volcánico que genera el proceso

hidrotermal, describiendo un estrato permeable de rocas carbonatadas, compuesto por *hornfels* y mármol.

**Tabla 2.1 Geología del subsuelo del Campo Los Humeros actualizado al año 2015 (unidades litológicas, modificado de Cedillo, 1997).**

Unidad	Descripción	Permeabilidad	Hidrogeología
1	Pómez, basaltos de olivino y andesitas	Alto	Acuíferos superficiales fríos y calientes
2	Tobas líticas e ignimbrita Zaragoza	Medio	Posible acuífero
3	Ignimbrita Xáltipan	Bajo a nula	Acuicludo
4	Intercalación de andesitas e ignimbritas	Bajo a nula	Acuicludo
5	Andesitas de augita Teziutlán	Media	Reservorio geotérmico superior
6	Toba vítrea Humeros	Baja	Acuitardo
7	Andesita de hornablenda	Media	Reservorio geotérmico inferior
8	Basaltos	Media	Reservorio geotérmico inferior
9	Hornfels, mármoles e intrusivos (basamento local)	Baja	Acuitardo

Tectónicamente, el CGLH presenta tres estructuras caldéricas, Los Humeros, Los Potreros y el Xalapasco, formadas en los diferentes eventos volcánicos ocurridos en el campo. Los estudios geofísicos de reflexión sísmica (COMESA, 1998), gravimetría (Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1992) y transitorio electromagnético (TDM) (Seismocontrol, 2005), revelaron también la existencia de sistemas de fallas orientados principalmente en las direcciones NW-SE (La Antigua, Los Humeros y Loma Blanca), NE-SW (Pamela, Morelia, Parajes) y E-W (Las Papas). En la Figura 2.1 se presentan las estructuras principales detalladas por Lorenzo (2008). La Falla Los Humeros es la única que puede observarse en superficie y de acuerdo a los estudios de reflexión sísmica estaría conectada en profundidad con el reservorio. A través de ella ascienden fluidos de alta temperatura hasta la superficie para dar lugar a las manifestaciones termales. Asimismo, los análisis estructurales realizados en la Falla Los Humeros muestran un movimiento de tipo normal, con buzamiento hacia el este (Cedillo, 2000).

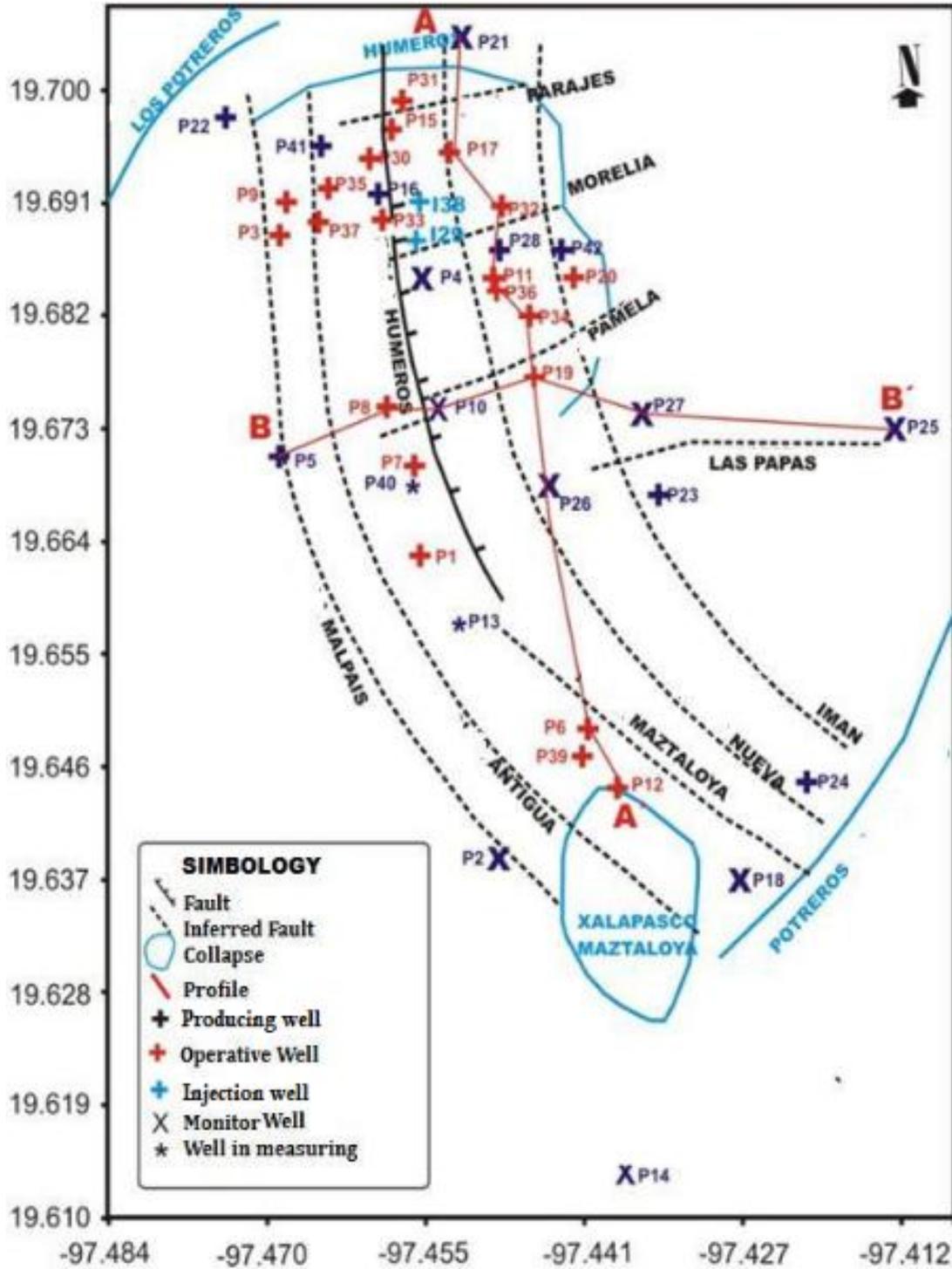


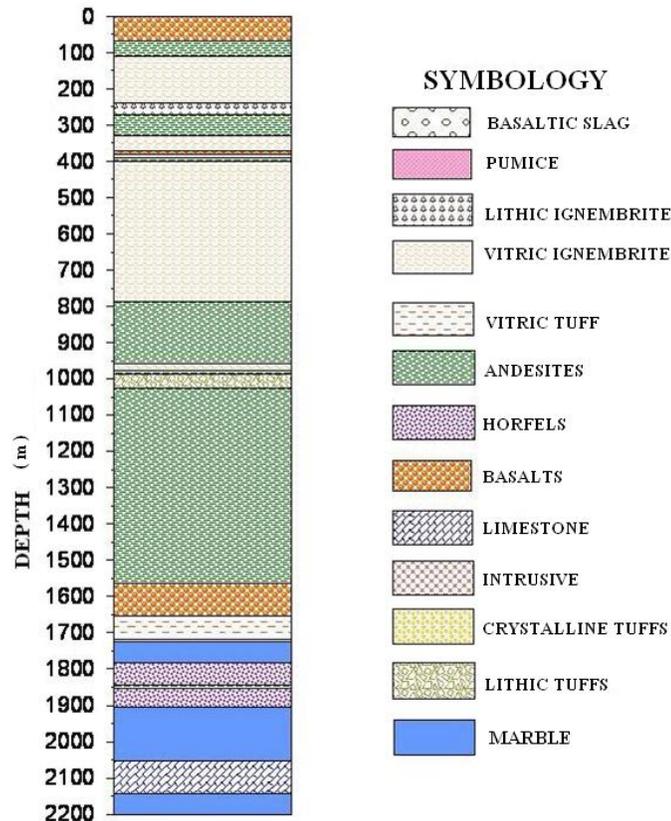
Figura 2.1 El mapa muestra dos sistemas de fallas: NW-SE formado por: La Antigua, Malpaís, Humeros, Imán y faltas Nueva, el otro sistema en dirección NE-SW formado por: Pamela, Arroyo Grande, Parajes y Morelia (modificado de Lorenzo, 2008).

## 2.2 Reservorio

Arellano *et al.* 2000, desarrollaron dos modelos para inferir la distribución inicial de la presión y temperatura en el reservorio, a partir de la información obtenida con al menos 40 pozos perforados al momento de la investigación en el campo. Los modelos revelan la existencia de dos reservorios, localizados en las formaciones más permeables del campo. Las formaciones están compuestas por augita de andesita y andesita de hornablenda principalmente. El primer reservorio (superior) está situado a una profundidad entre 850 a 1600 m, el perfil de presión de este reservorio corresponde a una columna de agua hirviendo con temperatura aproximada de 290 a 330 °C. El segundo reservorio, el más grande del campo contiene predominantemente líquido que se encuentra entre los 2000 y 2700 m, con las propiedades y datos conocidos se considera un reservorio de líquido de baja saturación; por lo tanto, los pozos de producción en esta zona se estimaron con una temperatura entre 300 y 395 ° C.

Expandiendo la capacidad del campo, se perforó el pozo H-43 en el 2008, alcanzando una profundidad de 2200 m, en el momento de la puesta en marcha se consideró como el pozo productor con el mejor gasto e índice de productividad de vapor, con un valor promedio de 51.95 ton/h, a una temperatura máxima de 395 ° C.

Lorenzo (2008) caracterizó el reservorio a través de estudios sísmicos, electromagnéticos, recortes de perforación, registros geofísicos, incluyendo el análisis del registro de imágenes FMI (*Fullbore Formation Microimager*) de Schlumberger, con el objetivo de visualizar si la zona caliza se encontraba naturalmente fracturada y posiblemente permeable. A partir de la interpretación macro y microscópica de los recortes de perforación y muestras de núcleos a partir de la superficie hasta los 2200 m que alcanzó el pozo H-43. Se determinó la columna estratigráfica en el pozo (Figura 2.2) y la caracterización de las zonas de alimentación.



**Figura 2.2 Litologías observadas durante la perforación del pozo H-43 (Lorenzo, 2008).**

Debido a los valores altos de temperatura en el pozo H-43, se realizó un proceso de enfriamiento en el pozo, para la toma de registros petrofísicos en la parte inferior del pozo, ya que los instrumentos sólo soportan una temperatura máxima de 175 ° C, la operación permitió realizar mediciones con éxito en los intervalos de 1250 a 1633 m y 1711 a 1813 m. El primer intervalo no presentó ningún problema durante el registro. Sin embargo, en el segundo intervalo, una de las cuatro pastillas de la herramienta fue dañada y no logró un registro completo.

Se midió en estos intervalos el registro de imágenes, *Formation MicroImager* (FMI), de la empresa Schlumberger, de los cuales, Lorenzo (2008) identificó las diferentes fracturas abiertas, cerradas, conductivas en el intervalo y asociadas al tectonismo debido a la presencia de la falla La Antigua (Tabla 2.2). Las fracturas asociadas a la actividad tectónica presentaron un echado N-S y NE- SO con un buzamiento de 50 ° hasta 80 ° (Figura 2.3).

**Tabla 2.2 Fracturas abiertas a diferentes intervalos de profundidad en el pozo H-43 a partir de los datos presentados por Lorenzo (2008).**

<b>Fractura</b>	<b>Profundidad de intervalos (m)</b>
<b>Abierta primaria</b>	1312-1315
	1399-1401
	1420-1421
	1457-1459
	1515-1516
<b>Abierta secundaria</b>	1245-1250
	1544-1545
<b>Asociada a falla tectónica</b>	1785.2766
	1798.0345
<b>Inducida perforación</b>	1725-1727
	1720-1721
	1746-1748
<b>Conductivas FMI</b>	1719.4253
	1724.3823
	1729.0189
	1739.0192
	1760.4802
	1785.5898
	1797.8535

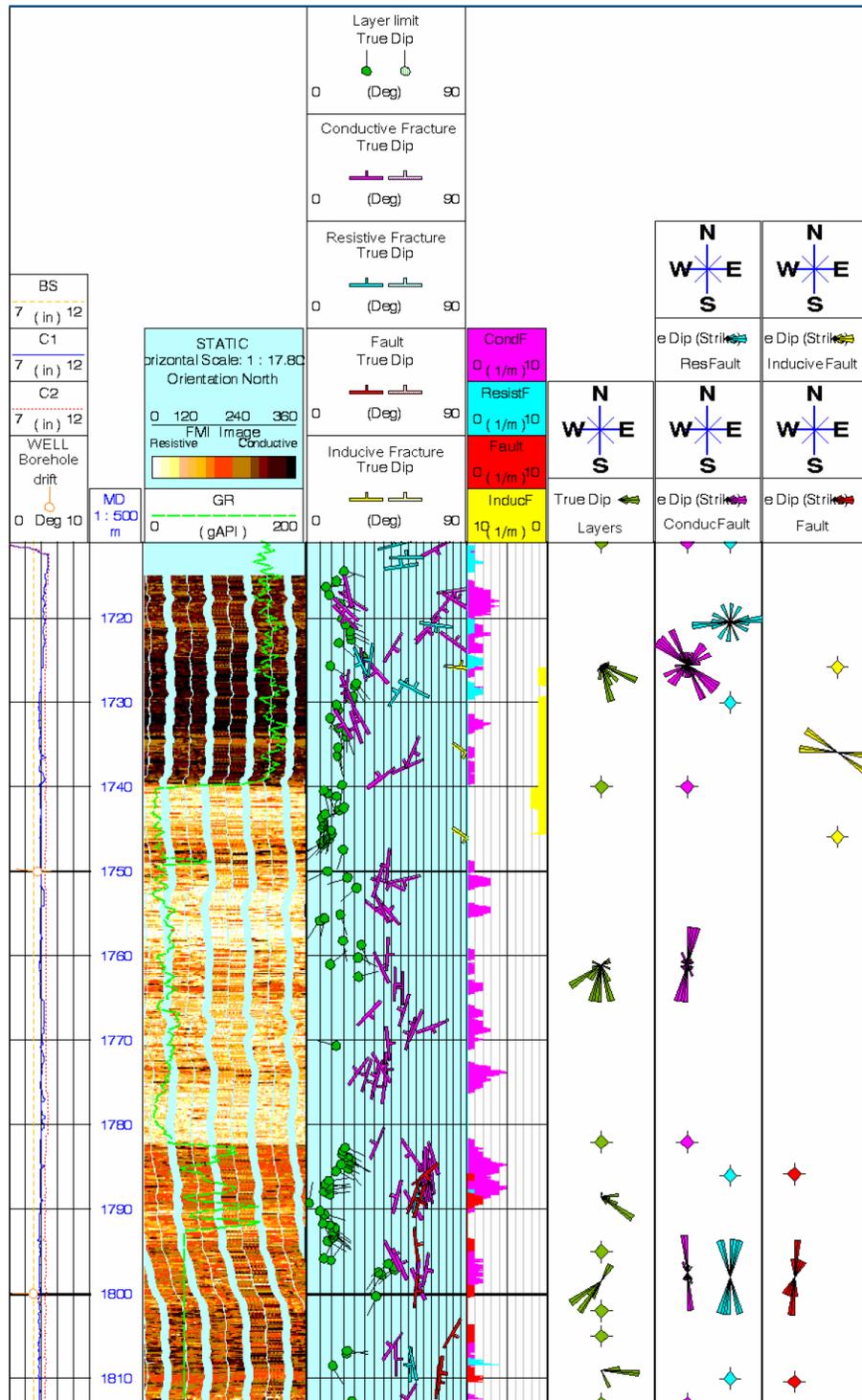


Figura 2.3 Ejemplo de casos de fractura abierta, cerrada e inducida por la perforación, observadas en el FMI entre 1711 y 1813 m. (Lorenzo, 2008)

### 2.3 Estudios sismológicos

Los estudios de sismicidad antes de la explotación del campo geotérmico de Los Humeros fueron mínimos (Ponce y Rodríguez, 1977), los cuales observaron una actividad sísmica local mínima en el campo. Los estudios posteriores (Lermo *et al.* 1999; Lermo *et al.* 2001, Lermo *et al.* 2002; Lermo *et al.* 2005), se realizaron en plena explotación y permitieron observar mayor actividad sísmica.

A partir de 1994 se encuentra disponible de forma continua la información sísmica en el campo, debido a la ocurrencia de un sismo el 25 de noviembre de ese año a las 18:52 (hora GMT) a una profundidad de 2.0 km, que ocasionó algunos daños en la infraestructura de CFE (Lermo *et al.* 1999); con este antecedente CFE instaló una Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP), compuesta por seis sismógrafos digitales triaxiales (S01, S02, S03, S04, S05, S06). Más tarde, con el objeto de mejorar las localizaciones se realizaron campañas de monitoreo sísmico; que consistieron en la instalación de estaciones de monitoreo temporales (PNCF, PSCF, CLCF, HUCF, T07, T08, T09) alrededor del campo geotérmico (Lermo *et al.* 2001, 2002).

Los estudios realizados han permitido observar que desde diciembre 1997 hasta enero de 1999 la sismicidad se concentró principalmente en la zona norte del campo geotérmico; es decir, en los alrededores de los pozos inyectores I29 (H-29) e I38 (H-38), alcanzando profundidades de hasta 4.0 km. Pero a partir de febrero de 1999 del mismo año, empezó a registrarse actividad sísmica en la zona sur del campo. En general, los sismos se distribuyen a lo largo de la Falla Los Humeros, en la cual, precisamente en su parte sur, ocurrió un sismo de magnitud de momento ( $M_w = 3.6$ ) y profundidad superficial (2.0 km) el 21 de enero de 2002. El análisis de los parámetros de fuente de este sismo realizado por Lermo *et al.* (2002), mostró un mecanismo focal asociado a una falla normal, el cual concuerda con las características estructurales de la falla Los Humeros.

Durante los años 2005 y 2006 se realizaron nuevos proyectos con el objetivo de redistribuir las estaciones sísmicas permanentes e instalar un nuevo sistema de telemetría. Con estos cambios se logró localizar un total de 51 sismos locales en el período de diciembre 2005 a octubre 2006, los cuales no sobrepasan los 5 km de profundidad y una magnitud de duración de 0.9 a 1.8 grados. Del total se observaron 35 eventos en las inmediaciones de la falla La Antigua, en la zona

de los pozos de mayor producción H-9, H-35 y H-37; mientras que un segundo grupo de menor cantidad, se concentran alrededor de los pozos inyectoros H-29 e H-38 y probablemente sobre la traza de la falla Los Humeros (Lermo *et al.* 2005 y 2006).

Durante el año 2007 (Lermo *et al.* 2008), se localizaron un total de 39 sismos locales con tres o más estaciones en el período de marzo a octubre del 2007, los cuales no sobrepasan los 4 km de profundidad y una magnitud de duración de 1.0 a 3.0 grados. Nuevamente, durante el 2007 se tuvo una distribución espacial semejante al del 2006, ya que la mayor concentración de sismos locales se localizó sobre los pozos con más alto índice de productividad (H-9, H-35, H-37 y H-16).

En el 2008, se presentó una reactivación sísmica en la zona sur del campo, posteriormente el monitoreo del campo se vio interrumpido por parte del Instituto de Ingeniería, fue retomado a partir de julio del 2014 y se encuentra en monitoreo con cinco estaciones activas, hasta la fecha de presentación de esta tesis (mayo del 2016).

Para este último período (2015 y dos meses del 2016), Lermo *et al.* 2016 localizaron 107 sismos locales. A pesar de no contar con una red óptima en cuanto a cobertura y rango dinámico debido al robo y desmantelamiento de las estaciones. Estos eventos presentaron una magnitud de duración de 0.9 a 3.6 grados con profundidades de 0.6 hasta 3.8 km. En este periodo se observó el sismo de mayor magnitud en la historia del monitoreo sísmico en el Campo Los Humeros, bautizado por Lermo *et al.* 2016 como “El Temblor de Los Humeros”, ocurrido el 8 de febrero del 2016 con una  $M_d = 3.6$  grados.

## **2.4 Análisis de la actividad sísmica**

En esta tesis se recopilaron 402 sismos locales distribuidos a lo largo del campo entre diciembre de 1997 a octubre del 2008 y de julio del 2014 a febrero del 2016.

El procesado de las señales y la localización hipocentral de los eventos sísmicos se realizó con la subrutina *hypocenter* del programa SEISAN versión 8.0 (Havskov y Ottemoller, 2003). Este programa utiliza como datos de entrada: nombre de la estación, coordenadas geográficas (latitud

y longitud), altitud, tiempo de lectura de la onda P ( $T_p$ ) y las ondas S ( $T$ ), duración del sismo, la relación de la velocidad ( $V_p / V_s$ ), modelo de velocidad (Tabla 2.3) y una ecuación para calcular la magnitud de duración.

En general la lectura del tiempo de arribo en los sismogramas se llevó a cabo con una precisión de 0.01 s para la onda P y 0.05 s para la onda S. La relación de  $V_p / V_s = 1.76$  que se utilizó, fue obtenida por Antayhua et al. 2008 a partir de la elaboración de la curva de Wadati para el campo geotérmico, la cual se construye a partir de las pendientes de los diferentes puntos en la velocidad de tránsito de las ondas generadas por el evento sísmico.

### 2.4.1 Modelo de Velocidades

El modelo de velocidades que se utiliza en la localización fue propuesto por Lermo *et al.* 2001, a partir de cuatro perfiles de reflexión sísmica adquiridos por la Compañía Mexicana de Exploraciones S.A. de C.V. (COMESA, 1998). En la Tabla 2.3, se presenta la velocidad de onda P y la profundidad equivalente de los nueve estratos principales, los cuales se obtuvieron asociando una velocidad de onda P dominante hasta los 30 km de profundidad, siguiendo la metodología desarrollada por Dix (1995).

**Tabla 2.3 Modelo de velocidades para el campo Los Humeros (Lermo *et al.* 2001).**

Velocidad Onda P (km/s)	Profundidad (km)
1.24	0.00
1.94	0.24
2.85	0.65
3.54	1.25
3.69	1.79
3.90	1.93
4.14	2.13
5.18	2.37
6.00	30.00

### 2.4.2 Ecuación de magnitud de duración

La ecuación utilizada para calcular la magnitud duración específicamente para el campo fue propuesta por Antayhua (2007), a partir de la ecuación de magnitud propuesta por Lee *et al.* 1975:

$$Md = -0.1285 + 1.6283 \text{Log}_{10}(t) + 0.0487(d) \quad (1.1)$$

donde Md es la magnitud duración en grados, t es la duración total del evento sísmico en segundos y d es la distancia epicentral en kilómetros.

### 2.4.3 Localización Hipocentral

Los datos hipocentrales de los 402 sismos se presentan en la Tabla A1 del Anexo A, con su respectivo tiempo de ocurrencia, localización (latitud y longitud), magnitud, error medio cuadrático (RMS, por su acrónimo en inglés, *Root Mean Square*) y el número de fases observadas.

Los sismos obtenidos presentan las características siguientes:

1. Las magnitudes de los sismos se encuentran en un intervalo de -0.1 a 3.6 Md.
2. Profundidad de 0.6 hasta 7 km.
3. Errores de localización hipocentral (latitud, longitud y profundidad) de hasta 3 km para los sismos localizados con tres estaciones; mientras que para los localizados con cuatro o más estaciones los errores fueron menores a 3 km.

### 2.4.4 Distribución en superficie y profundidad de los sismos seleccionados

En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se muestra la distribución en superficie de los 402 sismos. Tal como se puede observar, los sismos locales se han graficado con círculos azules de acuerdo al tamaño de su magnitud, con triángulos amarillos las estaciones

sismológicas permanentes; con triángulos naranjas se muestran los pozos en producción y con triángulos azules los pozos inyectoros.

Regresando con los sismos locales, se observa que la mayor concentración se distribuye sobre las trazas de las fallas La Antigua, Los Humeros, Loma Blanca (falla Nueva) y Las Papas, manifestando su actividad; sin embargo, la gran acumulación de la sismicidad se presenta entre las fallas Loma Blanca, Los Humeros, La Antigua, cerca de los pozos productores H-3, H-35 y H-9. Durante los diferentes períodos de estudio se puede observar actividad sísmica cercana a los pozos inyectoros desde los primeros estudios en el año 1997, hasta decaer la cantidad de eventos asociados en el 2008.

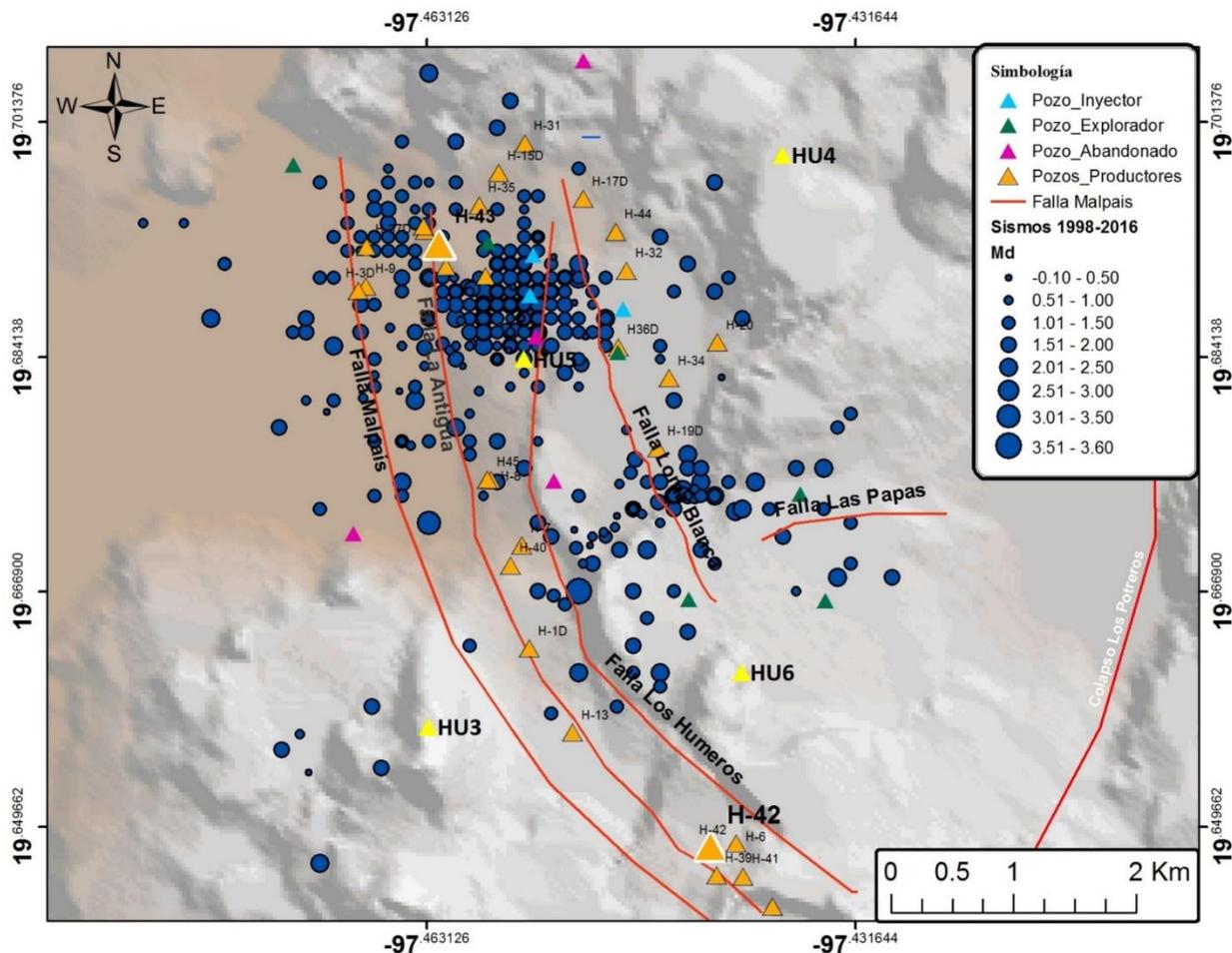
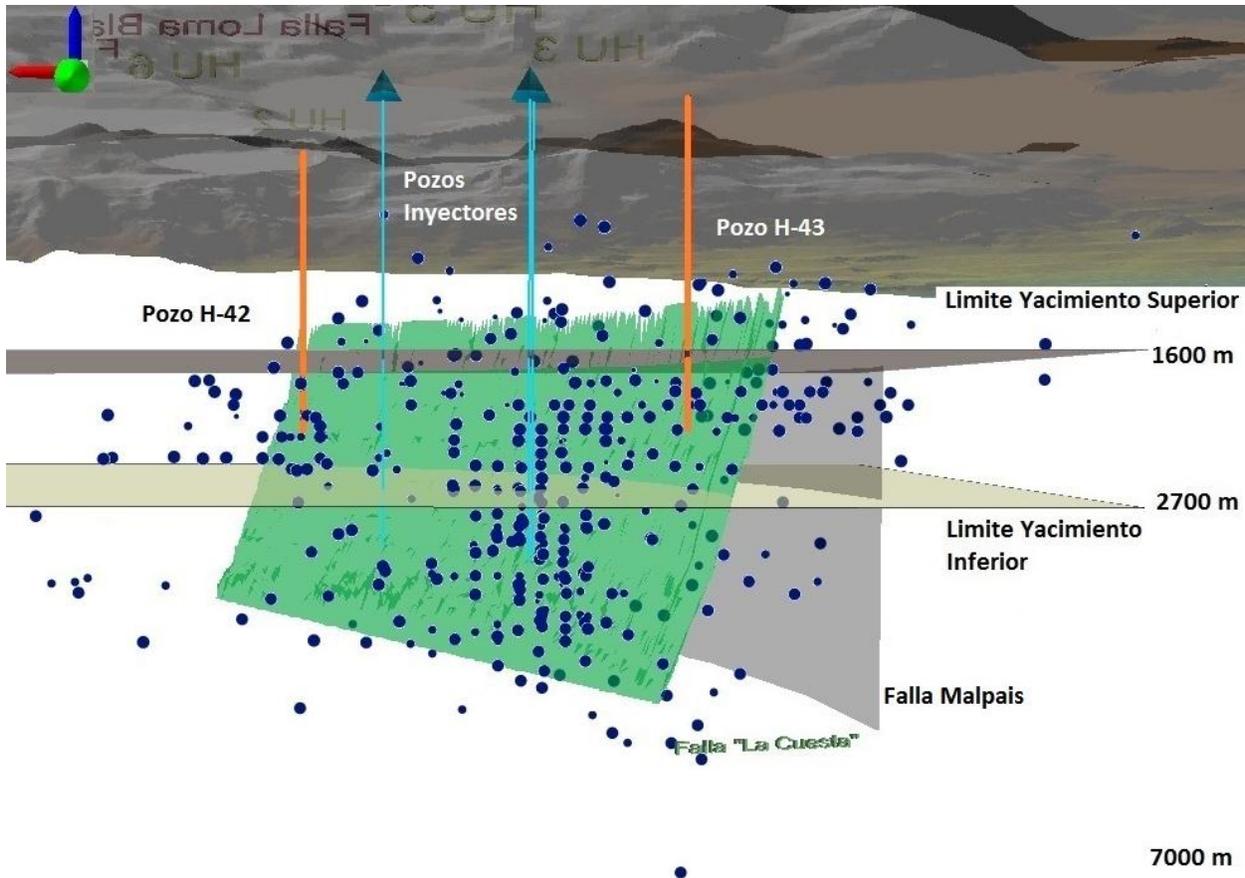


Figura 2.4 Mapa geomorfológico con la distribución espacial de los sismos 1997-2016.

A partir de la distribución en superficie se trazó el perfil sísmico con dirección E-O (Figura 2.5), del cual se observan diferentes acumulaciones (zonas sísmicas), el mayor número de sismos se encuentra concentrado en el norte del campo. En un radio de 500 m de los pozos inyectoros y en un intervalo de 800 a 4800 m de profundidad se concentran 173 sismos de los 402 seleccionados (43 %). En el intervalo de los 3000 a 5000 m (zona de mayor profundidad), se localizan alrededor de 40 eventos dispersos por debajo del intervalo de producción más importante y 28 relacionados a la falla La Antigua, los eventos más profundos sugieren la posible longitud alcanzada por el fallamiento. Conforme a la correlación y localización de los sismos, se han desarrollado superficies para resaltar la forma, rumbo y echado de las fallas activas en el campo anteriormente mencionadas (Figura 2.5).

Existen dos zonas permeables significativas en el campo, las cuales son consideradas como el volumen del reservorio. En cada una de estas zonas se ha observado una numerosa actividad sísmica, en el horizonte de augita de andesita (Reservorio Superior) y en el segundo horizonte hornablenda de andesita, en el primero situado en un intervalo de 1000 a 1600 m de profundidad, donde se observan 53 sismos (13%). En el segundo horizonte permeable de 1700 a 2700 m (Figura 2.5), se localizaron 173 eventos, de los cuales, 28 eventos se observaron en la cercanía de la falla La Antigua, en la zona productora con calizas.



**Figura 2.5 Perfil E-O de la distribución de la sismicidad para los 401 eventos seleccionados (círculos azules proporcionales a la magnitud). Pozos productores (líneas naranjas), pozos inyectores (líneas azules). Falla La Antigua (superficie verde), falla Malpaís (superficie negra).**

En la distribución sísmica del período de 2015 y los dos primeros meses del 2016, Lermo *et al.* 2016, localizó numerosa actividad sísmica asociada a un cuerpo de origen magmático, descrito recientemente mediante métodos magnetotelúricos por Corbo-Camargo *et al.* 2015. Antayhua *et al.* 2008, también observó una anomalía sísmica en la misma zona, a partir de una tomografía por atenuación de ondas de coda (Qc-1) en los extremos norte, sur y suroeste de la zona de explotación. Este cuerpo magmático se presenta como un detonador de sismos al centro-sur del campo, a profundidades mayores a 2.5 km, por debajo del cruce de las fallas activas de los Humeros y las Víboras. Zona donde tuvo origen el sismo del 8 de febrero del 2016 ( $M_d = 3.6$ ), el sismo de mayor magnitud que se ha observado en el historial de monitoreo en el campo.

La sismicidad durante el 2014 y 2015, se localiza en un rango de profundidad entre los 1.8 y 2.5 km, para el último período al 2016 de 0.6 a 3.8 km. Los sismos por debajo de los 2.7 km se

relacionan al basamento y revelan la reactivación de la falla Los Humeros. Se observaron sismos inducidos a partir del 16 de agosto del 2015 ( $M_d = 1.8$ ), asociados a dos pozos inyector H-40 y H-38, los cuales presentaron gastos anómalos de más de 150 y 300 ton/hr, respectivamente. Estos pozos también se consideran precursores de diferentes réplicas al norte del sistema de fallas Los Humeros a una profundidad de 1.6 km; mientras que el evento principal ( $M_d = 3.6$ ) ocurre en la parte sur del mismo sistema de falla en una profundidad de 1.5 km. En la Figura 2.6, se muestran los sismos acompañados de las réplicas de acuerdo al periodo de estudio 2014 a 2016, se presentan en paréntesis el número de sismos asociados a cada una de las magnitudes observadas; como se puede observar la media de la magnitud viene en aumento de 0.5 a 2 grados.

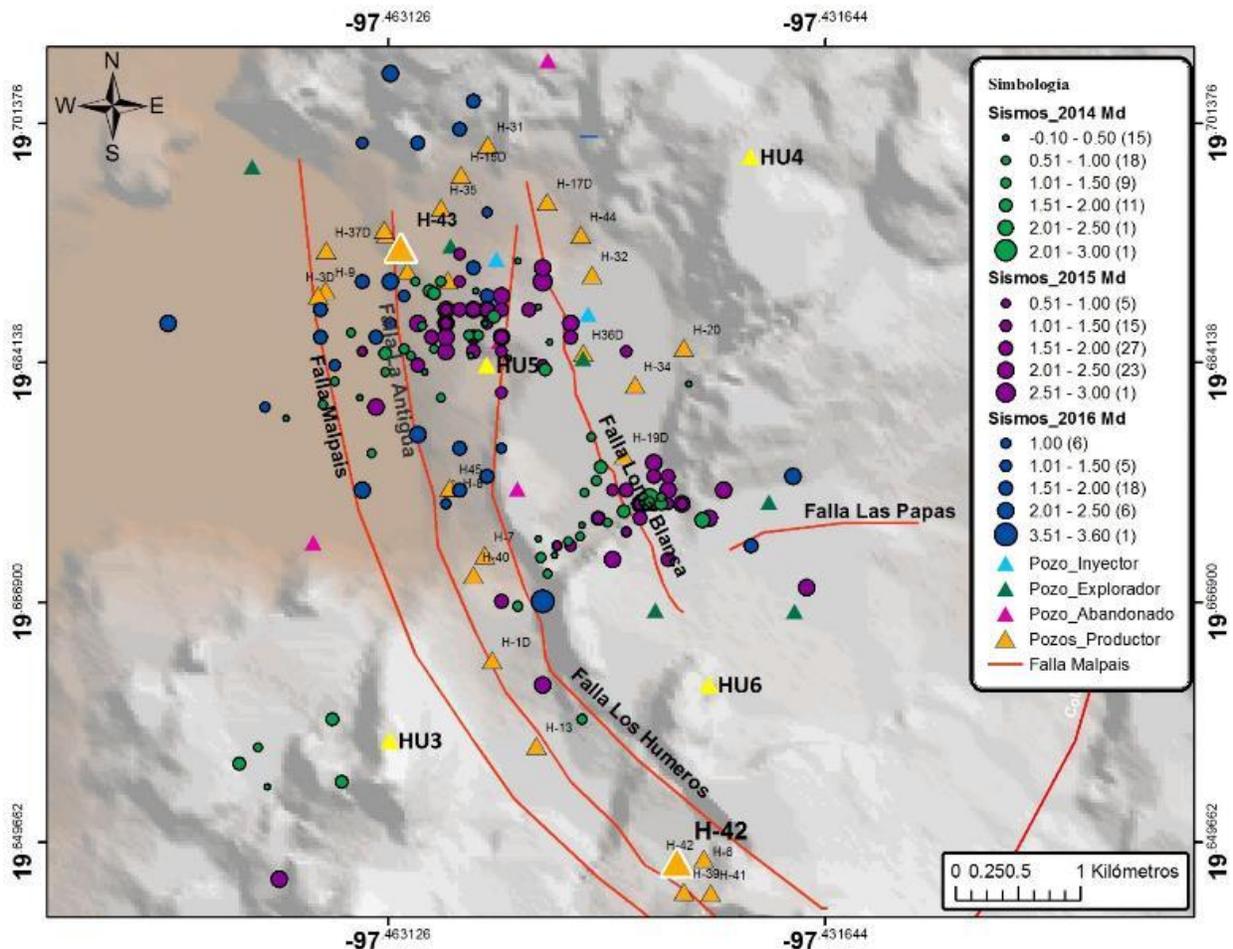
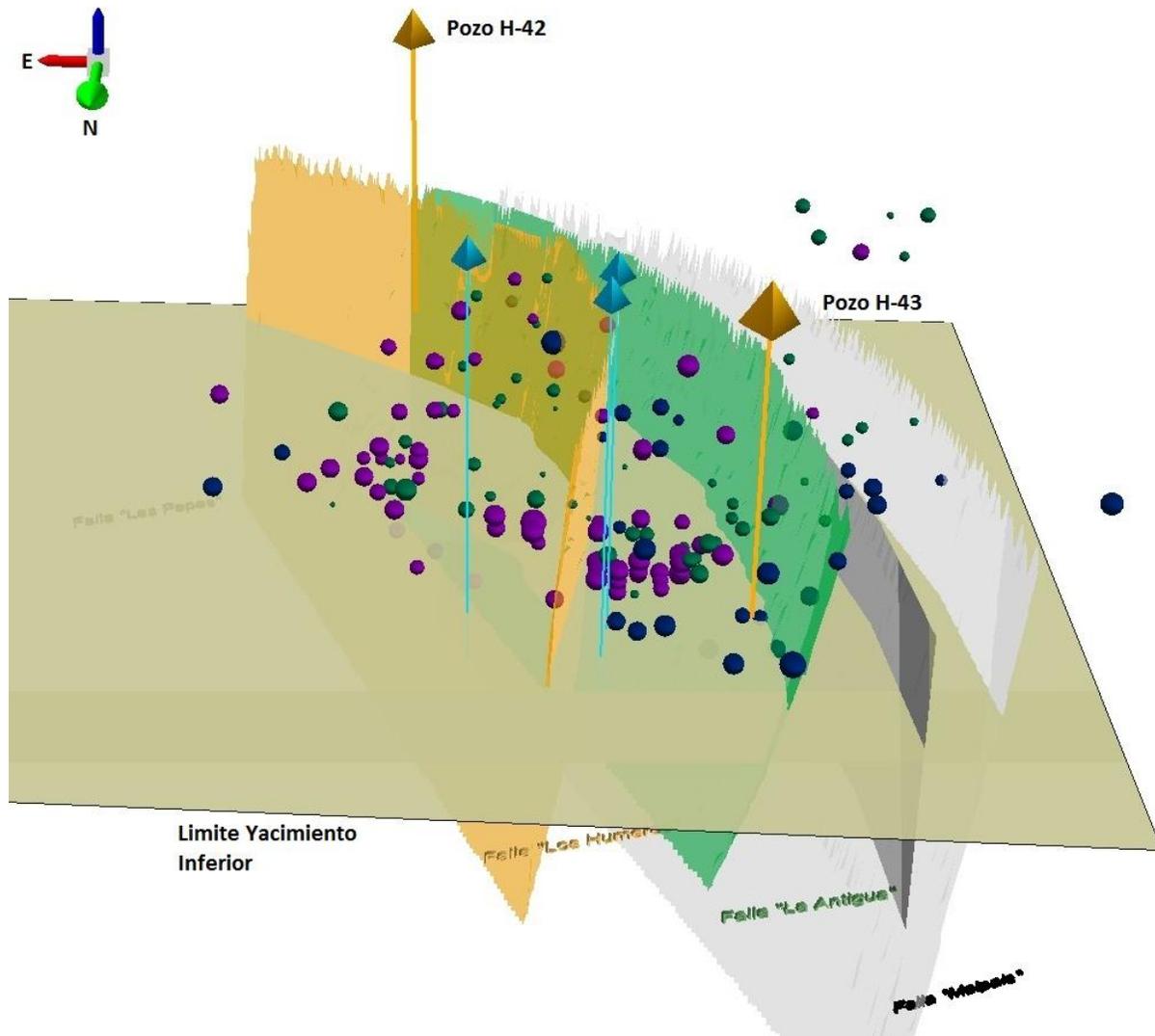


Figura 2.6 Mapa geomorfológico con la distribución espacial de los sismos 2014-2016.

En la vista sísmica 3D (Figura 2.7), el cuerpo intrusivo magmático se localiza por debajo del reservorio inferior, el cual se encuentra ejerciendo un empuje tectónico en la parte inferior del yacimiento (plano amarillo), provocando la activación de por lo menos dos sistemas de fallas, Los Humeros (superficie naranja) y La Antigua (superficie verde). La gran mayoría de esta sismicidad (95%) se localiza por encima del límite del reservorio inferior, la relación entre la explotación y la actividad de estas estructuras es notable.



**Figura 2.7 Vista 3D de la distribución de la sismicidad para los periodos 2014-2016 (esferas proporcionales a la magnitud). Sismos del periodo 2014 (esferas verdes), periodo 2015 (esferas moradas), periodo 2016 (esferas azules). Pozos productores (líneas naranjas) y pozos inyectores (líneas azules). Falla La Antigua (superficie verde) y falla Malpaís (superficie gris).**

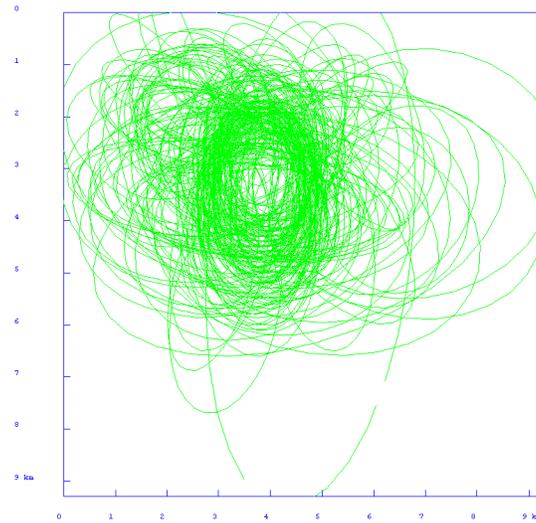
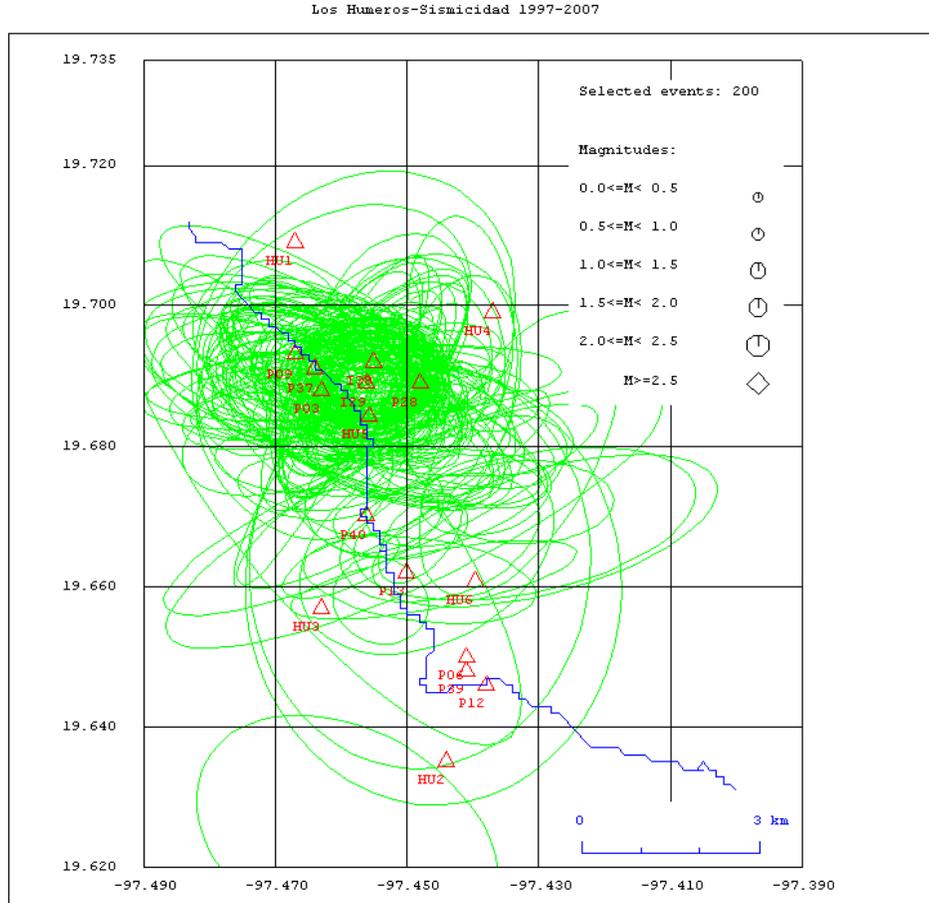
### 2.4.5 Elipses de error

El error en la localización de un evento puede ser visualizado a partir de una figura, la cual se encuentra asociada a los parámetros que indican la precisión en la posición de un punto después de haberse realizado un ajuste por el método de mínimos cuadrados. El semieje mayor y menor en la figura, indican el módulo y orientación del error máximo y mínimo estándar, respectivamente, esta figura se conoce en la literatura como elipse de error.

Las elipses de error de los sismos localizados en el campo se obtuvieron a partir de la subrutina "epimap" del programa SEISAN. Esta subrutina se utiliza para la localización hipocentral, el trazado de mapas y perfiles sísmicos. Permite elaborar las elipses de error a partir del RMS y la localización hipocentral (latitud, longitud y profundidad) que se presentan a continuación. La longitud del eje mayor para los sismos observados en por lo menos cuatro estaciones es inferior a 3 km, mientras que para los localizados con cuatro a más estaciones menores a 3 km.

Los errores de localización para el período 1997 a 2007, se presentan en vista de planta (arriba) y en un perfil E-O (abajo) en la Figura 2.8. En triángulos color rojos se perciben las estaciones de monitoreo y en una línea azul la carretera que atraviesa el campo geotérmico.

En la Figura 2.9 se presenta las elipses de error para el período de 2015 a 2016 estimadas por Lermo *et al.* 2016. El reacomodo de las estaciones de monitoreo (triángulos rojos) se realizó con el objetivo de enfocar la zona norte del campo, de esta forma disminuir la incertidumbre y el error en los sismos localizados en la zona de mayor producción e inyección.



**Figura 2.8 Arriba, vista en planta del campo mostrando las elipses de error en la localización de los hipocentros (elipses verdes). Abajo, Perfil E-O con las elipses de error para el período de diciembre 1997 a octubre 2007.**



polaridades, ya sea por la compresión o dilatación de la señal y/o relaciones de amplitud para sismos locales o regionales. Permite elaborar el estereógrafo para la solución existente con la localización de los eventos y permite la interacción con diferentes planos de solución, para fines comparativos en la misma figura.

En la Figura 2.10 se muestran los tres mecanismos focales obtenidos para el período de noviembre de 2007 a octubre 2008; las soluciones corresponden a un plano de falla oblicuo (izquierda superior), normal (inferior) y normal con desplazamiento (derecha superior), asociados a las fallas Los Humeros y Morelia, respectivamente.

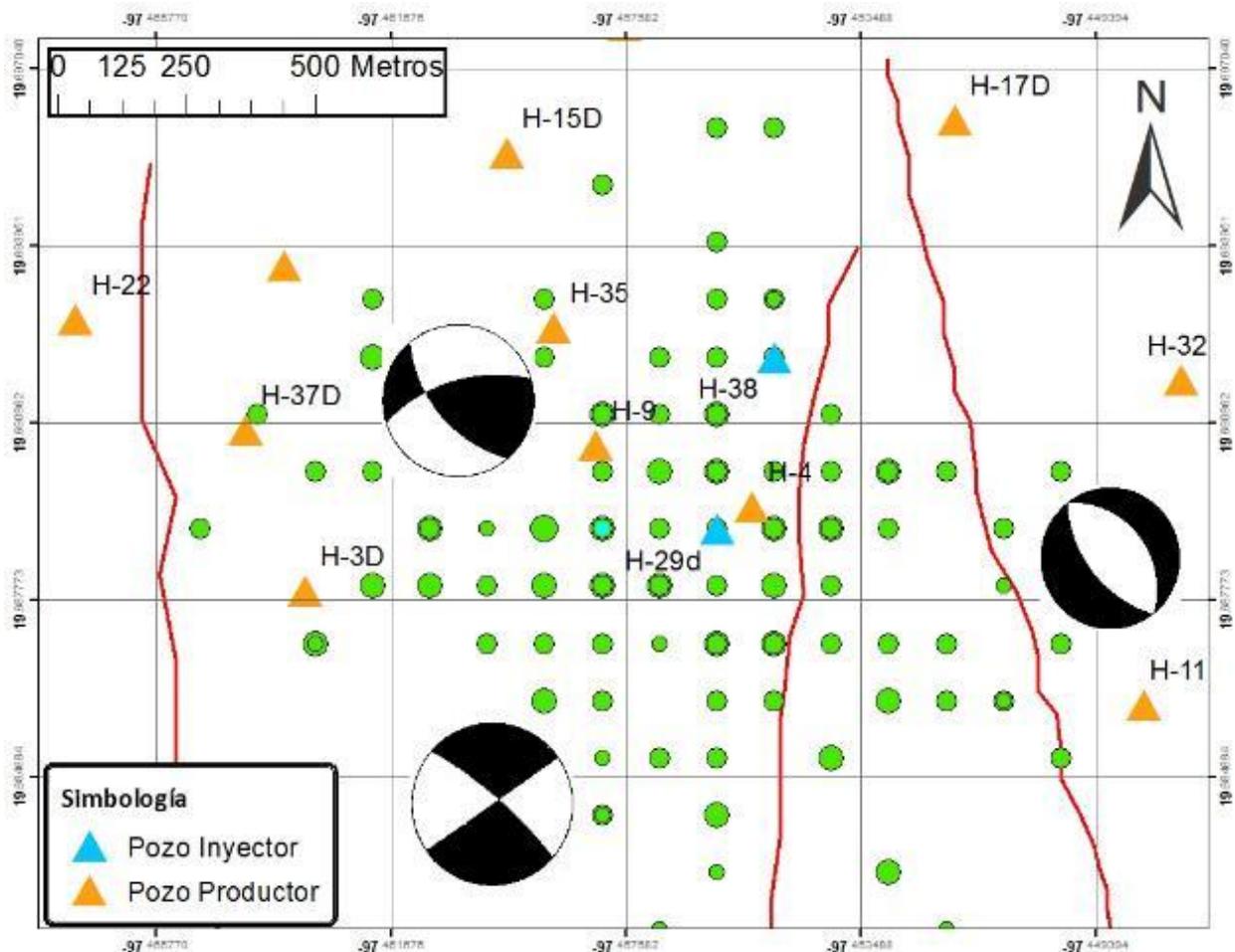


Figura 2.10 Ubicación de los mecanismos simples en la zona de explotación de acuerdo a la polaridad de la onda P, registrados en cinco estaciones sísmicas.

Para el período de monitoreo en el año 2014, se observaron tres mecanismos focales (Lermo *et al.* 2016). En la Figura 2.11, se presentan los sismos asociados a este período en los círculos color verde claro, el primer mecanismo –al norte en la zona de mayor sismicidad en el campo– obtenido para el enjambre ocurrido del año 2014, este mecanismo no define un plano de fallamiento, si no todo tipo de fallamiento: normal, inverso, de transcurrancia y diversas combinaciones (Figura 2.12); por lo tanto, el comportamiento de este mecanismo es compuesto y asociado a los sismos locales inducidos por la inyección. Al sur de lado izquierdo se presentan dos mecanismos compuestos para los enjambres sísmicos, los cuales representan una falla normal con un grado de transcurrancia. De lado derecho entre el pozo H-32 y H-11 se presenta un mecanismo compuesto asociado a una falla normal, el cual define una solución única y se puede asociar directamente al sistema de fallas Las Víboras.

En la Figura 2.11 se muestran los sismos y los cuatro mecanismos focales para el período de monitoreo del 2015, desarrollados para las réplicas del sismo del 16/08/2015 (sismos color rojo) cuya solución representa una falla de transcurrancia; mientras que para las réplicas del 8/02/2016 ( $M_d=3.6$ , sismos color rosa) la solución representa una falla inversa. En lo que respecta a los dos enjambres originados durante el mes de febrero días antes del temblor del 08 de febrero del 2016, sus mecanismos compuestos se pueden observar en la parte izquierda de la Figura 2.11, muestran una solución de falla de transcurrancia y de falla inversa, respectivamente.

Estas soluciones permiten asociar el grupo de sismos o enjambres a una estructura sismogénicas y permite mejorar la interpretación del perfil sísmico, caracterizando los tipos de fallas activas en el reservorio.

Se sugiere que para la obtención de una solución más precisa y acoplamiento con el modelo estructural geológico, ampliar el número de señales, las cuales solo pueden ser adquiridas con un mayor número de estaciones y registros de polaridades, las cuales son el principal parámetro en la construcción de un mecanismo de solución; sin embargo aunque no se tenga identificada la actividad de la falla a una solución, esta puede ser caracterizada (rumbo y buzamiento) asociando cada sismos a un rompimiento de la falla, como se ha observado en la vista 3D en la Figura 2.7.

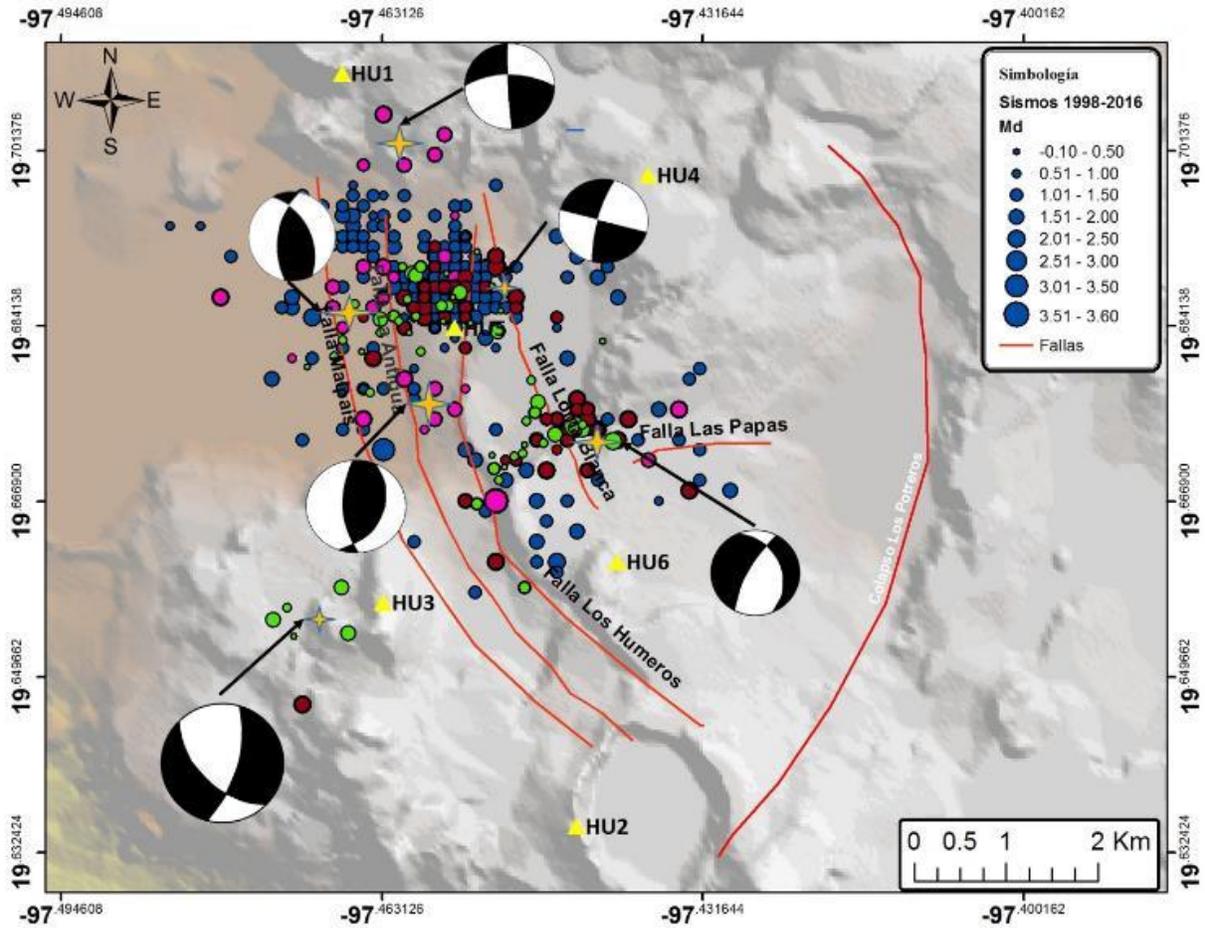
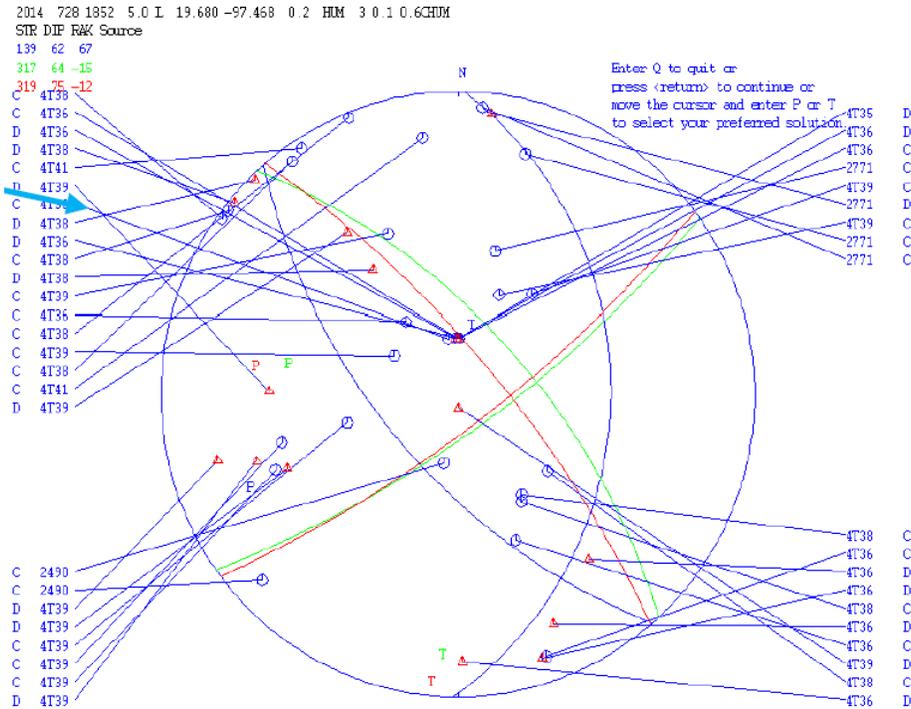


Figura 2.11 Ubicación de los mecanismos simples en la zona de explotación de acuerdo a la polaridad de la onda P, registrados en 5 estaciones sísmicas.



**Figura 2.12 Mecanismo focal compuesto al norte por encima de los pozos inyectores. Se observa una solución asociada a falla normal (buzamiento y echado color azul), falla transcurrente (color rojo) e inversa (color verde), además de las posibles combinaciones. En letra C se describe la onda de compresión y D la onda de dilatación, así como la ubicación de la señal en la proyección estereográfica (Lermo *et al.* 2016).**

### 2.4.7 Anisotropía sísmica

Rodríguez *et al.* 2012, investigó la anisotropía sísmica en el campo, midiendo la polaridad de la señal en las estaciones, por lo que observó un cambio en la dirección de los esfuerzos locales, en relación a los esfuerzos regionales. Precisamente en el área de explotación, los estudios muestran dos direcciones de los esfuerzos dominantes en la zona de estudio, la primera entre los pozos productores H-32 y H-17D y la segunda al sur de los pozos inyectores, establecidas con el procesado y estudio de sismos observados en la estación HU-4 y S05, respectivamente (Figura 2.11).

El cambio de esfuerzos en dirección SW, se alinea con una gran cantidad de eventos y los pozos en operación, lo que conduce a interpretar que en esta zona y dirección se encuentran fluyendo los fluidos inyectados y además alimenta la zona de producción (Figura 2.13). Lo que

genera cambios en la magnitud y dirección de los esfuerzos locales con respecto a los regionales. Un indicador más de que la inyección y la producción, modifican y perturban los esfuerzos en el reservorio y pueden generar una rotación en la dirección de los esfuerzos (Zoback, 2004).

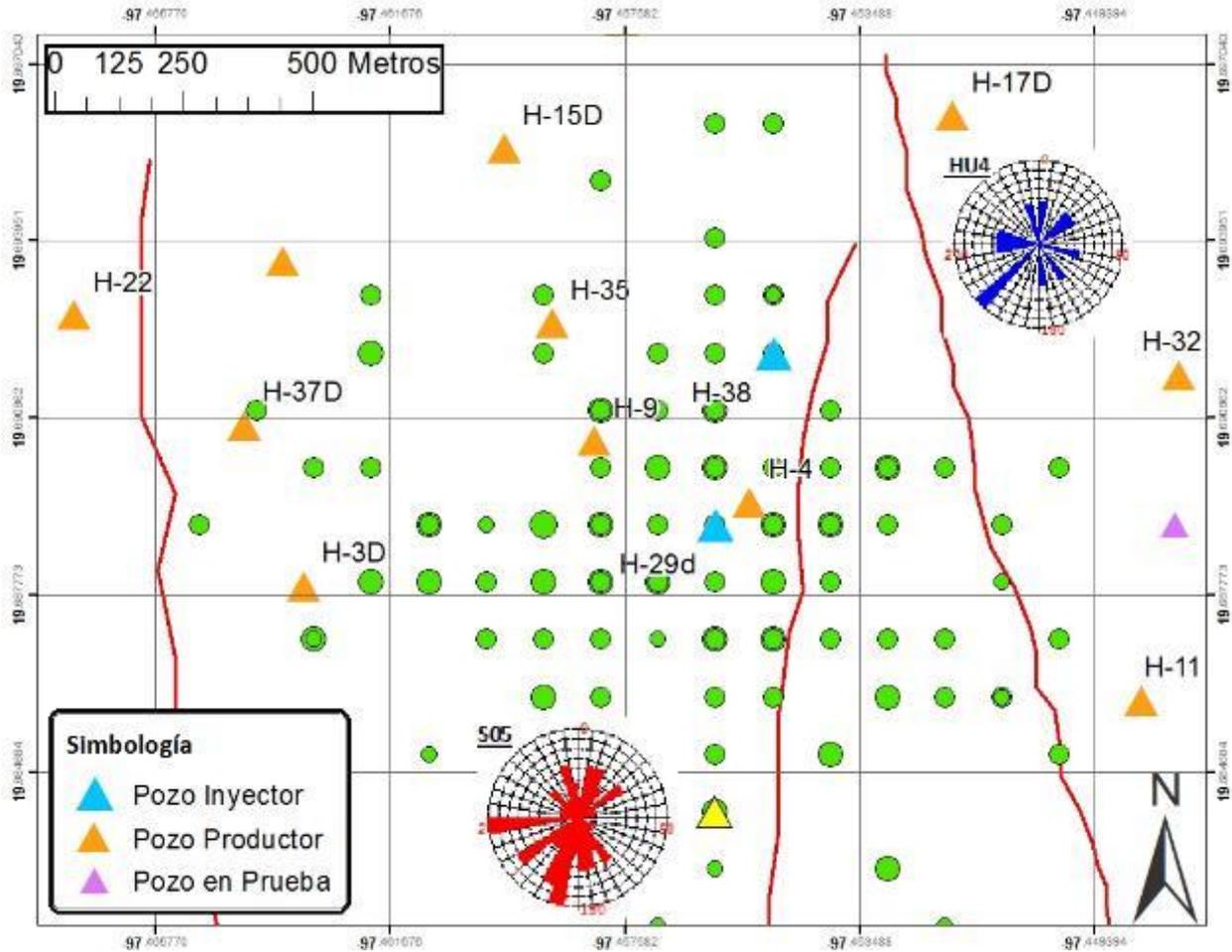


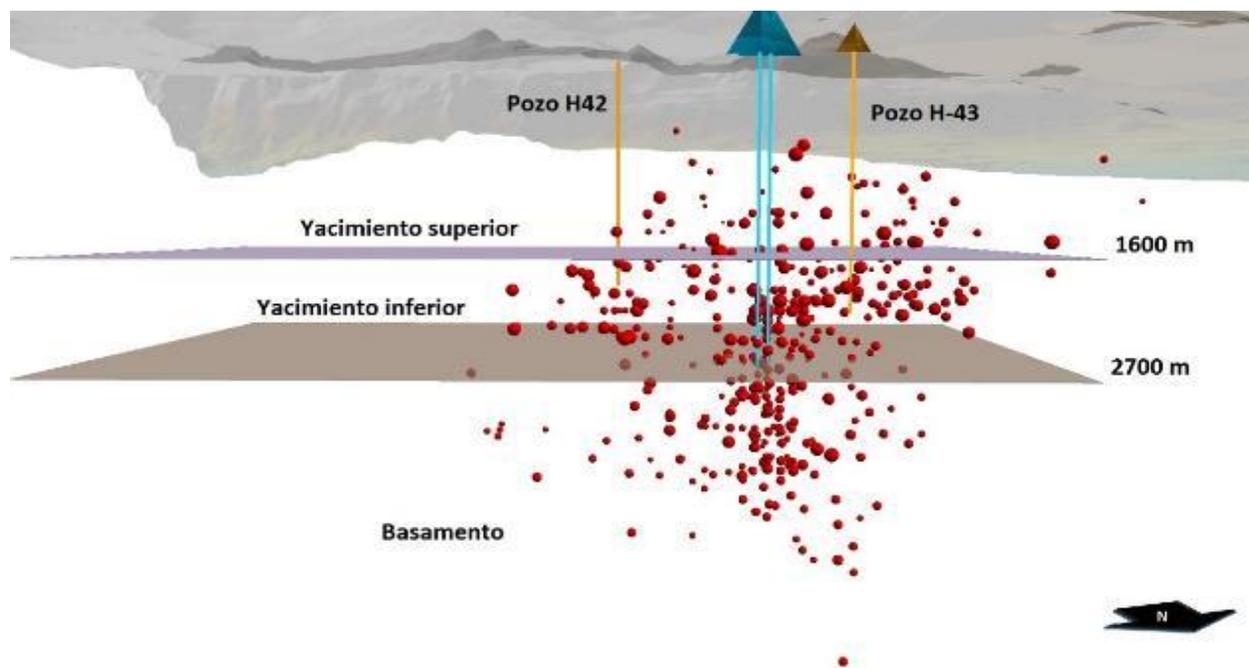
Figura 2.13 Correlación sísmica anisotrópico, Rosetas indica dirección NE-SW, Estación superior HU4 (azul) y la estación inferior S05 (rojo).

## 2.5 Sísmicidad en la explotación del campo geotérmico

El proceso de explotación consiste en la reinyección de la salmuera para realimentar el reservorio, fracturar el intervalo y producir el fluido caliente por otro conducto, evitando la interacción entre el fluido inyectado y producido, debido a que la salmuera altera las propiedades de los fluidos y produce pérdidas de energía calorífica. En los campos geotérmicos se ha

observado actividad sísmica asociada en ambas labores e incluso durante la perforación y estimulación (Urban, 2012). La inyección se presenta como el precursor de sismicidad principal, por lo tanto, es de gran importancia controlar los gastos que se encuentran en inyección y la presión a la cual se realiza la operación, para evitar un fracturamiento excesivo en la roca, que pudiera alterar el ciclo de producción. Se recomienda un monitoreo en tiempo real, para determinar el posible alcance de los fluidos inyectado o los lugares que muestren acumulación de fluidos, los cuales están comúnmente asociados a la estimulación de la roca, de esta forma se puede mantener un equilibrio en los gastos, el número y la magnitud de los sismos en el reservorio, el movimiento interno de los fluidos y su relación con las estructuras principales.

En la Figura 2.14, se presenta la vista de perfil en la zona del reservorio y el alcance de los pozos en la profundidad. El proceso de reinyección de la salmuera separada, se lleva a cabo principalmente por los pozos H-29 y H-38, con un promedio de inyección de 90 a 100 ton/hr.

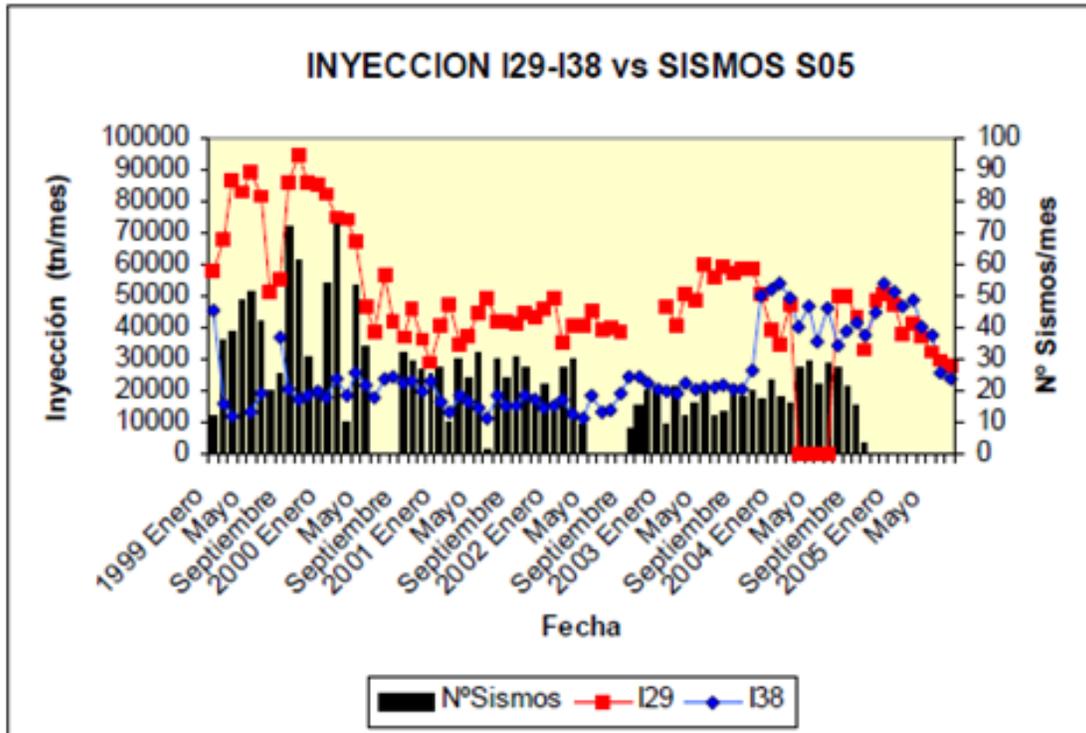


**Figura 2.14 Perfil E-O con la distribución de la sismicidad para los 402 eventos (esferas rojas proporcionales en tamaño a la magnitud). Pozos productores (líneas naranjas), pozos inyectores (líneas azules). Límite del reservorio superior (plano morado) e inferior (plano café).**

### 2.5.1 Sismicidad asociada a los pozos inyectoros

En el campo Los Humeros se encuentran activos tres pozos inyectoros (H-29, H-38 y H-40), los cuales se encuentran ingresando salmuera al yacimiento en un intervalo promedio de 2 km (Antayhua, 2007). Estudios llevados a cabo por Romero (2009), señalan que, de acuerdo a los valores de la entalpía medidos en el fondo de los pozos, aparentemente la producción no ha sido afectada por la inyección.

Antayhua (2007), estudió la influencia de la inyección en el estado de esfuerzos, observando una estrecha relación, al analizar estadísticamente la cantidad de sismos locales registrados, con las toneladas inyectadas de salmuera, llevando una estadística con datos continuos y discontinuos (apertura y cierre de pozos), logró observar un aumento proporcional del número de sismos a los gastos de inyección; graficó la inyección de los pozos H-29 (I29) y H-38 (I38), donde observó un incremento y decremento en el gasto de inyección en el pozo H-29 y el número de sismos locales en la estación S05, durante enero del 1999 hasta la primera interrupción de la inyección en el 2003, posteriormente existe una constante entre la variación de los gastos de inyección en ambos pozos, conserva un incremento proporcional en el número de sismos. Como resultado de la disminución e interrupción en la inyección del pozo H-29 en mayo del 2004, se esperaba una disminución en la sismicidad; no obstante, el número de sismos se mantiene por la inyección del pozo I38 (Figura 2.15, Antayhua, 2007), por lo que se observa que el pozo H-38 presenta una mayor cantidad de sismos asociados.



**Figura 2.15** Correlación de la cantidad de inyección de agua en los pozos I29 e I38 y el número de sismos registrados en la estación S05. La inyección está expresada en toneladas por mes (línea roja) y el número de sismos por mes (barras negras, Antayhua, 2007).

En el 2015, Sánchez *et al.* 2015 observaron inestabilidad en la producción del pozo H-37, el cual registró una caída en la entalpía del fluido y la presencia de químicos asociados a la salmuera proveniente del pozo H-38, además de una relación proporcional entre el aumento y caída del gasto de producción e inyección, sin embargo, estipuló que la causa de esta inestabilidad, se debía posiblemente a la entrada de salmuera originaria del pozo H-38, a través de un defecto en la tubería de revestimiento entre los 830 y 1000 m, no por la posible comunicación de la inyección en el horizonte de producción, a una profundidad de 1782 m en la tubería ranurada, por lo que sugirió una reparación en el pozo, pero se presenta evidencia de que los fluidos inyectados se encuentran en un radio de hasta 874 m (distancia entre los pozos H-37 y H-38) de los pozos inyector, por lo tanto, la actividad asociada a estos pozos es todavía mayor.

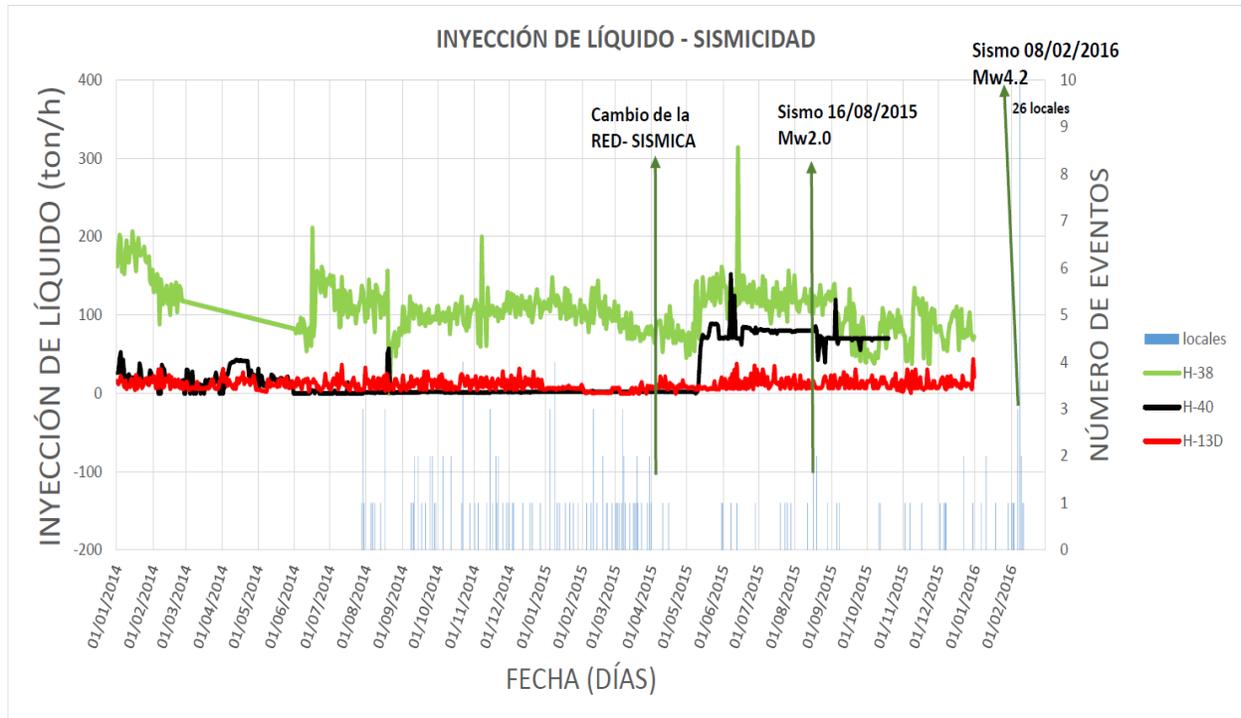
Lermo *et al.* 2016, estudio nuevamente la relación de los gastos de inyección y la sismicidad, para los pozos inyector H-13D, H-38 y H-40 al centro del campo. En la Figura 2.16, se presentan los gastos de inyección en los tres pozos a partir del 2014 y el número de sismos locales

registrados en al menos una estación –en este período, HU11 (El Hilillo) –, donde se encuentran asociados 26 sismos locales como réplicas del sismo del 8 de febrero del 2016 ( $M_d = 3.6$ , sismo #382, Apéndice A).

El pozo que tuvo un mayor gasto durante el período (2014-2015), fue el pozo H-38 con un gasto máximo de 314 ton/hr el día 13 de junio del 2015 y una producción promedio de 115 ton/hr. Unos días antes (7 de junio del 2015) el pozo H-40 presenta también un gasto máximo (152 ton/hr), después de haber reiniciado su operación el 11 de mayo del 2015. El pozo H-13D tuvo una producción promedio de 11.95 ton/hr durante el período.

El gasto de inyección del pozo H-38, presenta sismicidad relacionada a la falla Los Humeros a través del sismo precursor del 15 de agosto del 2015 (sismo #349, Apéndice A), dos meses después de que los pozos H-38 y H-40 alcanzaran gastos máximos de inyección.

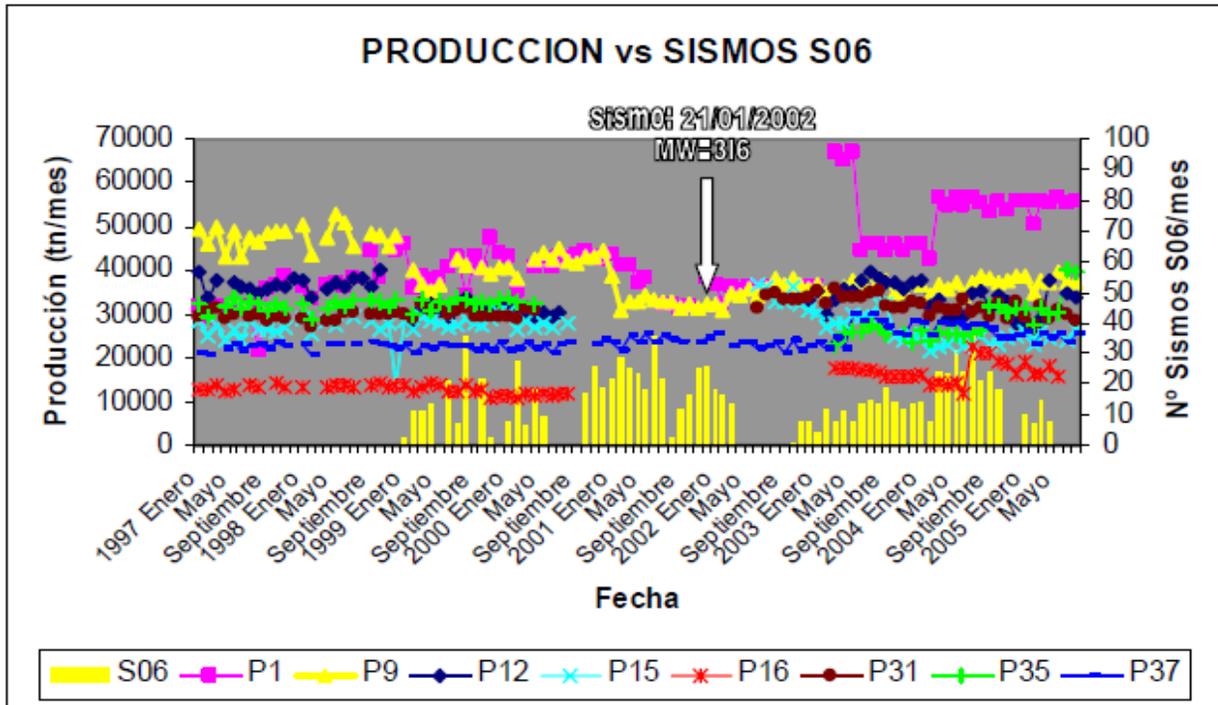
Desafortunadamente no se cuenta con la información de gastos de inyección previo al sismo de del 8 de febrero del 2016, sin embargo, es importante señalar el gasto de 300 ton/hr en pozo inyector H38, asociado al evento del 28 de junio del 2015 (sismo #344, Apéndice A), posible detonador del sistema de falla Los Humeros.



**Figura 2.16 Gastos de inyección para los pozos inyectoros H13D, H40 y H38 y la sismicidad registrada durante el período de noviembre del 2014 a febrero del 2016, en la zona de explotación al norte del campo geotérmico (Lermo *et al.* 2016).**

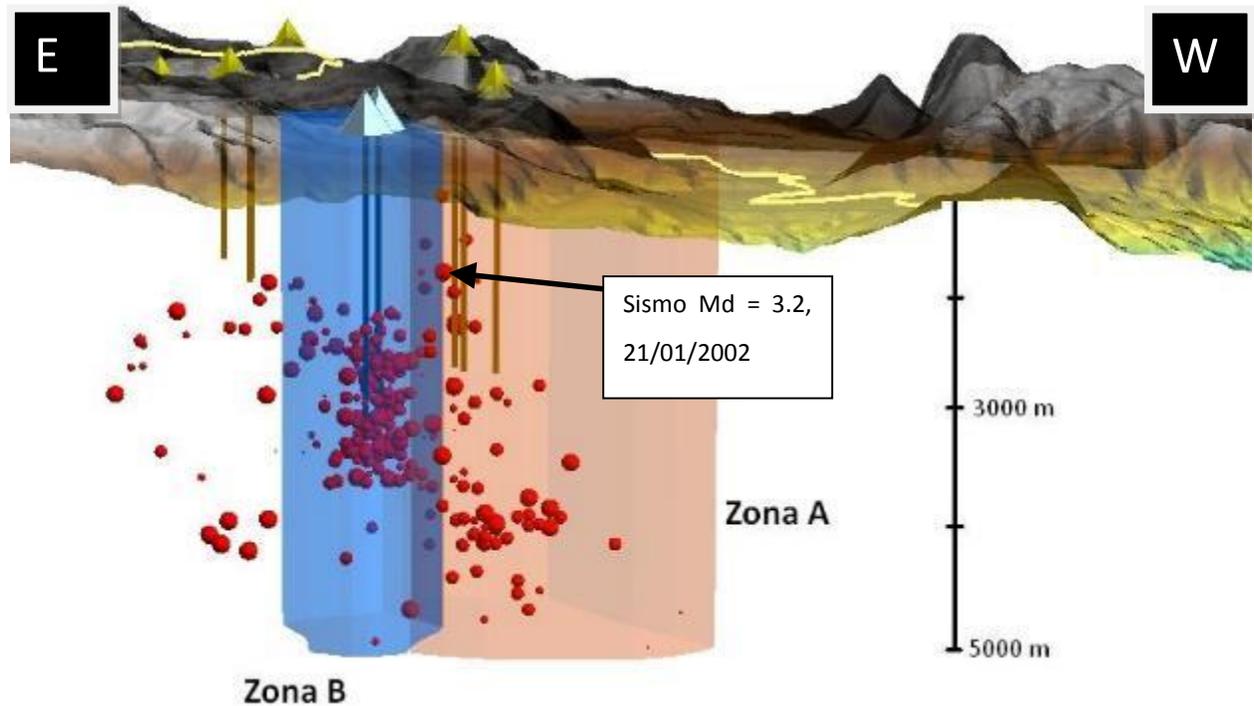
### 2.5.2 Sismicidad durante la producción

En lo que respecta a la relación entre la producción y la cantidad de sismos, no se ha logrado definir de manera concreta la influencia y los efectos de la inyección en los pozos productores, Antayhua (2007) estudió también la relación de los pozos productores y la actividad sísmica local, relacionando los gastos de producción y el número de sismos locales durante casi 8 años en el campo geotérmico (Figura 2.17), gastos de producción en líneas de diferente color y la cantidad de sismos en barras amarillas). Tomando en consideración un período desde 1997, hasta junio del 2005, seis pozos produjeron sin interrupciones (P7, P8, P9, P11, P19, P20) y el gasto de vapor se mantuvo constante; intermitentemente operaron seis pozos productores (P17, P30, P32, P33, P36, P39), los pozos P33 y P36 fueron cerrados completamente por no lograr cubrir el gasto mínimo de producción; sin embargo alrededor de ocho pozos ubicados en la zona norte del campo geotérmico (P1, P9, P12, P15, P16, P31, P35, P37), mostraron un aumento principalmente el pozo P1 (línea rosa, Figura 2.17), el cual tuvo un aumento de casi 40%.



**Figura 2.17** Correlación de la sismicidad registrada en la estación S06 y los gastos de producción, en los ocho pozos de mayor producción de vapor en el campo geotérmico de Los Humeros (Antayhua, 2007).

En lo que respecta a la sismicidad, Antayhua (2007), recopiló los eventos registrados en las estaciones más cercanas a los pozos productores, correlacionó los gastos y el número de sismos, por lo cual observó un incremento en la producción a partir del sismo ocurrido el 21 de enero del 2002 ( $M_d = 3.2$ , sismo #148, Apéndice A), el cual probablemente haya sido el inicio de un rompimiento y una expansión en los poros, lo que facilitó el flujo de los fluidos a través de las zonas permeables, aumentando la producción de vapor en el campo a pesar de la interrupción de algunos pozos productores (Figura 2.18).



**Figura 2.18** Perfil sísmico E-W con zonificación del campo Los Humeros; sismos en escala de magnitud (esferas rojas), Zona B (polígono Azul) y Zona A (polígono rojo).

### 2.5.3 Termoporoelasticidad

Las rocas en los reservorios geotérmicos por lo general son porosas, compresibles y elásticas. La presencia de un fluido en movimiento dentro de los poros y fracturas modifica su respuesta mecánica. La elasticidad de la roca se evidencia, por la compresión que resulta de la declinación en la presión del fluido, la cual reduce el volumen de los poros. Esta reducción del volumen del poro puede ser la fuente principal de liberación del líquido almacenado en la roca.

La poroelasticidad explica cómo el líquido dentro de los poros soporta una porción de la carga que actúa sobre las rocas porosas. La parte restante de la carga total la soporta el esqueleto rocoso, formado por el volumen sólido y los poros. El esqueleto se trata como un sólido elástico, acoplado al flujo laminar de un fluido que obedece ciertas condiciones de equilibrio y continuidad. Cerca de los pozos inyectoros el enfriamiento de las rocas resulta en un cambio de la presión y un desplazamiento dentro del reservorio, estos cambios incrementan la apertura de fracturas y por lo tanto de la permeabilidad, disminuyendo de acuerdo a la cercanía con los pozos

inyectores. Sin embargo, al no mantener un barrido constante y uniforme los caminos pueden enfriarse, por consecuencia el poro se contrae y endurece, causando un decremento en la permeabilidad, en algunos casos se ha logrado tal contracción que el fracturamiento se ha incrementado inmensamente (Bundshuh y Suarez, 2010).

En el campo Los Humeros se ha observado numerosa actividad sísmica en la zona norte, donde se encuentran los mayores gastos de producción e inyección, de la zona de mayor temperatura (310 °C); si se consideran los diferentes modelos conceptuales que relacionan la temperatura, la dirección y convergencia del flujo de fluidos (

Figura 2.19), se entiende que la mayor cantidad de fluidos se dirige hacia la zona centro y norte del campo, tanto como el fluido de origen geotérmico, como el agua de origen meteórico, que se filtran y contribuyen a la recarga del acuífero, adicionalmente hay un gran flujo por la inyección y debido a la alta presión en la zona, lo que ha ocasionado que los pozos productores se ubiquen alrededor y no al centro de la zona más caliente, como se logra observar en las Figura 2.20 y Figura 2.21; estos factores han sido detonadores primarios en la dilatación y expansión de los poros de la roca almacenadora de fluidos (mármol y calizas), además se concentran los mecanismos capaces de producir el fracturamiento del esqueleto rocoso; esta clase de fracturamiento es adicional al producido a través de la inyección y estimulación.

Ghassemi *et al.* 2008, asociaron el efecto de termoporoelasticidad en diversos campos geotérmicos y petroleros, aduciendo la microsismicidad como un factor indicativo del efecto, además han presentado métodos y algoritmos para estimar el porcentaje de fracturamiento.

Es necesario considerar el efecto elástico en los poros, para determinar no solo el porcentaje de sismos que corresponde al fracturamiento, sino complementar los estudios que refieren a un cambio de las propiedades y de comportamiento durante la explotación; el efecto de la termoporoelasticidad representa un mayor conocimiento de la permeabilidad en el reservorio.

Estableciendo la relación entre los pozos inyectores y la microsismicidad en el campo, con la localización espacial de los sismos y la relación entre los gastos de producción e inyección elaborada por Antayhua (2007). Los estudios de Sánchez *et al.* 2015, observaron un radio de dispersión de los fluidos inyectados de por lo menos 876 m, el análisis de la sismicidad permite

observar eventos en un radio de 1 km y a una profundidad de hasta 4 km de los pozos inyectoros, en la zona de mayor temperatura en el reservorio y con el mayor número de sismos asociados (Figura 2.20 y Figura 2.21).

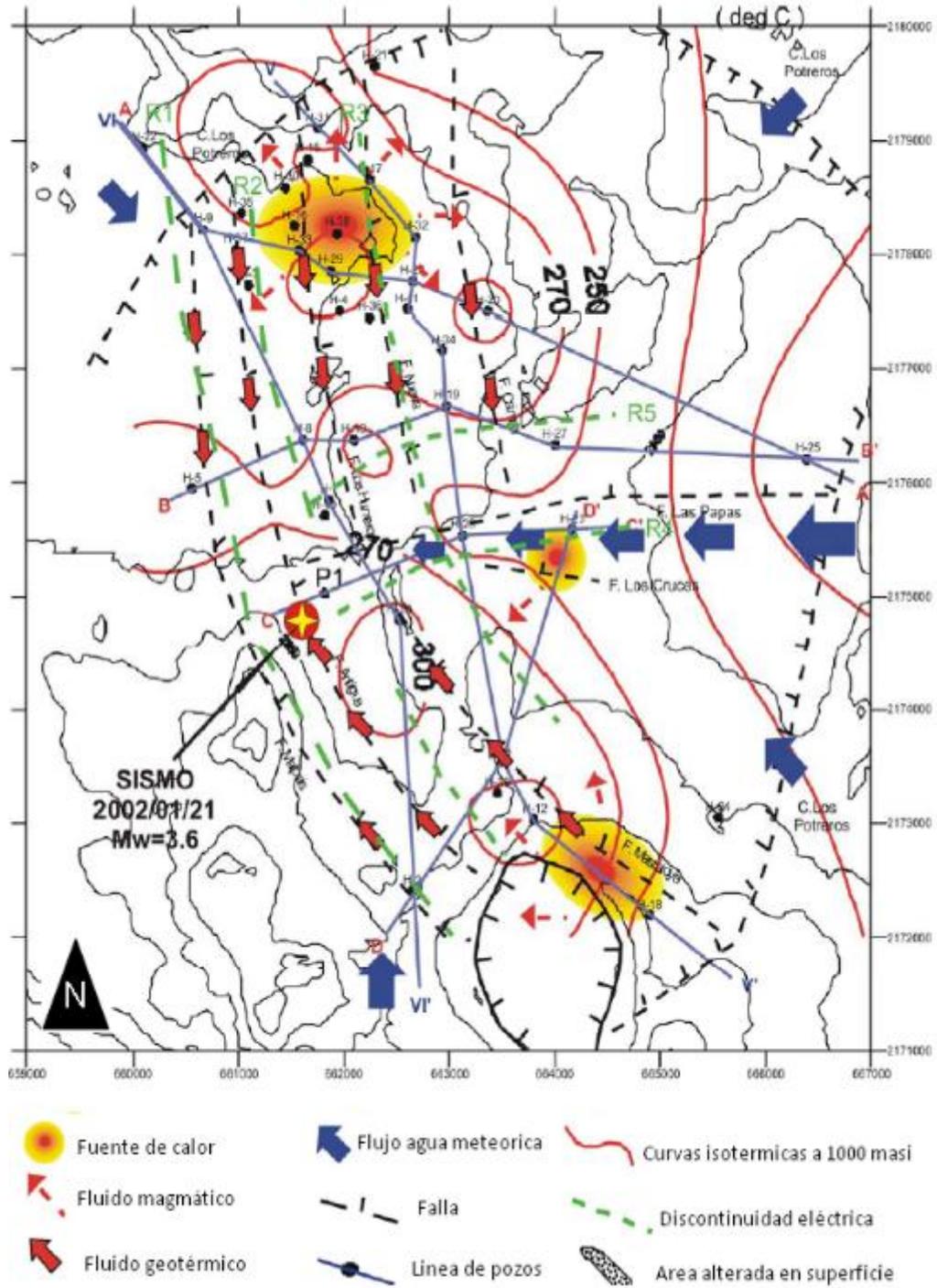


Figura 2.19 Modelo conceptual de Los Humeros con la dirección de flujo (modificado de Antayhua, 2007).

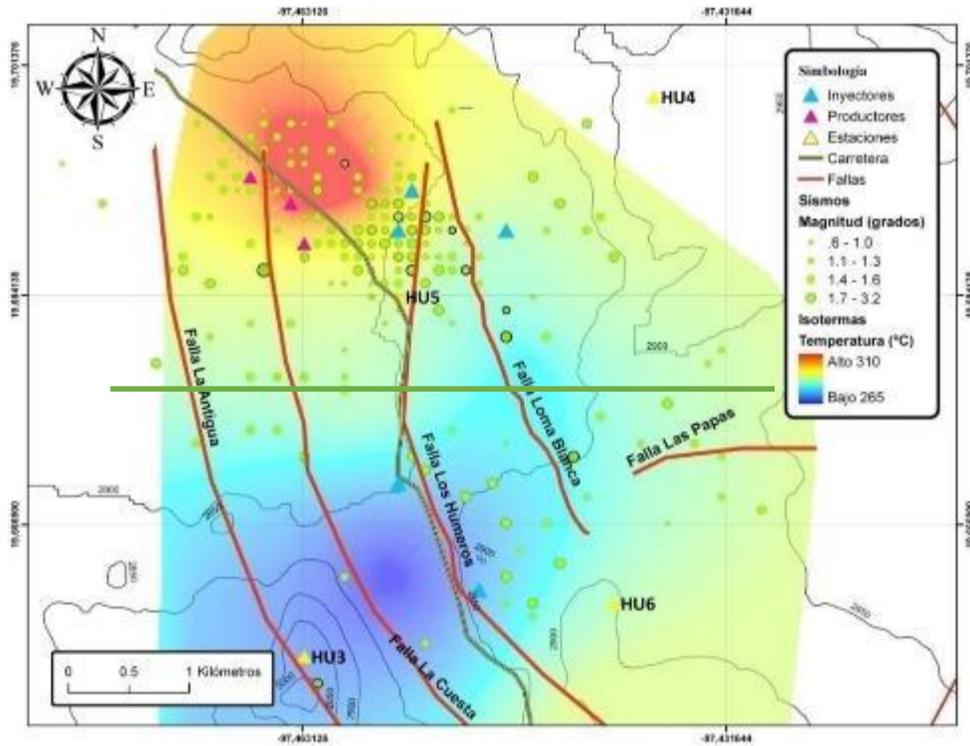


Figura 2.20 Mapa de isotermas con temperaturas de fondo, la actividad sísmica y las fallas principales en el campo Los Humeros; Vista 3D con dirección W-E (línea naranja), ver Figura 3.15.

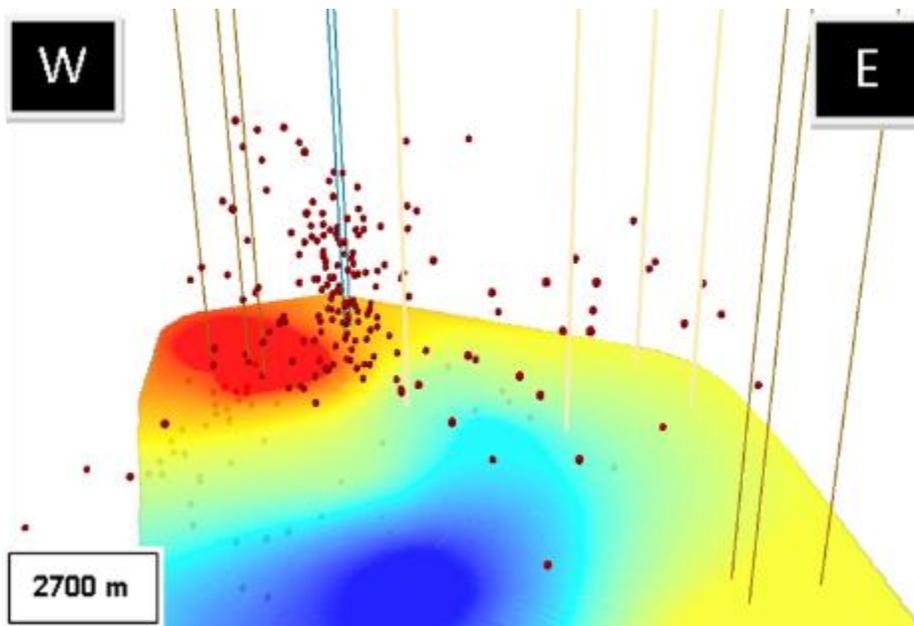


Figura 2.21 Vista 3D con dirección W-E y las isotermas a una profundidad de 2700 m en el campo Los Humeros, se observa la sismicidad (esferas rojas), la zona de mayor temperatura en color rojo, los pozos productores y en prueba (líneas naranjas) e inyectores (líneas azules).

## **Capítulo 3 Esfuerzos in-situ a partir de registros geofísicos**

Los reservorios geotérmicos se encuentran en zonas de alta temperatura, lo que representa un reto mayor a los campos petroleros, debido a las restricciones en el uso de herramientas, las cuales en su mayoría no funcionan y no están diseñadas para soportar temperaturas mayores a 300 °C. En esta tesis se cuenta con el registro sísmico dipolar de los pozos H-42 y H-43, ubicados al norte y sur del campo, obtenidos a partir de una operación de enfriamiento en el pozo, la cual reduce la temperatura en la tubería hasta 200 °C.

El análisis de registros de pozo permite evaluar la calidad de los reservorios. En este capítulo se presenta una práctica metodología para determinar Las propiedades geomecánicas, la magnitud de los esfuerzos, relacionarlos a las propiedades mecánicas y cambios observados en sincronía con la actividad sísmica. Así también, para identificar anomalías que pueden ser generadas por los trabajos de explotación y la actividad tectónica en la zona, las cuales pueden limitar la continuidad del medio poroso y restringir el flujo.

### **3.1 Registro sísmico**

Los registros sísmicos iniciaron durante la década de 1950, con el objetivo de cuantificar la porosidad a partir de la medición del tiempo de tránsito de las onda compresionales (también conocido como lentitud de onda), posteriormente la herramienta fue modificada para medir lo que se conoce como registro total de ondas sísmicas, el cual considera no solo el tiempo de tránsito de las ondas compresionales, si no las ondas de corte y Stoneley, esta última ubicada en el paquete de ondas superficiales, la cual es una gran ventaja para estimaciones de permeabilidad, debido a que pueden propagarse a lo largo de la interfaz roca-fluido. En la Figura 3.1 se presentan los valores promedio del tiempo de tránsito para las principales litologías presentes en los reservorios.

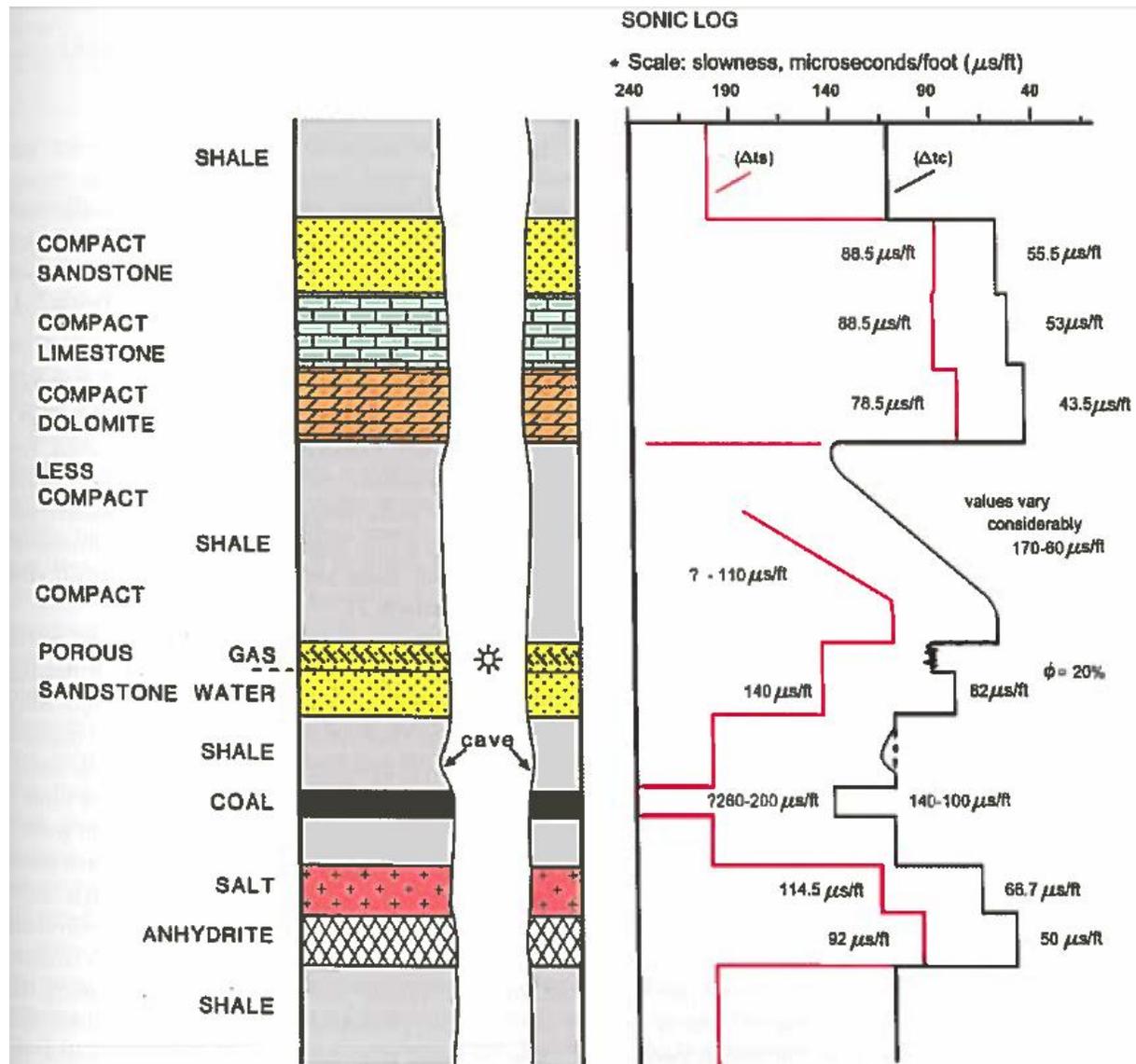


Figura 3.1 Respuestas típicas en un registro sísmico para diferentes tipos de roca medidos en tiempo de tránsito para las ondas compresionales y de corte. (Rider, 2002)

Para llevar a cabo una caracterización geomecánica, es esencial determinar la magnitud de los esfuerzos in-situ, considerando que las propiedades elásticas controlan gran parte de la caracterización de un reservorio. En la Tabla 3.1 se presentan las disciplinas principales en las cuales se utiliza el registro sísmico en la caracterización de reservorios; en esta tesis se utilizará para cuantificar la porosidad, impedancia sísmica, correlación litológica, identificación de fracturas, compactación y sobrepresión.

**Tabla 3.1 Principales usos del registro sísmico en la caracterización de reservorios. (Modificado, Rider 2002)**

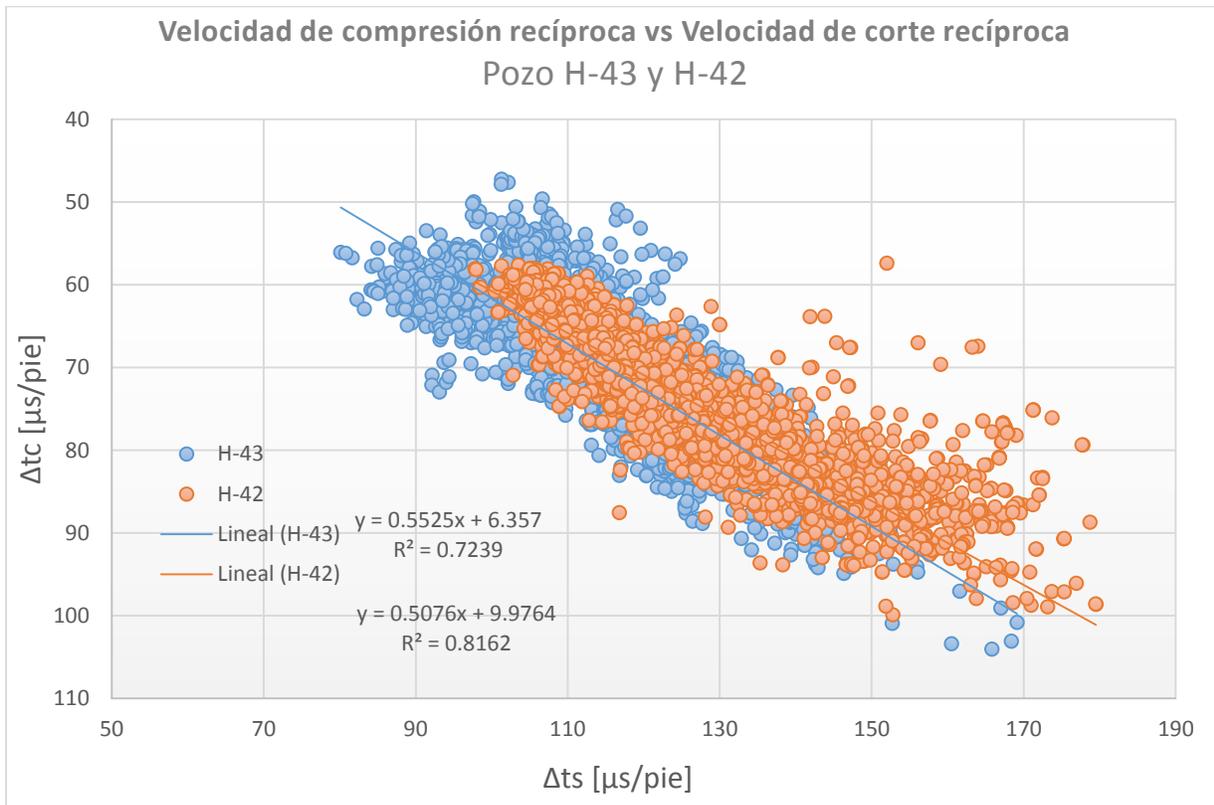
Disciplina		Uso	Conociendo
<b>Cuantitativo</b>	Petrofísica	Porosidad	Velocidad de matriz
			Velocidad del fluido
	Sísmica	Velocidad de onda	Tiempo de tránsito
			Indicadores sísmicos
		Calibración sísmica	Calibrar indicadores
	Impedancia acústica	Registros sísmicos	
<b>Cualitativo y semicuantitativo</b>	Geología	Litología	Velocidad de matriz y minerales
		Correlación de la textura	
	Geología	Identificación de fractura	Registros de densidad
		Compactación y presiones anormales	Tendencias normales de compactación
	Geoquímica	Evaluación de la roca	Registros de resistividad

Para cuantificar las propiedades descritas enlistadas previamente, se recomienda por lo menos, el registro de las ondas compresionales, en esta tesis se analizaron los paquetes de ondas Compresionales, de corte y Stoneley (Tabla 3.2).

**Tabla 3.2 Información acústica utilizada para la investigación de la porosidad, litología, contenido de fluidos, permeabilidad y presencia de fracturas. (Pailet *et al.* 1992)**

Característica	Tiempo de tránsito		
	Ondas compresionales	Ondas de corte	Ondas Stoneley
<b>Porosidad</b>	***	+	-
<b>Litología</b>	***	***	-
<b>Fluidos</b>	***	***	-
<b>Permeabilidad</b>	+	+	***
<b>Fracturas</b>	-	+	***
*** requerido, + usualmente útil, - no requerido			

En la Figura 3.2 se presenta el tiempo de tránsito de la onda de compresión y el tiempo tránsito de la onda de corte, de la que se puede identificar que no presenta una tendencia sedimentaria y de origen ígneo, sin embargo, puede utilizarse en futuros análisis para determinar el tiempo de tránsito de las ondas de corte, cuando solo cuentan se cuenta con el registro de las ondas de compresión.



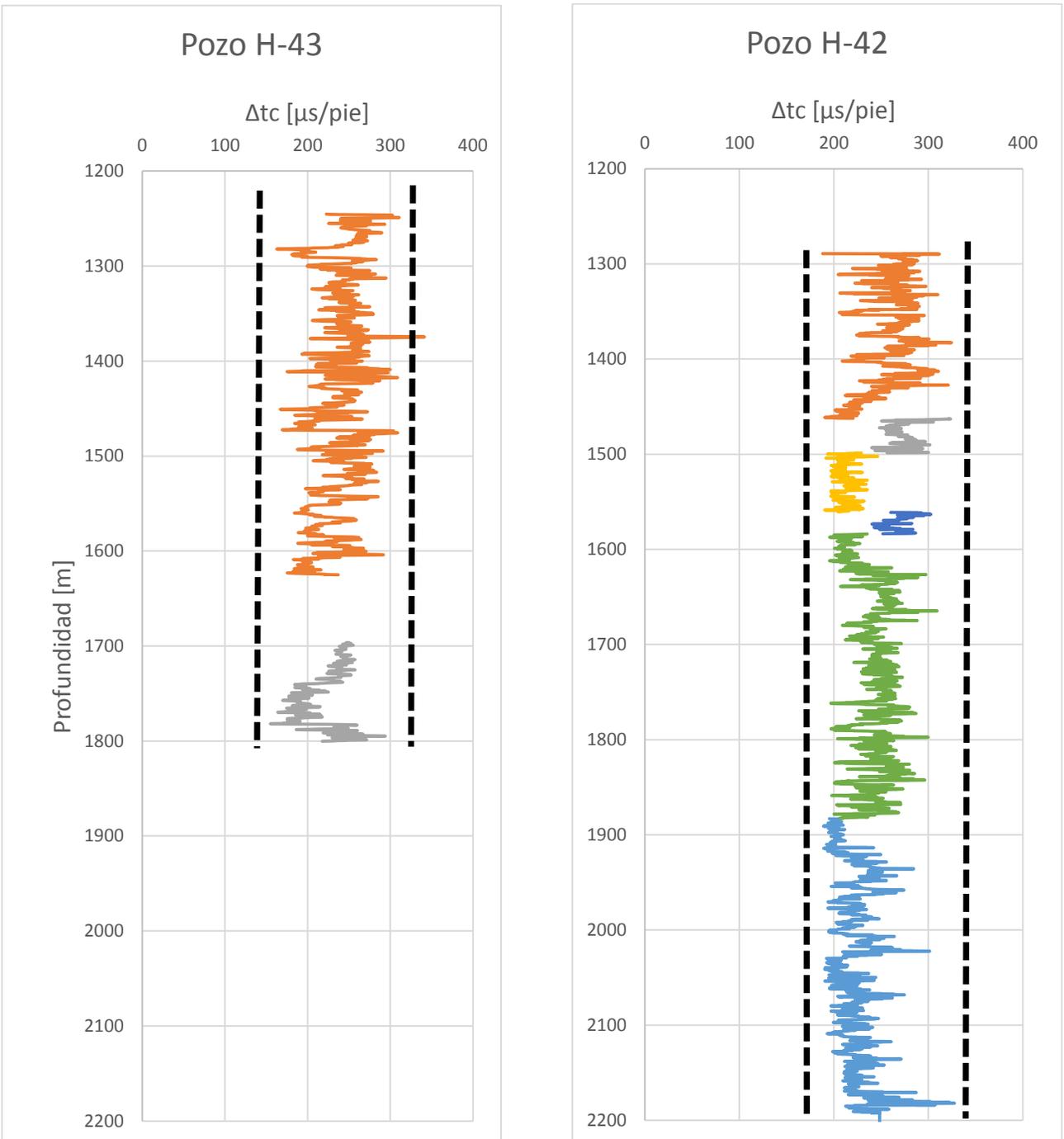
**Figura 3.2** Relación entre los tiempos de tránsito de las ondas compresionales y de corte en los pozos con registro sónico en el campo. En línea naranja, la tendencia lineal para el pozo H-43 y en color para el pozo H-42.

### 3.1.1 Análisis de la velocidad de ondas

Para determinar las propiedades geomecánicas del reservorio es necesario realizar un análisis de la velocidad de onda e identificar la presencia de fenómenos físicos que pudieran producir anomalías en los registros, como zonas de atenuación, compactación, presión anormal, etc., las cuales deben ser ajustadas para el cálculo de las propiedades de la roca. En la Figura 3.3 se presentan los diferentes segmentos observados de acuerdo a la variación de la

velocidad. El cambio de estrato es notorio cuando se presentan variaciones abruptas en el registro, también podemos observar la linealidad en la tendencia, por lo tanto, no es necesario realizar una corrección ante la ausencia del fenómeno de compactación.

### Tiempo de transito de las ondas compresionales en el reservorio



**Figura 3.3** Tiempo de tránsito en profundidad para los pozos en estudio, en líneas punteadas negras se presenta la tendencia normal de los registros, indicando que normalidad en los registros.

### 3.1.2 Estimación de la Porosidad mediante el registro dipolar de corte sísmico

En este estudio, no se cuenta con registros de densidad en los pozos, el cual es requerido para el cálculo del módulo de elasticidad y para correlacionar los cambios de litología. En 1956, debido a que no todos los registros sísmicos contaban con la velocidad de compresión y la velocidad de corte es más sensible a la porosidad del medio, Wyllie (1956) desarrolló un método para determinar la velocidad de corte conociendo la porosidad de la roca. En esta tesis no se cuenta con el registro de porosidad para el pozo H-42, por lo tanto, se utiliza de forma inversa para obtener la porosidad, a partir de la velocidad de corte:

$$\Phi_S = \frac{(\Delta t_s - \Delta t_{sma})}{(\Delta t_{sw} - \Delta t_{sma})} \quad (3.1)$$

donde  $\Delta t_s$  tiempo de tránsito de las ondas de corte,  $\Delta t_{sma}$  tiempo de tránsito de las ondas de corte en la matriz de la roca al 100%,  $\Delta t_{sw}$  tiempo de tránsito de las ondas de corte del fluido que satura la roca, todas las variables están medidas en  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  o  $\mu\text{seg}/\text{m}$ . Para esta tesis se considera como fluido agua potable (Tabla 3.3) y dependiendo de la litología se utilizará una velocidad de matriz (Tabla 3.4).

El tiempo de tránsito de las ondas y la velocidad de las ondas sísmicas se relaciona a través de los registros geofísicos por:

$$\text{Velocidad de onda} = \frac{1}{\Delta t \times 10^{-6}} \quad (3.2)$$

donde  $\Delta t$  es el tiempo de tránsito que se mide por lo general en  $\mu\text{seg}/\text{pie}$ , la velocidad está dada en  $\text{pie}/\text{seg}$ .

**Tabla 3.3 Valores recomendados de velocidad de corte (Crain, 2013)**

	Sistema Inglés $\mu\text{seg}/\text{pie}$	SI- $\mu\text{seg}/\text{m}$
	96 - 240	490 - 770
<b>Agua Potable</b>	350 **	1280 **
<b>Agua Salada</b>	340 **	1200 **
<b>Granito</b>	80	262
<b>Cuarzo</b>	88.8	291
<b>Arenisca</b>	88.9	292
<b>Lutita</b>	89.9	294
<b>Dolomita arcillosa</b>	82.3	270
<b>Dolomita de lutita</b>	74.8	245
<b>Anhidrita</b>	85	280
<b>Carbón</b>	152+	

**Tabla 3.4 Tiempo de transferencia y velocidad de corte en la matriz de diversas rocas, minerales y fluidos (Modificado de Schlumberger, 1972; Serra, 1979; Gearhart, 1983).**

<b>Velocidad de matriz</b>			
	$\Delta t_{\text{ma}}(\mu\text{seg}/\text{pie})$	V(m/s)	V(pie/s)
<b>Arenisca (Compacta)</b>	55.5-51	5940-5950	18000-19500
<b>Cuarzo</b>	55.1	5530	18150
<b>Caliza</b>	53-47.6	5800-700	19000-23000
<b>Calcita</b>	46.5	6555	21500
<b>Dolomitas</b>	45-38.5	6770-7925	22200-26000
<b>Dolomita</b>	40	7620	25
<b>Lutita</b>	167-62.5	1600-5000	5000-16000
<b>Velocidad de minerales (promedios)</b>			
	$\Delta t(\mu\text{seg}/\text{pie})$	V(m/s)	V(pie/s)
<b>Agua (salina)</b>	189-200	1610-1625	5290-500
<b>Halita</b>	66.7-67	4550	15000
<b>Anhidrita</b>	50	6100	20000
<b>Yeso</b>	52-53	8860	19000
<b>Antracita</b>	90-120	3050	+/- 10000
<b>Lignito</b>	140-180	20000	+/- 6500
<b>Acero (tubería)</b>	57.8	5270	173000

### 3.1.3 Estimación de la densidad

La densidad es un parámetro clave para determinar la litología y porosidad en un reservorio, sus alcances son extensos y en conjunto el registro de velocidades de onda P y S, permiten desarrollar una inversión sísmica y cuantificar la amplitud de las ondas, a partir de un diagrama sintético, el cual puede utilizarse para determinar posibles zonas de alimentación y producción, debido a la atenuación de ondas en el reservorio.

La estimación de la densidad mediante las ondas P y S es posible a través de correlaciones empíricas. Gardner *et al.* 1974, relacionó la velocidad de onda P con la densidad de diferentes rocas sedimentarias saturadas en diversas pruebas de laboratorio realizadas en numerosos núcleos y formaciones, construyendo la relación:

$$\rho = a * Vp * b \quad (3.3)$$

donde  $\rho$  es la densidad en  $g/cm^3$  y  $Vp$  es la velocidad de las ondas P en m/s, a y b son parámetros de ajuste basado en la litografía. Para esta tesis se utilizó una constante de  $a = 0.31$  y  $b = 0.26$ , las cuales se ajustaron a la forma del registro y se adaptaron para un ambiente con intercalaciones de rocas ígneas en la columna litostática. La mayor cantidad de correlaciones para determinar la densidad, vincula directamente la densidad con la velocidad de onda P sin otorgarle un valor a las constantes, sin embargo, Potter y Stewart (1998) observaron que los índices, 0.37 y 0.22, podía ajustarse a la mayoría de las litologías. En la Figura 3.4 y Figura 3.5, se observa la densidad estimada para cada pozo.

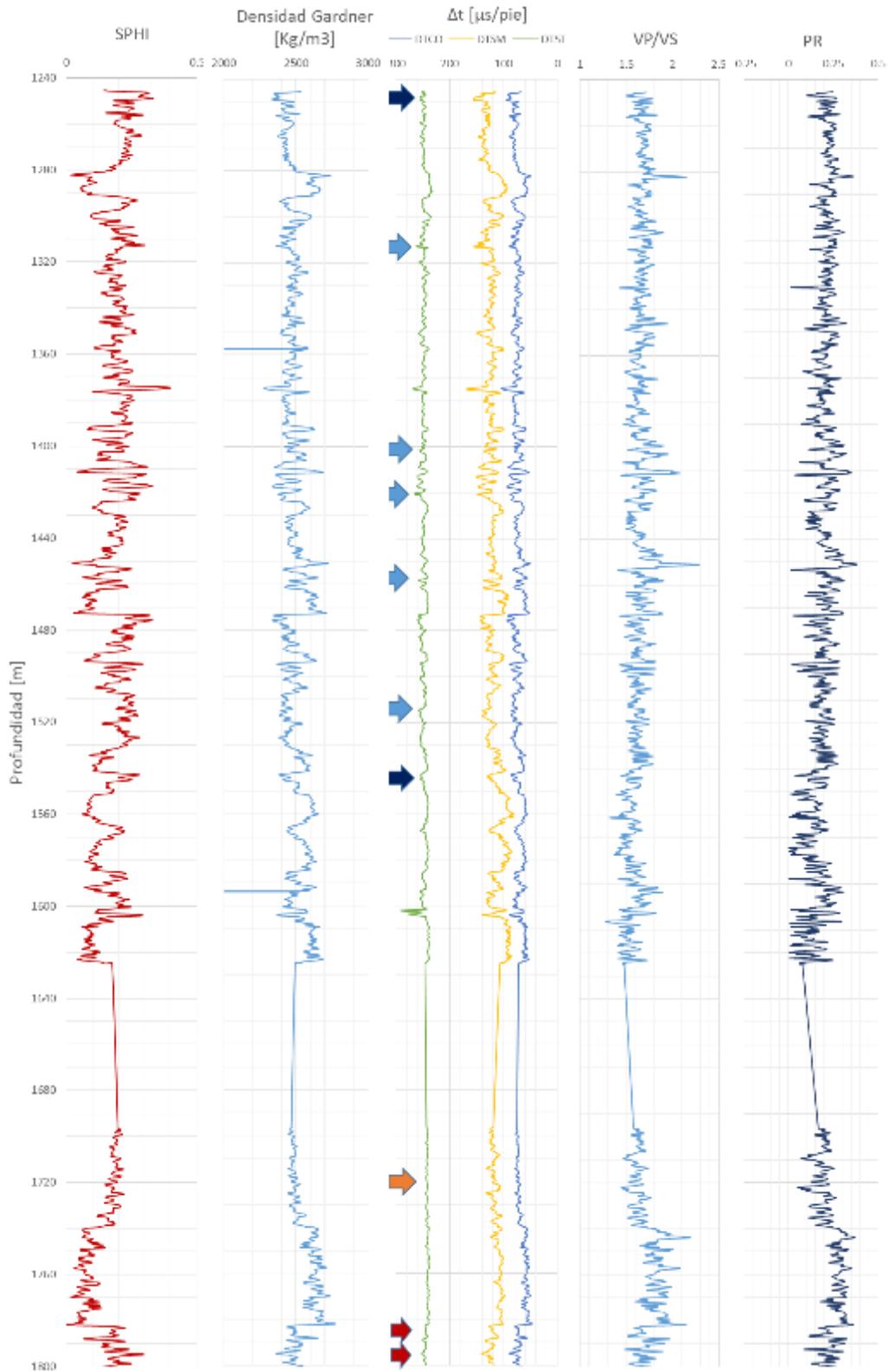


Figura 3.4 Registro sónico Pozo H-43 del campo geotérmico de Los Humeros.

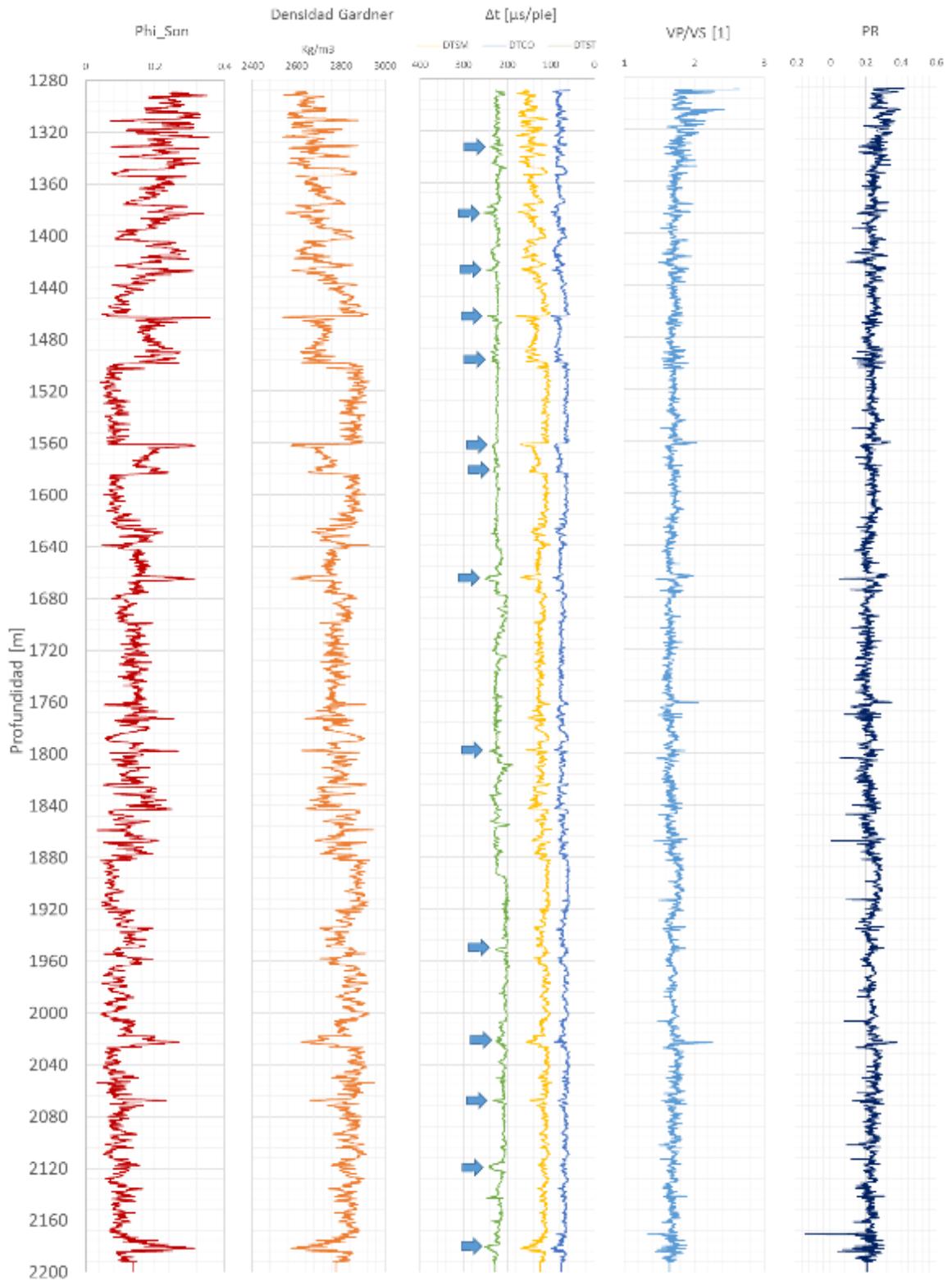


Figura 3.5 Registro sónico Pozo H-43 del campo geotérmico de Los Humeros.

### 3.1.4 Inversión sísmica

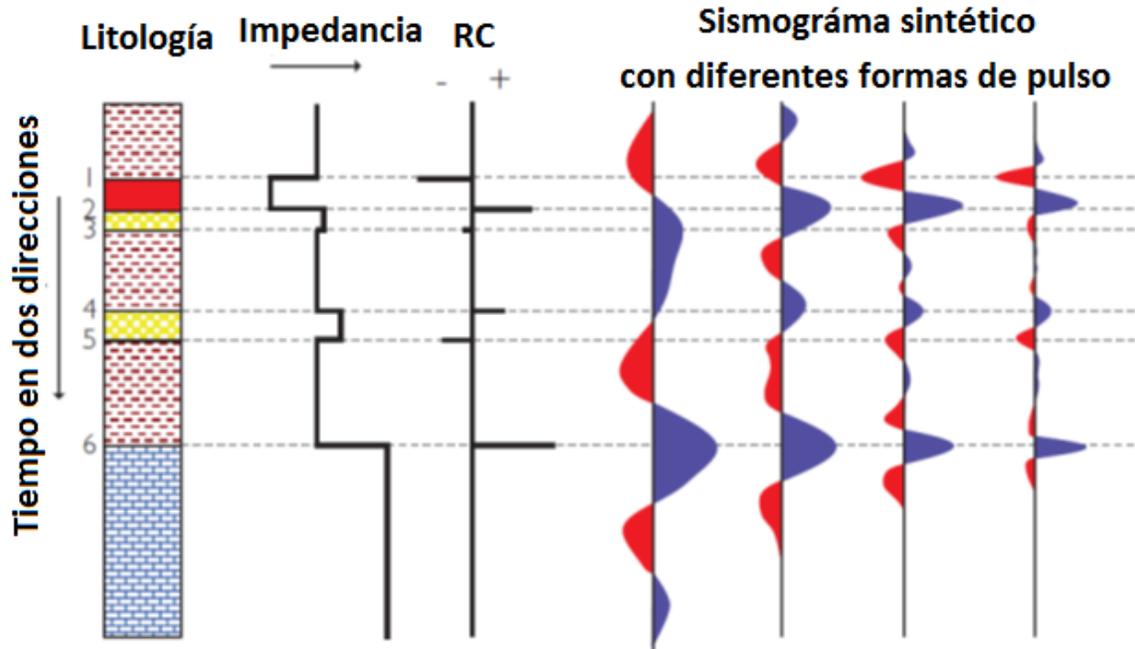
La inversión sísmica de las ondas sísmicas permite evaluar los diferentes cambios de litología, posibles zonas de atenuación y calibrar registros sísmicos de refracción. En esta tesis se utiliza para identificar zonas de anomalía sísmica relacionadas a la alimentación de fluidos en el reservorio, cambios abruptos en la roca y posibles reflectores en relación con el sistema de la fractura en la zona. A partir de la siguiente metodología se construyó un sismograma sintético para cada pozo con registro geofísico.

Los sismogramas sintéticos se construyen a partir del coeficiente de reflexión ( $R_0$ ), el cual se define como el coeficiente de incidencia normal (relación de la amplitud del desplazamiento de una onda reflejada a la de la onda incidencia, Sheriff, 1980), matemáticamente se define por el producto de la impedancia acústica ( $AI^2$ ) para la primer y segunda capa:

$$R_0 = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (3.4)$$

donde  $\rho$  es la densidad y  $V$  es la velocidad de la onda compresional o de corte en la primera y segunda capa, respectivamente.

En la Figura 3.6 se presenta el procedimiento para obtener el sismograma sintético, partiendo de la litología, el cálculo de impedancia, la polaridad de la onda y los diferentes pulsos que describen la velocidad de onda en el registro sísmico y la densidad estimada para desarrollar el sismograma sintético.



**Figura 3.6** Procesado para obtener un sísmograma sintético a partir del cálculo del coeficiente de impedancia. (Anstey, 1980; Simm y Bacon, 2014)

En la Figura 3.7 y Figura 3.8, se observa el procesado del registro sísmico y la densidad estimada de Gardner, para desarrollar el sísmograma sintético en ambos pozos. En la primera columna se presenta la profundidad, posteriormente la densidad, velocidad de onda compresional, velocidad de onda de corte, función auxiliar con la relación de  $V_p/V_s$  y la impedancia acústica, la polaridad de las ondas. Finalmente, el sísmograma sintético con el ángulo de Gather, de acuerdo a las diferentes polaridades o pulsos conforme al ángulo de reflexión (polaridad positiva en color rojo y negativa en color azul).

En el pozo H-42 (Figura 3.7), se observa un cambio en la polaridad de las ondas (*wavelet* color rojo) donde se acentúa la atenuación, esta zona coincide con los límites del reservorio superior en la zona sur del campo de 1400 a 1600 m, compuesto principalmente de augitas y hornablendas de andesita. Se observa atenuación sísmica en las cercanías de la zona de alimentación de fluidos en el reservorio (1750 a 1800 m), esta atenuación sugiere un área con una alta densidad de fractura y un cambio abrupto en la roca producto de una caída de presión y de los esfuerzos. En las profundidades del pozo a 2000 a 2200 m, también se presenta una alta

atenuación, posiblemente asociada a los horizontes permeables y al fracturamiento en la zona de calizas.

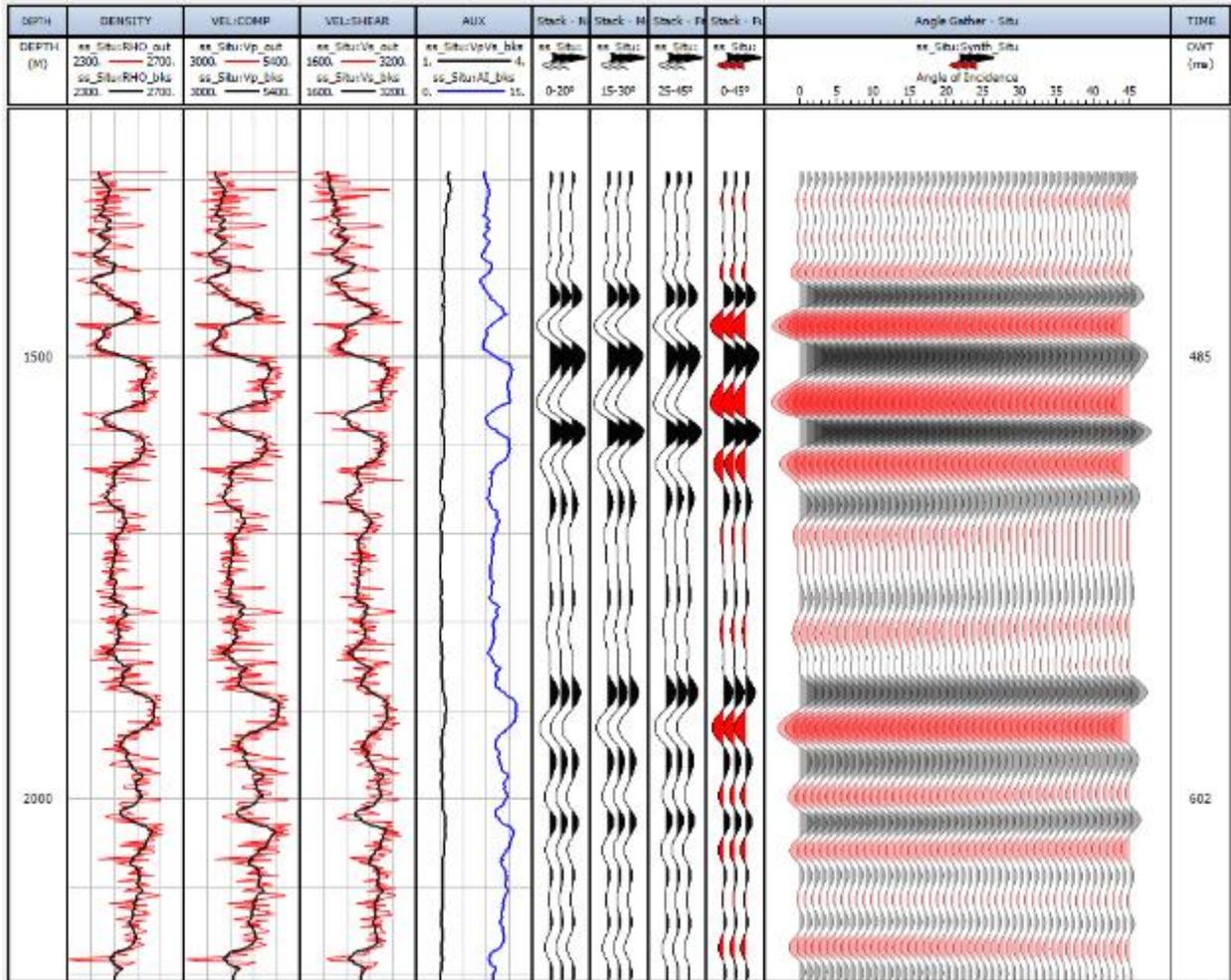


Figura 3.7 Sismograma sintético para el pozo H-42. En la primera columna se observa el registro de densidad con la amplitud de la onda compresional, en la segunda la velocidad de compresión, en la tercera la velocidad de corte, en la cuarta el cálculo del coeficiente de refracción, en las siguientes cuatro columnas la polaridad de acuerdo al grado de la onda y finalmente el ángulo de incidencia con la atenuación sísmica.

En la Figura 3.8 se presenta el sismograma sintético para el pozo H-43, se observa una zona de anomalía en los límites inferiores del reservorio superior a 1600 m de profundidad, lo que permite determinar que de 1600 a 1800, existe un posible intervalo de inyección para recargar el reservorio, el cual se encuentra delimitado y sellado, por lo que el fluido no se fugará al basamento a través de las uniones permeables entre las estructuras geológicas, mientras la producción se realiza en los estratos superiores de 1525 a 1600 m.

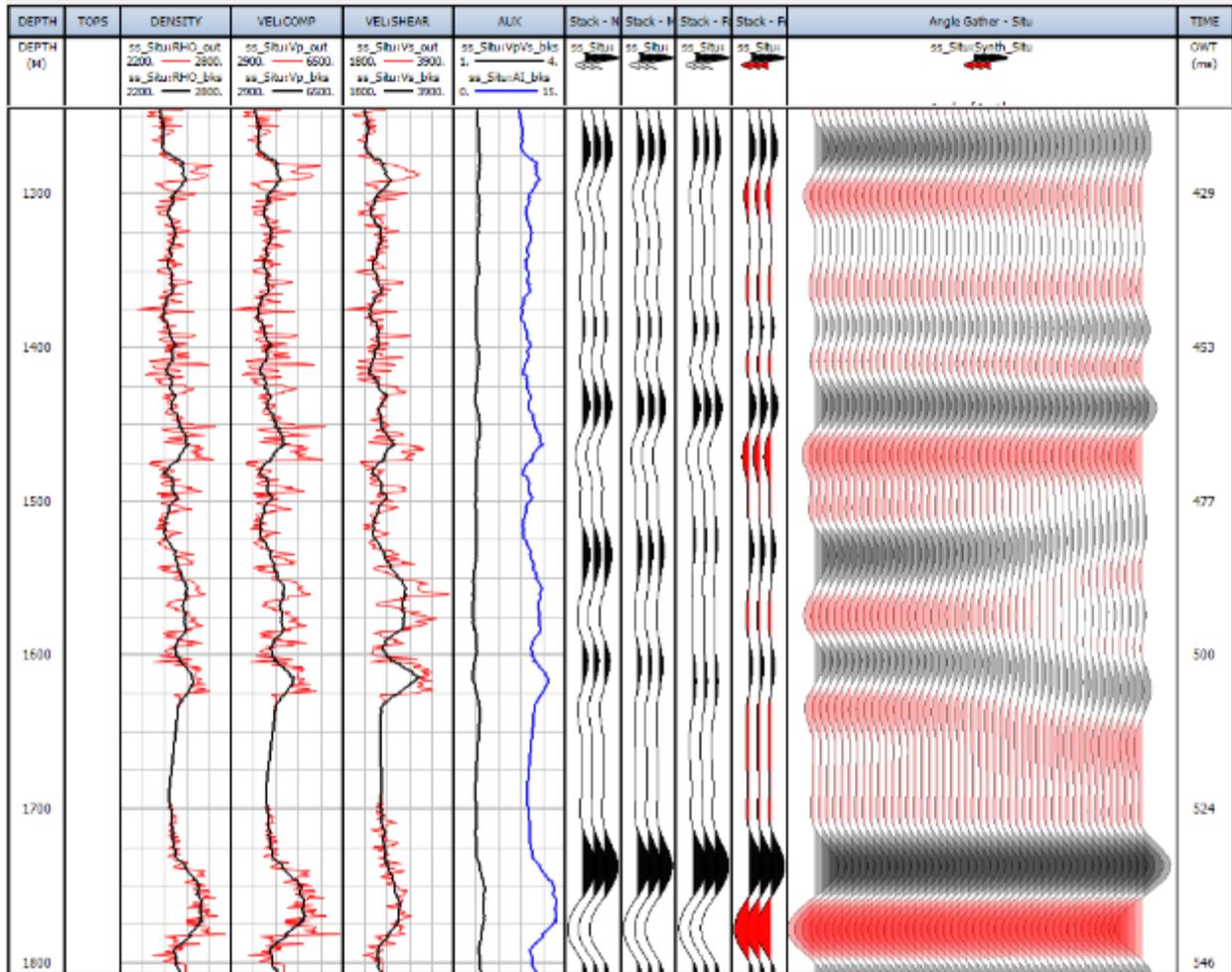


Figura 3.8 Sismograma sintético estimado para el pozo H-43, se observa en color negro y rojo la polaridad de la onda y la intensidad.

## 3.2 Propiedades Mecánicas

Las propiedades mecánicas son parámetros físicos claves en la caracterización de yacimientos petroleros y geotérmicos, sin embargo, la información disponible para calcularlos es limitada y con frecuencia deben ser estimadas a partir de correlaciones, análisis e interpretaciones empíricas. Dentro de los parámetros que se han utilizado para su estimación, la velocidad de compresión y de corte medidos a través de registros sínicos, son consideradas como las más importantes y como se presenta a continuación, una herramienta indispensable para determinar las propiedades mecánicas del reservorio.

### 3.2.1 Módulo de corte

Se define como el cambio de forma o deformación de un material elástico (lineal e isótropo) producido por un esfuerzo de corte. La definición aplicada a registros geofísicos:

$$G = 1000 * \frac{\rho}{\Delta t_s^2} \quad (3.5)$$

donde G es el módulo de corte en Giga-Pascales (GPa),  $\rho$  es la densidad en gm/cm<sup>3</sup>,  $\Delta t_s$  es el tiempo de transito de las ondas de corte en  $\mu$ seg/pie. Si la roca es anisotrópica, el módulo de corte puede ser calculado en las direcciones de máximo y mínimo estrés utilizando  $\Delta t_{smin}$  y  $\Delta t_{smax}$  de un dipolo cruzado registro sínico cizalla (Crain, 2013).

### 3.2.2 Coeficiente de Poisson

El coeficiente de Poisson también conocido como el coeficiente de expansión en la axial transversal, es la relación negativa de transversal a deformación axial. Cuando un material se comprime en una dirección, por lo general tiende a expandirse en las otras dos direcciones perpendiculares a la dirección de compresión, puede ser estimado por la relación de las velocidades de compresión y corte:

$$\nu = \frac{V_p^2 - V_s^2}{2 V_p^2 - V_s^2} \quad (3.6)$$

donde  $V_p$  es la velocidad de compresión y  $V_s$  la velocidad de corte, ambos en  $\mu\text{seg/m}$ .

### 3.2.3 Módulo de Young

El módulo de Young o módulo de elasticidad es la relación entre el esfuerzo al que está sometido y la deformación de la roca. Se calcula a partir de los registros utilizando la relación elástica:

$$E = 2 G (1 + \nu) \quad (3.7)$$

donde  $E$  es el módulo de Young y  $G$  es el módulo de cizallamiento ambos en GPa,  $\nu$  es el coeficiente de Poisson, adimensional.

En caso de no contar con al menos dos elementos de las propiedades elásticas, el módulo de Young puede ser estimado para rocas sedimentarias a través de la correlación de Yasar y Erdogan (2004):

$$E = 10.7V_p - 18.7 \quad (3.8)$$

donde  $E$  se encuentra en MPa y  $V_p$  la velocidad de compresión o velocidad de onda P en km/s.

### 3.2.4 Condiciones estáticas y dinámicas

Debido a las diferentes condiciones de depósito y anomalías en la presión de poro, surgen efectos de compactación en la roca los cuales no se pueden cuantificar por medios indirectos, estas variaciones deben ser evaluadas directamente en núcleos nativos de la formación, porque pueden producir cambios significativos al momento de relacionar las

propiedades elásticas de las rocas. Song, (2012), observó que el módulo de Young y la relación de Poisson obtenida mediante registros de pozos (dinámico) era aproximadamente dos veces mayor que los valores determinados a partir de muestras de rocas en condiciones estática en un laboratorio, sin embargo, en el caso de los yacimientos geotérmicos la complejidad es abrumadora, en algunos campos no es posible encontrar una relación, incluso con mediciones de laboratorio.

### **3.2.5 Índice de fragilidad**

Existe una gran variedad de métodos para determinar la fragilidad de una roca, sin embargo, los valores de fragilidad no son idénticos. Cada definición está desarrollada de acuerdo a un objetivo práctico de aplicación. Por definición una roca se fractura fácilmente sin deformación significativa cuando se somete a una fuerza de tensión. Las rocas frágiles absorben relativamente poca energía antes del colapso, e incluso las rocas compuestas por materiales de alta resistencia (Figura 3.9). Si la roca tiene largo período de esfuerzo y tensión elástico, pero sólo una pequeña etapa dúctil, la roca se considera frágil. En contraste, si el material bajo tensión tiene una pequeña región del comportamiento elástico y una gran región de comportamiento dúctil, absorbiendo tanta energía antes de la falla, se considera dúctil (opuesto de frágil).

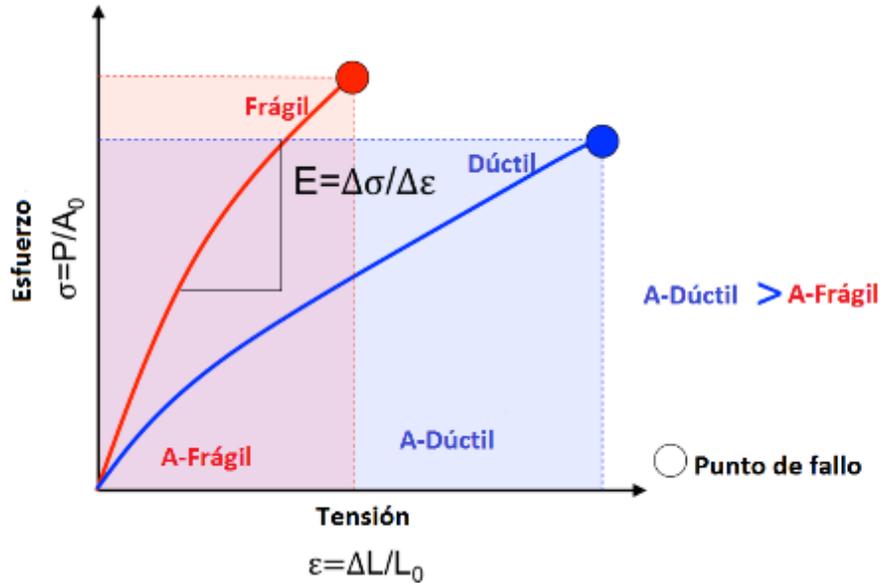


Figura 3.9 Diagrama de tensión comparando curvas frágiles (rojo) y dúctiles (azul), donde el rea bajo la curva para rocas dúctiles es mayor que el área bajo la curva para las rocas frágiles (Modificado de Rickman *et al.* 2008).

En esta tesis se utilizó la definición de fragilidad propuesta por Rickman *et al.* 2008. Relacionando gráficamente el módulo de Young y el coeficiente de Poisson, se define el índice de fragilidad por deformación elástica:

$$E_{fragilidad} = \frac{E - E_{min}}{E_{max} - E_{min}} \quad (3.11)$$

donde E es el módulo de Young en GPa,  $E_{min}$  y  $E_{max}$  son el mínimo y el máximo valor del módulo de Young medidos a lo largo del registro petrofísico.

El índice de fragilidad por deformación transversal mediante el coeficiente de Poisson:

$$v_{fragilidad} = \frac{v - v_{min}}{v_{max} - v_{min}} \quad (3.12)$$

donde v es el coeficiente de Poisson,  $v_{max}$  y  $v_{min}$  son los valores mínimos de Poisson medidos en el registro petrofísico.

Finalmente, el coeficiente de fragilidad se define por el promedio:

$$IF = \frac{E_{fragilidad} - \nu_{fragilidad}}{2} \quad (3.13)$$

En la Tabla 3.5, se resumen los datos estadísticos descriptivos del módulo de Young y Poisson utilizados en el cálculo.

**Tabla 3.5 Resumen de la estadística descriptiva de los diferentes valores del Módulo de Young y la relación de Poisson utilizados en el cálculo del índice de fragilidad para los pozos H-42 y H-43.**

	<i>Pozo H-42</i>		<i>Pozo H-43</i>	
	E GPA	PR	E GPA	PR
<b>Media</b>	28.7609	0.2317	29.5602	0.1984
<b>Error típico</b>	0.0866	0.0004	0.1622	0.0011
<b>Mediana</b>	29.3666	0.2072	19.7115	0.166
<b>Desviación estándar</b>	6.7261	0.036	9.1427	0.063
<b>Varianza de la muestra</b>	45.2411	0.0012	83.5899	0.0039
<b>Mínimo</b>	10.8577	-0.1405	12.1987	0.0009
<b>Máximo</b>	49.0006	0.4169	75.4961	0.3768
<b>Cuenta</b>	65.0389	6022	3176	3176
<b>Nivel de confianza</b>	0.1977	0.0009	0.3180	0.0021

- Nivel de confianza (95%)

### 3.2.6 Módulo de compresibilidad

El módulo de compresibilidad es el cambio volumétrico en la roca debido a la variación en la presión hidrostática, a partir de los registros petrofísicos se define por:

$$K_b = 1000 * \rho * \left( \frac{1}{\Delta t_c^2} - \frac{4}{3} \frac{1}{\Delta t_s^2} \right) \quad (3.14)$$

donde  $\rho$  es la densidad expresada en  $g/cm^3$ ,  $\Delta t_c$  y  $\Delta t_s$  es el tiempo de tránsito de la onda compresional y de corte en  $\mu seg/m$ , respectivamente.  $K_b$  es el módulo de compresibilidad en GPa. Al igual que el módulo de corte, si la roca es anisotrópica,  $K_b$  puede ser calculado en

dirección del esfuerzo máximo y mínimo utilizando  $\Delta t_{smin}$  y  $\Delta t_{smax}$  medidos en un registro sísmico de dipolo cruzado al corte (Crain, 2013)

### 3.2.7 Compresibilidad de la matriz

Se define como el inverso del módulo de compresibilidad:

$$C_r = \frac{1}{K_b} \quad (3.15)$$

Donde  $C_r$  es el módulo de compresibilidad en la matriz también encontrado en la literatura como  $C_b$  en  $\text{GPa}^{-1}$  y  $K_b$  es el módulo de compresibilidad.

En la Figura 3.10 y Figura 3.11, se presenta las estimaciones mecánicas en los pozos con registro sísmico. Por los valores de compresibilidad, se puede indicar que la formación es no consolidada en el caso de los intervalos con rocas sedimentarias.

El índice de fragilidad en los pozos es medio, una tendencia acorde a los ambientes de depósito con alto contenido de rocas ígneas e intercalaciones con rocas sedimentarias.

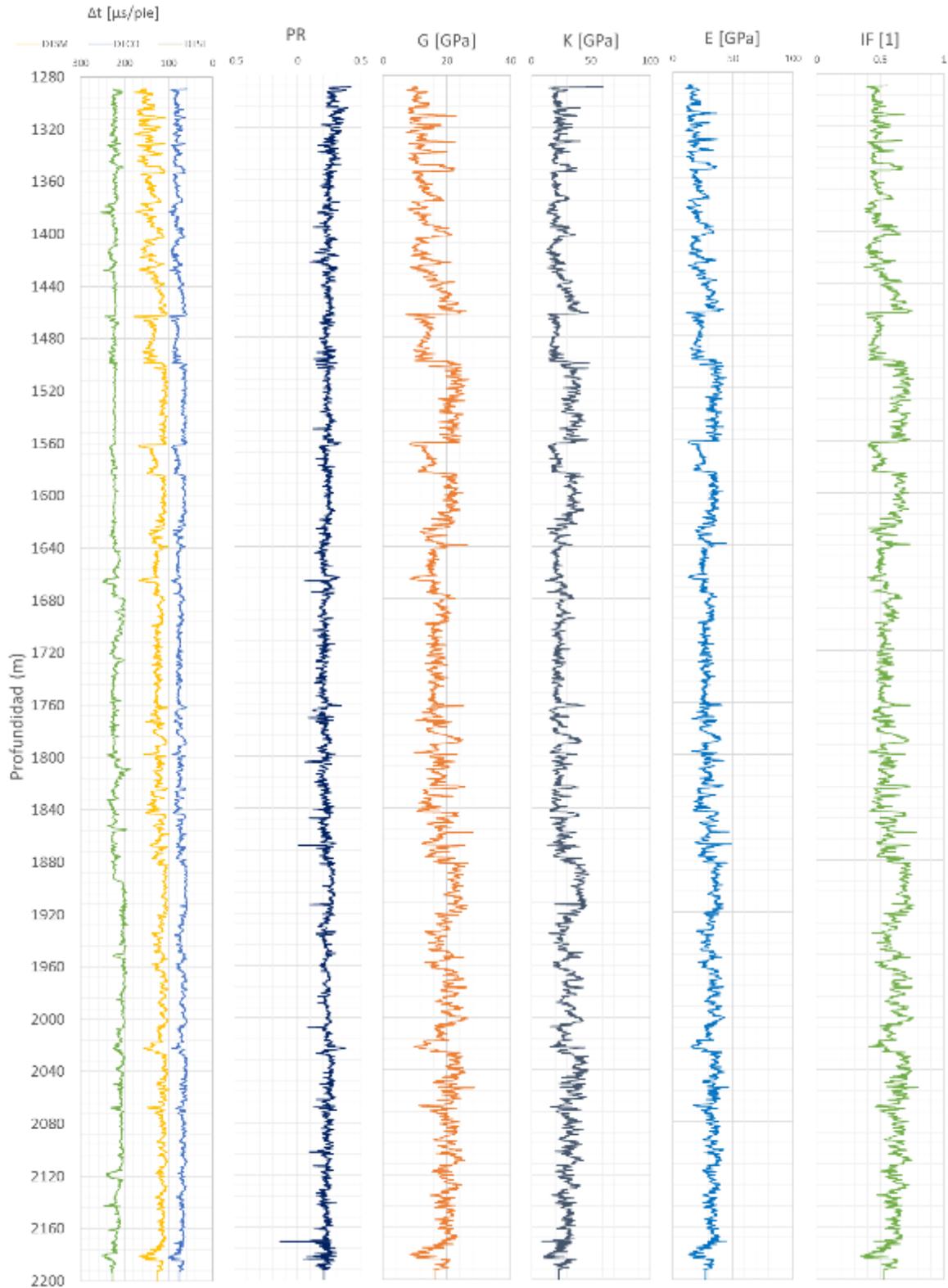


Figura 3.10 Resumen de las propiedades mecánicas calculadas en el pozo H-42.

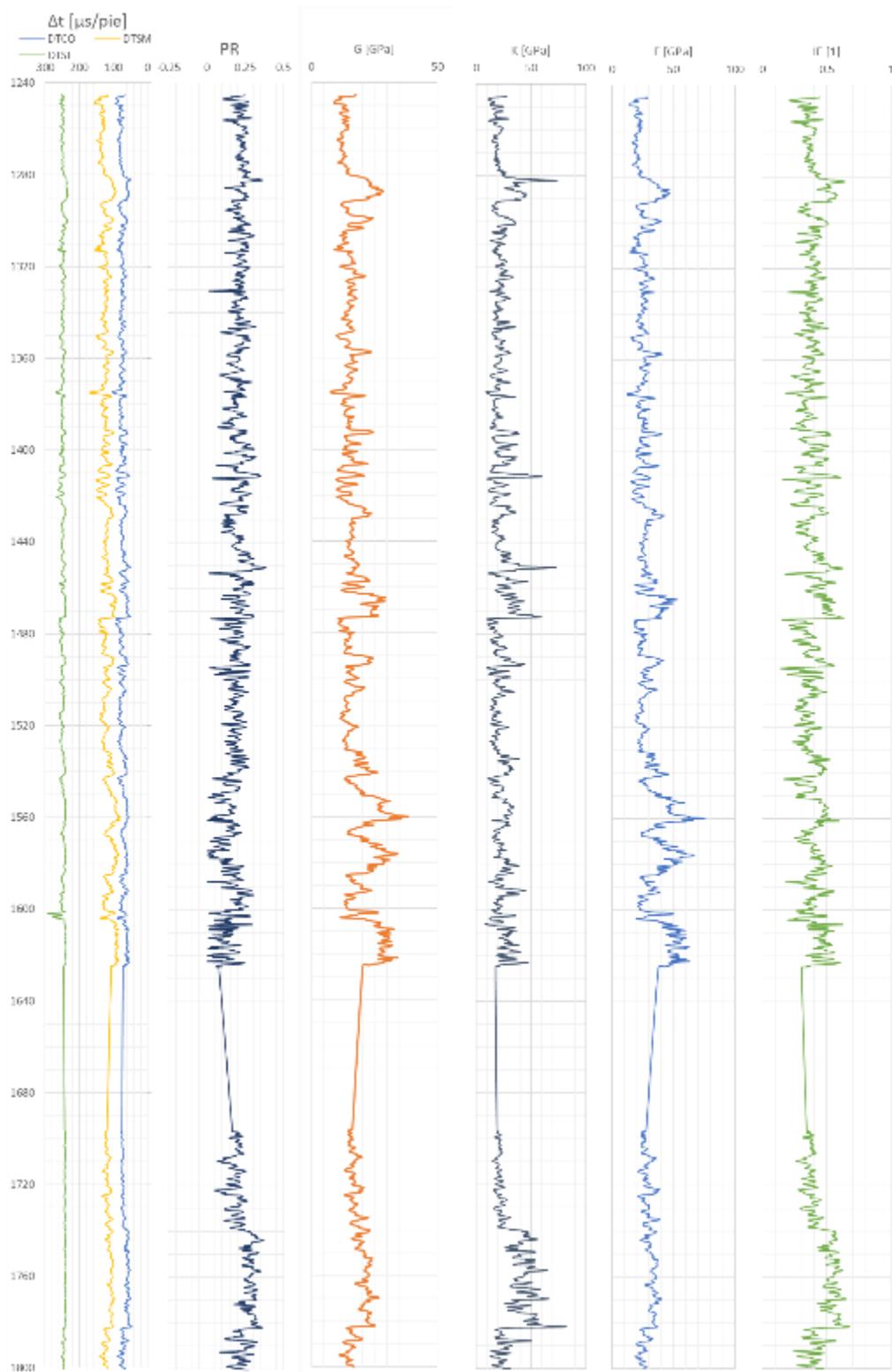


Figura 3.11 Resumen de las propiedades mecánicas calculadas en el pozo H-43

### 3.2.8 Constante de Biot

El parámetro conocido como constante de Biot fue introducido en 1957 por Maurice Biot, para relacionar la deformación de un medio poroelástico por cambios en la presión de poro, también se conoce como constante poroelástica, factor de reducción en el poro y resistencia al paso de fluidos en el poro. En dirección horizontal se considerará uno, en vertical se define como:

$$\alpha_v = 1 - \frac{K_b}{K_m} \quad (3.16)$$

donde  $K_b$  es el módulo de compresibilidad total del medio poroso, y  $K_m$  es el módulo de compresibilidad para los granos o para los minerales en la roca.

Miskimins *et al.* 2004, define la constante de Biot a partir de la relación entre el módulo de Young, compresibilidad de la roca matriz y Poisson (Tabla 3.6), la compresibilidad de la roca es:

$$K = \frac{1 - 2\nu}{E} \quad (3.17)$$

**Tabla 3.6 Relación de constantes elásticas. Módulo de compresibilidad (K), Modulo de Young (E), coeficiente o constante de Lamé (λ), Módulo de corte o cizalla (G), constante de Poisson (ν) y Módulo de onda P (M), todos expresados en la misma magnitud, para esta tesis GPa.**

	(λ, G)	(E, G)	(K, λ)	(K, G)	(λ, ν)	(G, ν)	(E, ν)	(K, ν)	(K, E)	(M, G)
$K =$	$\lambda + \frac{2G}{3}$	$\frac{EG}{3(3G-E)}$			$\lambda \frac{1+\nu}{3\nu}$	$\frac{2G(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$			$M - \frac{4G}{3}$
$E =$	$G \frac{3\lambda+2G}{\lambda+G}$		$9K \frac{K-\lambda}{3K-\lambda}$	$\frac{9KG}{3K+G}$	$\frac{\lambda(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$	$2G(1+\nu)$		$3K(1-2\nu)$		$G \frac{3M-4G}{M-G}$
$\lambda =$		$G \frac{E-2G}{3G-E}$		$K - \frac{2G}{3}$		$\frac{2G\nu}{1-2\nu}$	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{3K\nu}{1+\nu}$	$\frac{3K(3K-E)}{9K-E}$	$M - 2G$
$G =$			$3 \frac{K-\lambda}{2}$		$\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$		$\frac{E}{2(1+\nu)}$	$3K \frac{1-2\nu}{2(1+\nu)}$	$\frac{3KE}{9K-E}$	
$\nu =$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+G)}$	$\frac{E}{2G} - 1$	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$	$\frac{3K-2G}{2(3K+G)}$					$\frac{3K-E}{6K}$	$\frac{M-2G}{2M-2G}$
$M =$	$\lambda + 2G$	$G \frac{4G-E}{3G-E}$	$3K - 2\lambda$	$K + \frac{4G}{3}$	$\lambda \frac{1-\nu}{\nu}$	$G \frac{2-2\nu}{1-2\nu}$	$E \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$3K \frac{1-\nu}{1+\nu}$	$3K \frac{3K+E}{9K-E}$	

Sustituyendo de acuerdo al módulo de compresibilidad para la matriz y de los minerales o sedimentos:

$$\alpha_v = 1 - \frac{\frac{1 - 2\nu_m}{E_m}}{\frac{1 - 2\nu}{E}} \quad (3.18)$$

donde  $\nu$  es la constante de Poisson medida en el registro y  $\nu_m$  es la constante de Poisson asumida para la matriz de la roca considerando la litología.  $E$  y  $E_m$  es el módulo de Young en el punto de interés y la matriz de la roca en GPa, respectivamente.

Para evaluar la estimación es comparada con la correlación de Wu (2001), desarrollada para rocas sedimentarias:

$$\alpha_v = 1 - (1 - \Phi)^n \quad (3.19)$$

donde  $\phi$  es la porosidad y  $n$  es la constante de ajuste. En esta tesis para calibrar la constante  $n$ , se evaluó la constante de Wu compuesta por elementos elásticos, ajustando la curva en el registro a los diferentes rangos permisibles de la constante, de esta forma se ajustan a los diferentes minerales en la roca (Figura 3.12 y Figura 3.13).

En la Figura 3.12 y Figura 3.13, se observan tres diferentes curvas utilizadas para el cálculo de la constante de Biot, en color azul se presenta la constante de biot calculada a partir de los registro sónico utilizando la paquetería de manejo de registros geofísicos “*Interactive Petrophysics*” versión 4.3, la correlación de Wu (2001) ajustada y finalmente la curva amarilla es la resultante entre la combinación de las mediciones nulas o menor a cero, por considerar que no se cumplen los parámetros para observar constantes de biot menores a cero, –los cuales se presentan por reducciones del tamaño de poro debido a una cantidad de arcilla mayor al 50% del volumen total– y la constante de Biot a partir de las propiedades elásticas. En ciertos intervalos correspondiente a las rocas ígneas, por su dureza no permiten el desalojo de fluidos por lo cual exhiben valores en la constante de Biot cercanos a cero.

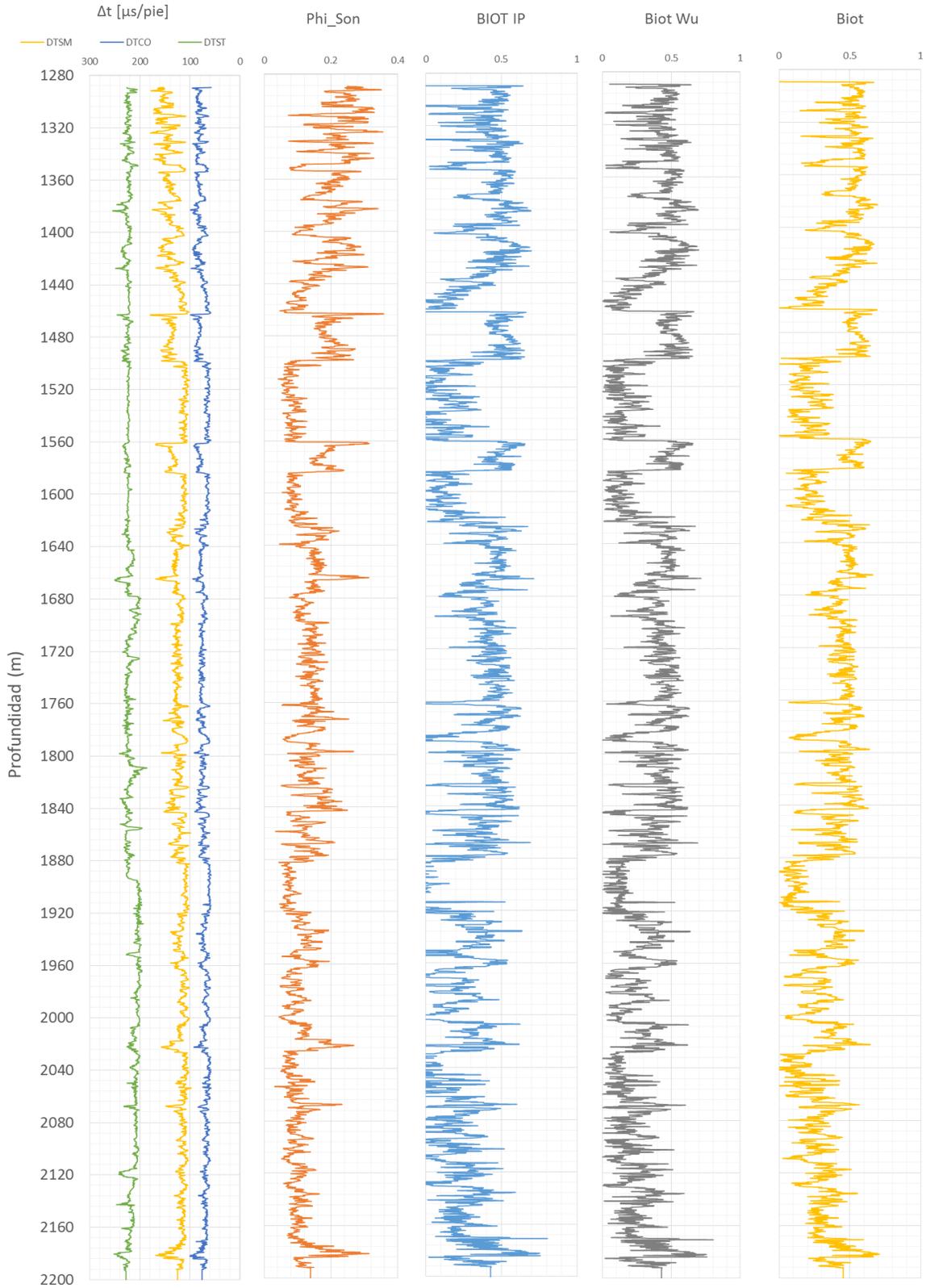


Figura 3.12 Registros de pozo utilizados para el cálculo de la constante de Biot y las estimaciones utilizadas para su calibración en el pozo H-42.

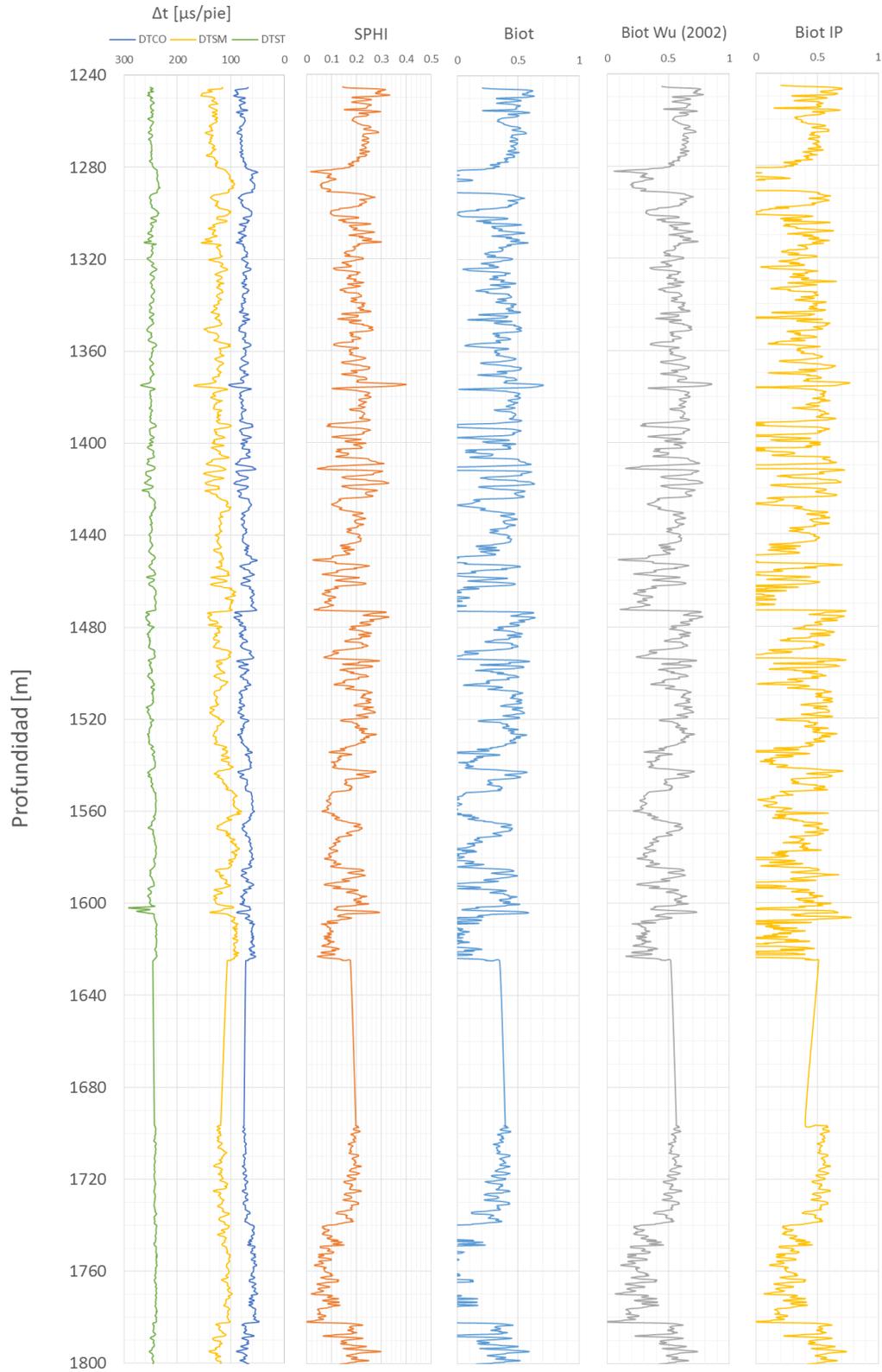


Figura 3.13 Registros de pozo utilizados para el cálculo de la constante de Biot y las estimaciones utilizadas para su calibración en el pozo H-43.

### 3.2.9 Estimación de la presión de poro

La presión de poro ( $P_p$ ) es un parámetro crítico en el comportamiento y caracterización de un reservorio, se encuentra directamente relacionado a los fluidos contenidos y al cambio de presión debido a la explotación, tiene implicaciones directas en la reducción de la ventana de perforación por la reducción de la presión entre la matriz de la roca y la pared del pozo, así como las propiedades mecánicas que cambian de acuerdo al esfuerzo efectivo definido por Terzaghi para suelos y más tarde modificada por Biot (1953) a partir de la teoría de poroelasticidad, la cual se utilizará para los intervalos con rocas ígneas.

La reducción o aumento de la presión de poro debido a la extracción o inyección, puede generar una deformación significativa en el reservorio, compactación, fallamiento de la roca y pérdida de permeabilidad (sobre todo en formaciones poco consolidadas y débiles), incluso en algunas ocasiones de forma contra-intuitiva, por la inducción de fracturas en ambientes de fallamiento a través de la explotación, como se discutirá en el Capítulo 6.

En este estudio el método para modelar la presión de poro fue desarrollado por Eaton (1973), aplicado con éxito en diferentes yacimientos con manifestaciones de presión anormal como se presenta en campos no convencionales (Contreras, 2011; Song, 2012), la presión de poro esta descrita por:

$$P_p = S_v - (S_v - P_n^*) \left( \frac{\Delta_{tn}}{\Delta_t} \right)^b \quad (3.20)$$

donde  $P_p$  es la presión de poro en MPa,  $S_v$  es el esfuerzo de sobrecarga en MPa,  $\Delta_{tn}$  es el tiempo de tránsito de las ondas compresivas normalizado,  $\Delta_t$  es el tiempo de tránsito transversal o de corte, los tres en  $\mu\text{seg}/\text{m}$  y  $b$  es el exponente de Eaton. Como se ha observado con anterioridad, el reservorio no presenta fenómenos de compactación y muestra un comportamiento lineal en la velocidad, por lo cual el ajuste no es necesario en el exponente  $b$  y puede utilizarse el valor unitario ( $b = 1$ ) en el cálculo. Posteriormente las velocidades pueden ser normalizadas para su integración en el cálculo como se presenta a continuación.

### 3.2.9.1 Normalización de la velocidad

Existen diferentes métodos de normalización para la velocidad de onda, el cual se realiza a través del registro de resistividad, sin embargo, debido a las altas temperaturas en el reservorio (200-300 °C) y que la herramienta no soporta estas condiciones no se cuenta en la totalidad de los registros a lo largo del pozo. Mediante un procedimiento de enfriamiento el pozo puede ser adecuado a las herramientas, no obstante, el tiempo de operación es reducido y, no todos los registros pueden llevarse a cabo. En el caso de los pozos H-42 y H-43, se cuenta únicamente con registros de sónicos de velocidad. Basado en estos registros, se realizó una normalización lineal de la velocidad para cada segmento.

En la Figura 3.14 y Figura 3.15, podemos observar la relación lineal utilizada para la normalización en cada segmento, para posteriormente ser ingresadas en la ecuación de la presión de poro, es importante realizar esta departamentización, para evitar subestimar o sobreestimar los valores de presión, especialmente en intervalos donde se presume que la presión de poro ha sido reducida por la continua inyección o extracción de fluidos.

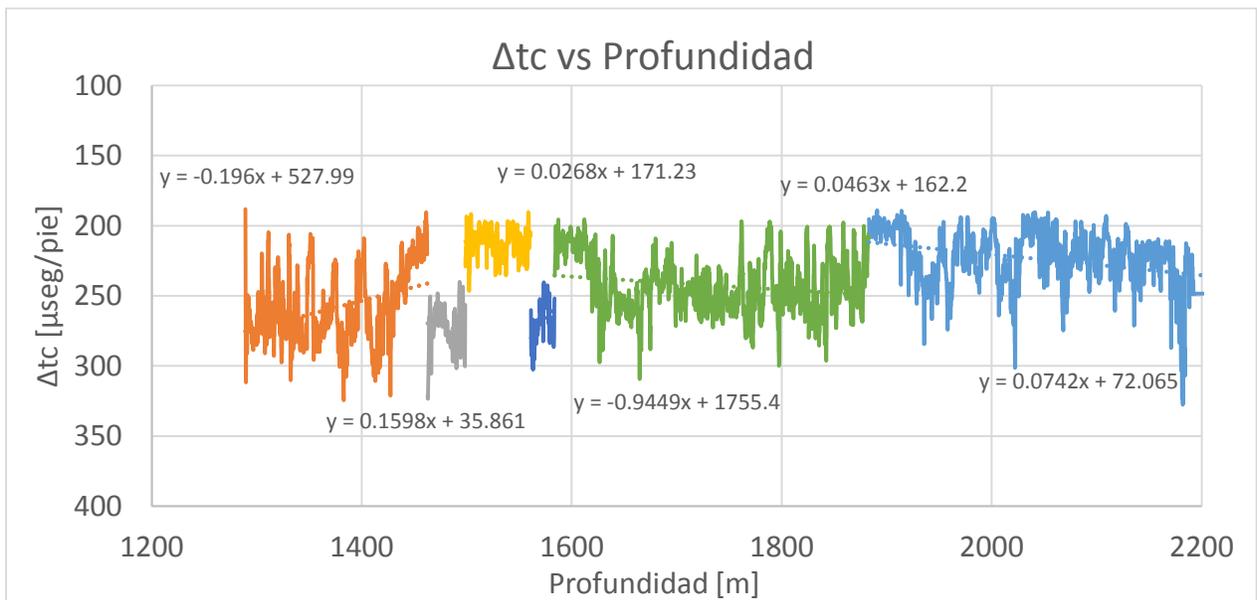
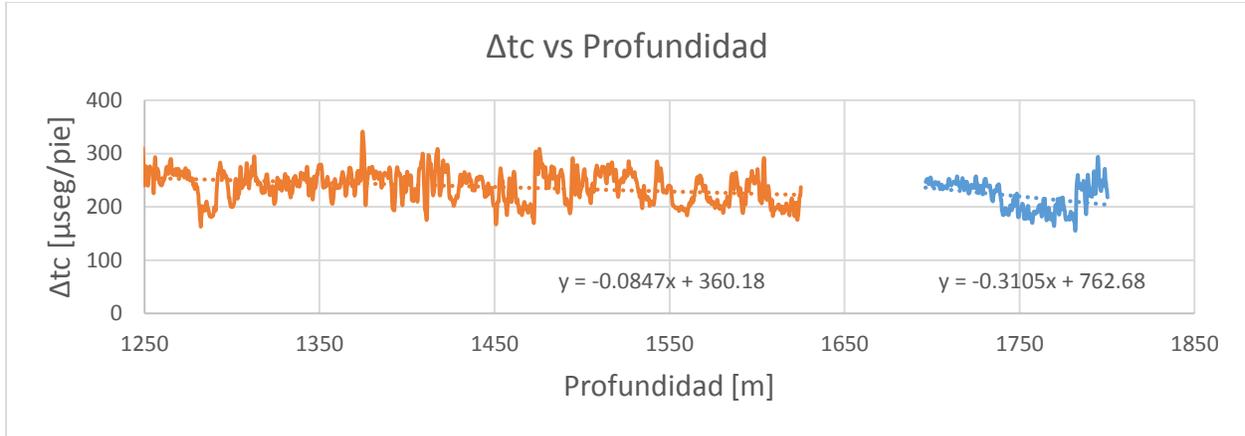


Figura 3.14 Velocidad de compresión recíproca vs Velocidad de corte recíproca Pozo H-42.



**Figura 3.15 Velocidad de compresión recíproca vs Velocidad de corte recíproca Pozo H-43.**

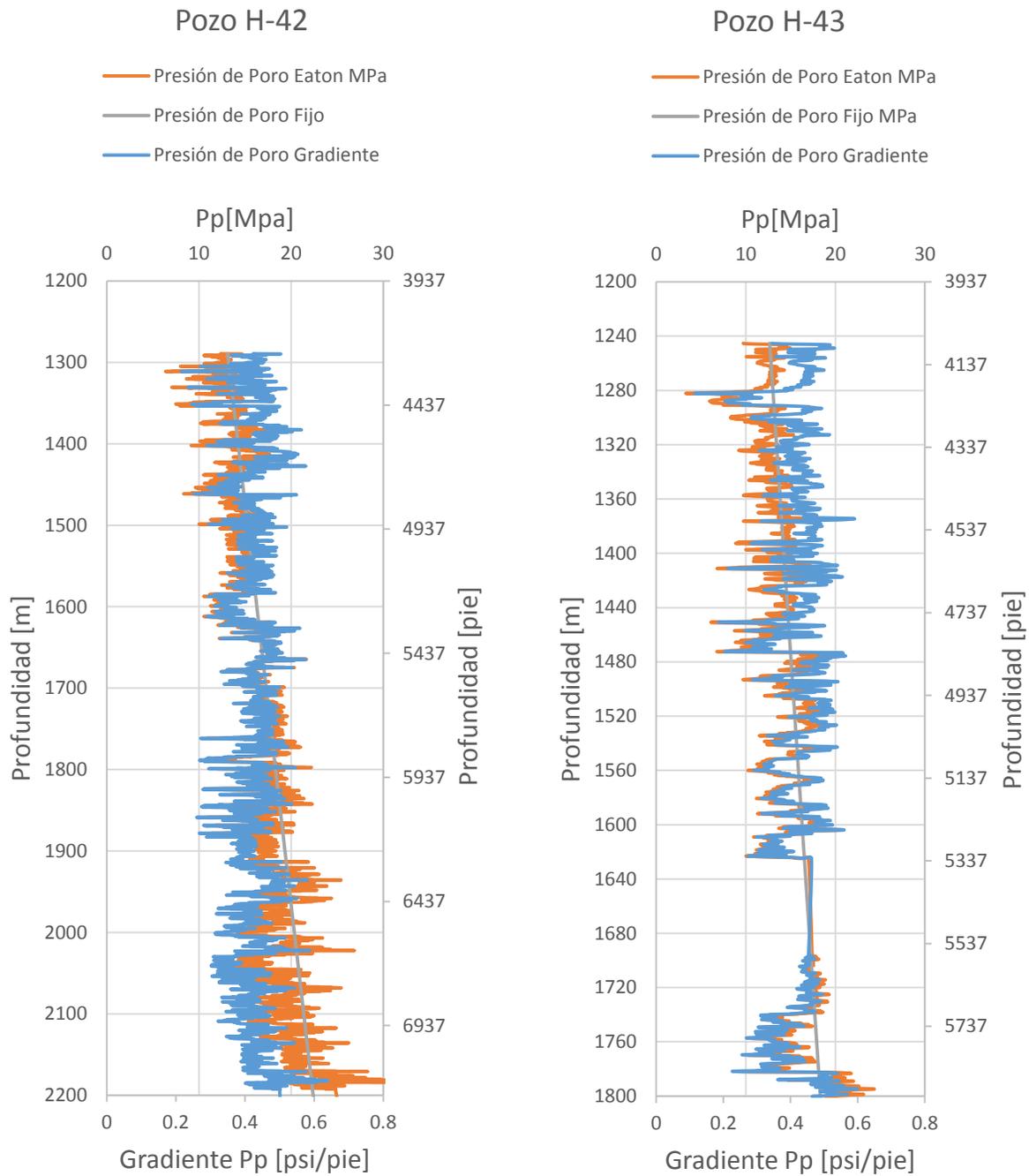
La presión normal hidrostática se calcula mediante la ecuación propuesta por Contreras *et al.* 2012:

$$P_n^* = \rho_{agua}(TVD - K_{bs}) \quad (3.21)$$

donde  $P_n^*$  es la presión hidrostática expresada en MPa,  $\rho_{agua}$  es el gradiente de la densidad normal del agua en la formación en MPa/m, TVD es la profundidad vertical verdadera y  $K_{bs}$  es la elevación del Kelly-Bushing por encima de la mesa rotaria en metros.

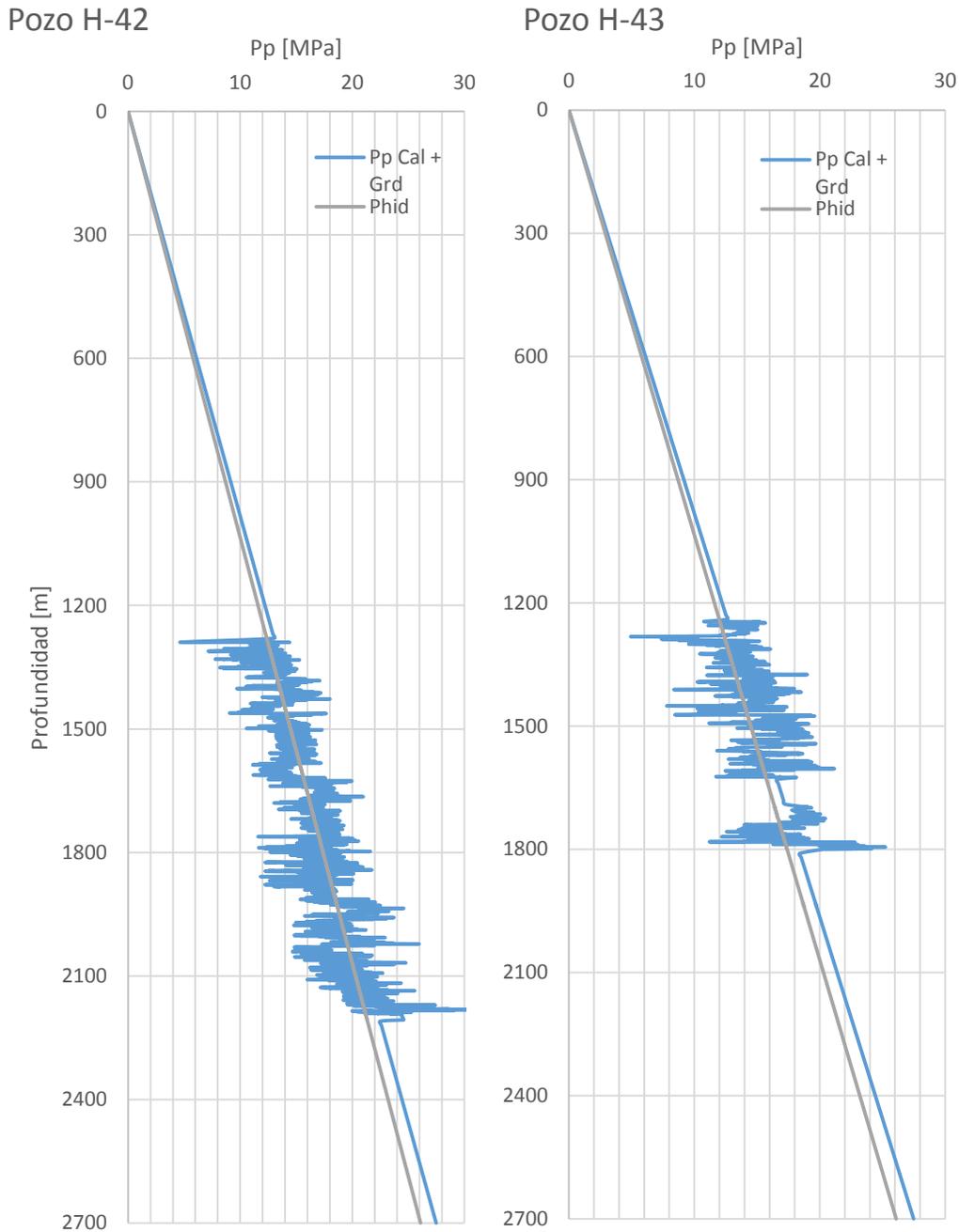
En la Figura 3.16, podemos observar la presión de poro, el gradiente y la presión normal hidrostática calculada en ambos pozos; en el pozo H-42 al sur del campo geotérmico, se observa un incremento gradual en la Pp con respecto a la presión hidrostática y la profundidad, mientras que el pozo H-43 localizado en la zona de explotación al norte del campo, presenta diferentes intervalos de presión anormal, donde la presión de poro se reduce (9 MPa) y posteriormente se incrementa (24 MPa). Lorenzo (2008) reporta el uso de un gradiente de Pp de 0.45 psi/pie obtenido a partir de un análisis poroelástico, el cual debe utilizarse con discreción debido a zonas de presión anormales en el reservorio, como se observa a 1200 y 1780 m en el pozo H-43, donde la Pp puede caer hasta un 30 % en menos de diez metros (Figura 3.17). En un análisis comparativo de los gradientes (línea gris, Figura 3.17), la diferencia del promedio en los gradientes se de 1%, por lo tanto, no hay evidencia de que la presión de poro en la zona norte de producción, se encuentre afectada por la inyección.

## Presión y gradiente de poro



**Figura 3.16** Presión de poro estimada en los intervalos con registros geofísicos en los pozos H-42 y H-43. La magnitud de la presión de poro (línea color azul) y su gradiente (línea naranja), presión normal hidrostática (línea color gris), respectivamente.

## Variación del gradiente y la presión de poro en profundidad



**Figura 3.17** Presión de poro estimada en los pozos H-42 y H-43. En color azul se presenta la magnitud de la presión de poro, en color gris el gradiente hidrostático y el gradiente de presión de poro de 0.42 psi/pie, reportado por Lorenzo (2008) en el pozo H-43.

### 3.3 Medición de esfuerzos in situ

#### 3.3.1 Esfuerzo de sobrecarga

El esfuerzo de sobrecarga en el presente trabajo se calcula a partir del cálculo de la densidad:

$$Sv = \int_0^z \hat{\rho}(z) dz = \rho * h * g * z = 0.433 * z * \rho \quad (3.22)$$

donde  $Sv$  es el esfuerzo de sobrecarga expresado en MPa,  $\rho$  es la densidad de la roca en el registro de Densidad (RHOB) o en su defecto, estimada por el método de Gardner *et al.* 1974, expresada en  $\text{kg/m}^3$ ,  $g$  es la gravedad en  $\text{m/s}^2$ ,  $h$  el espesor de la medición en el registro y  $Z$  es la profundidad ambos en metros. En esta tesis, el gradiente de sobrecarga calculado es 1.08 psi/pie, el cual se encuentra cercano al gradiente más utilizado en campos petroleros y geotérmicos de 1 psi/pie o 22.7 kg/m.

#### 3.3.2 Determinación del esfuerzo mínimo horizontal

El campo se encuentra en un área estructural y tectónicamente compleja, lo cual significa un reto al momento de caracterizar la formación, en particular la magnitud y dirección de los esfuerzos que actúan en reservorio altamente heterogéneo.

El esfuerzo mínimo horizontal puede ser calculado mediante diferentes métodos directos o indirectos, al no contar con núcleos y mediciones directas se consideraron los diferentes métodos disponibles en la literatura.

En 1957, Hubbert y Willis desarrollaron una correlación empírica en función de la profundidad y la presión de poro, basada en mediciones de yacimientos petroleros ubicados en el Golfo de México:

$$S_{hmin} = 0.3(Sv - Pp) + Pp \quad (3.23)$$

posteriormente Zoback y Healy (1984), partiendo de la Teoría de Fricción de las Rocas modificaron la constante de Hubbert y Willis, reorganizando la ecuación en función del ángulo de deslizamiento o fricción que resulta:

$$F(\mu) = \left( \sqrt{\mu^2 + 1} + \mu \right)^{-2} \quad (3.24)$$

por lo tanto,

$$S_{hmin} = \left( \sqrt{\mu^2 + 1} + \mu \right)^{-2} (Sv - Pp) + Pp \quad (3.25)$$

donde  $\mu$  es al ángulo de fricción. De acuerdo a recopilaciones de pruebas triaxiales en laboratorio, cualquier roca fallará al superar el coeficiente de fricción igual a 0.6 (Zoback, 2004), por lo tanto, la constante que propone Hubbert y Willis resulta igual a 0.32:

$$S_{hmin} = 0.32(Sv - Pp) + Pp \quad (3.26)$$

Holbrook *et al.* 1993, propusieron el cálculo del  $S_{hmin}$  a partir de la porosidad aplicando el concepto de balance de fuerzas:

$$S_{hmin} = (1 - \varphi)(Sv - Pp) + Pp \quad (3.27)$$

Eaton (1969) introdujo el cálculo de  $S_{hmin}$  a través del análisis de la deformación transversal  $\left(\frac{v}{1-v}\right)$ , esta asunción ha generado controversia en su aplicación y ha sido modificada constantemente, debido a la necesidad que tiene la ecuación de ser calibrada con datos reales. Anderson *et al.* 1973, introdujo los esfuerzos regionales en la ecuación, posteriormente Newberry *et al.* 1985, la adaptó considerando los esfuerzos de tensión en las tres direcciones, resultando en:

$$S_{hmin} = \left( \frac{v}{1-v} \right) (Sv - \alpha_v Pp) + \alpha_h Pp + \sigma_{tech} + e_x + e_y + e_z \quad (3.28)$$

donde  $S_{hmin}$  es el esfuerzo mínimo vertical en MPa,  $\nu$  es la relación de Poisson,  $S_v$  es el esfuerzo de sobrecarga en MPa,  $P_p$  es la presión de poro,  $\alpha_v$  es el coeficiente de Biot vertical,  $\alpha_h$  el cual se asume como uno,  $\sigma_{tech}$  el esfuerzo tectónico,  $e_x$ ,  $e_y$  y  $e_z$  son los esfuerzos de tensión en su respectiva dirección.

Despreciando el esfuerzo tectónico en la ecuación (3.25), es posible calcular el  $S_{hmin}$ . En la Figura 3.18 y Figura 3.19 se presentan los registros utilizados en el cálculo de  $S_{hmin}$ . En la zona con actividad tectónica asociada en el pozo H-43, la magnitud decrece abruptamente de 9 MPa hasta 25 MPa. Esto es un indicativo de la inestabilidad y complejidad para la aplicación de la ecuación de Eaton, debido a que las fuerzas externas asociadas a la variabilidad del esfuerzo tectónico en la zona son notables, sin embargo, se utilizará para cuantificar este esfuerzo tectónico, relacionando la expresión de Zoback y Healy (1984), considerando la Teoría de Fricción de las Rocas y la fuerza externa en la ecuación (3.28) de Eaton, obteniendo:

$$\sigma_{tech} = S'_{hmin} - S_{hmin} \quad (3.29)$$

sustituyendo:

$$\sigma_{tech} = \left( (\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu) (S_v - P_p) + P_p \right) - \left( \frac{\nu}{1 - \nu} \right) (S_v - \alpha_v P_p) + \alpha_h P_p \quad (3.30)$$

utilizando la constante 0.6 para el cálculo del ángulo de fricción en un ambiente de falla normal:

$$\sigma_{tech} = 0.32 \left( (S_v - P_p) + P_p \right) - \left( \frac{\nu}{1 - \nu} \right) (S_v - \alpha_v P_p) + \alpha_h P_p \quad (3.31)$$

### 3.3.3 Esfuerzo efectivo y total

La ecuación clásica para calcular el esfuerzo efectivo está definida por Terzaghi (1923), en la cual lo define como la diferencia entre el esfuerzo total y la presión del agua que existe en el suelo en cualquier dirección, su aplicación es únicamente para suelos no consolidados y no es

válida en rocas volcánicas porosas o fracturadas, por lo tanto, se restringirá su uso para litologías sedimentarias y metamórficas, como la zona de mármol y calizas de 1750 a 1800 m. Finalmente, se define por la diferencia entre el esfuerzo vertical y la presión de poro:

$$\text{Esfuerzo Efectivo} = S_v - P_p \quad (3.32)$$

Biot (1953) añadió el factor  $b$  o  $\alpha_v$  en esta tesis, en la ecuación (3.32) para calcular el esfuerzo efectivo considerando la variación poroelástica debido al flujo de fluidos en la formación, este efecto actúa en contra del esfuerzo vertical y como una resistencia a la compresión, aplicada en rocas ígneas fracturadas y rocas porosas:

$$\text{Esfuerzo Total} = S_v - \alpha_v P_p \quad (3.33)$$

donde  $S_v$  es el esfuerzo de sobrecarga en MPa,  $\alpha_v$  es la constante de biot vertical adimensional y  $P_p$  la presión de poro en MPa.

En la Figura 3.18 se presenta el esfuerzo horizontal mínimo calculado a partir de Zoback y Healy (1984) en los ambos pozos; en el pozo H-42 En lo que respecta al pozo H-43 se logra observar un aumento en el esfuerzo mínimo, debido a las propiedades geomecánicas de las rocas es necesaria un mayor presión para alcanzar un fallo o fracturamiento, a pesar de la reducción en la  $P_p$  debido las actividades de explotación, es importante analizar el posible cierre de fractura en este intervalo el cual está considerado como mayor productor de vapor en el reservorio (Figura 3.19).

### Capítulo 3. Esfuerzos in-situ a partir de registros geofísicos

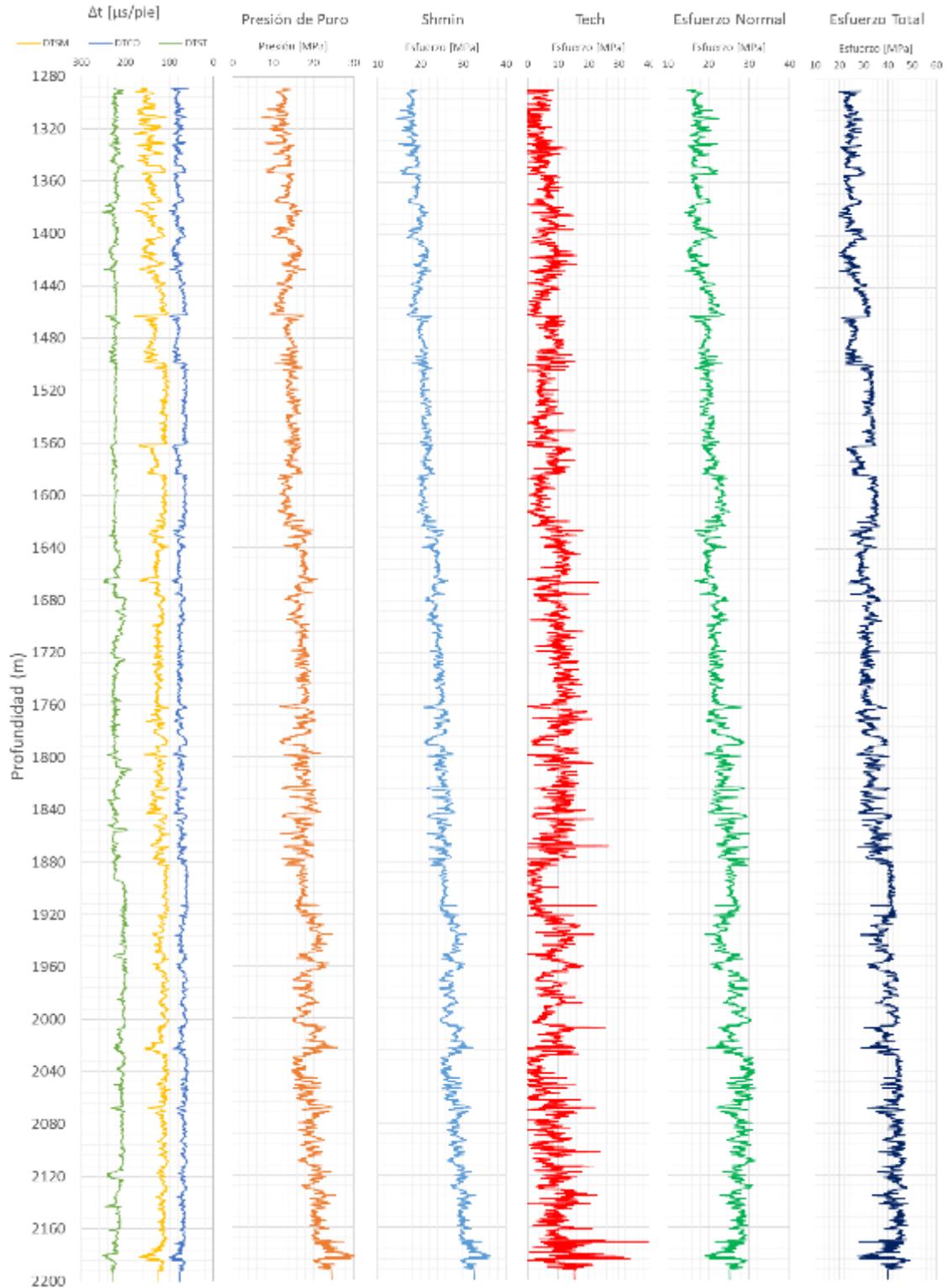


Figura 3.18 Presión de poro y esfuerzos principales calculados en el pozo H-42.

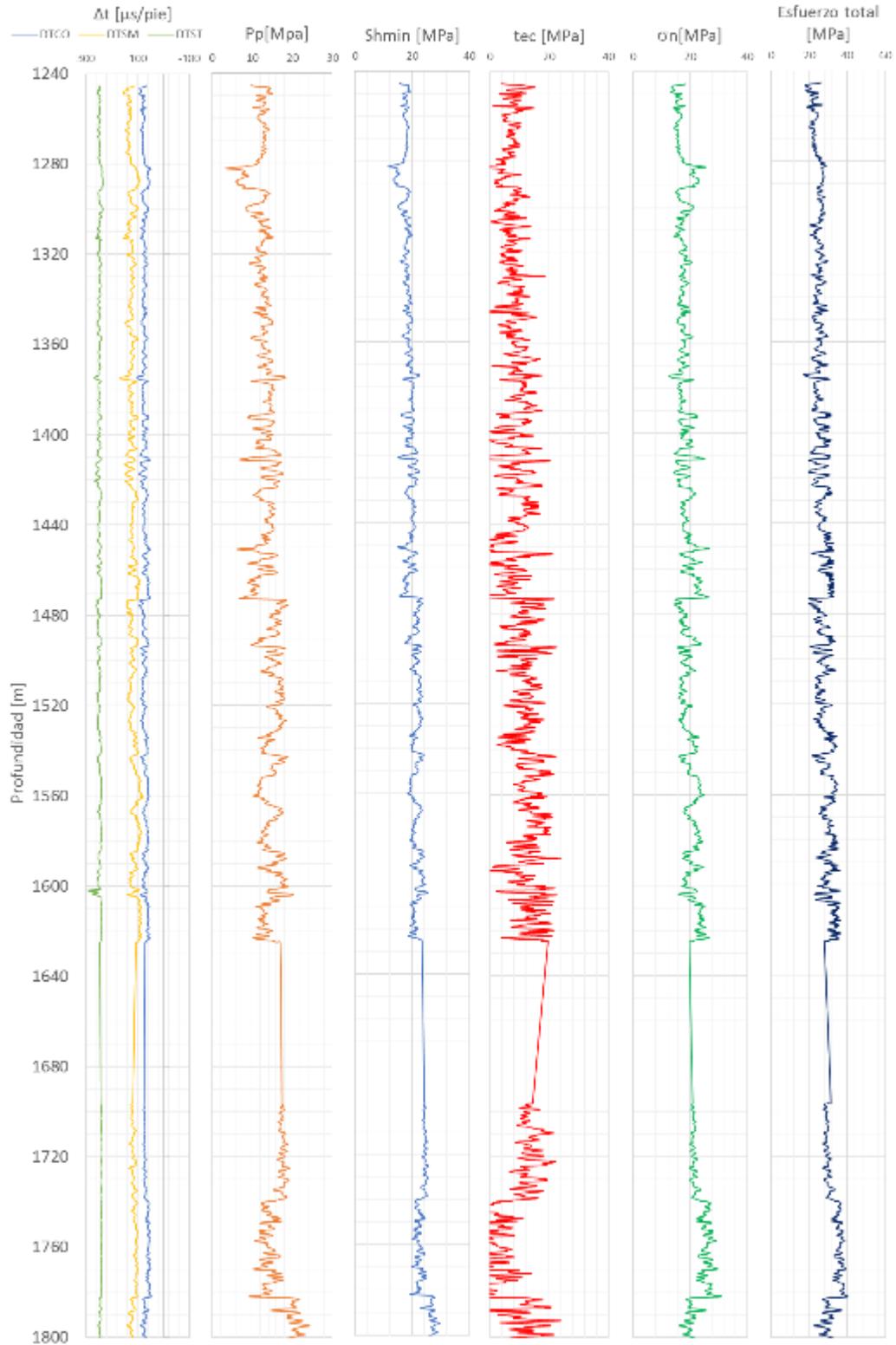


Figura 3.19 Presión de poro y esfuerzos principales calculados en el pozo H-42. El esfuerzo tectónico es menor al pozo H-42, debido a esfuerzos locales que alteran la magnitud de los esfuerzos en zonas cercanas a los pozos inyectoros.

### **3.3.4 Resistencia a la compresión no confinada**

La resistencia o fuerza de compresión no confinada (UCS, por su acrónimo en inglés, *Unconfined Compressive Strength*), se mide comúnmente en un laboratorio a través de pruebas triaxiales, en núcleos extraídos directamente en el reservorio. La extracción o toma de núcleos es una operación complicada debido al trabajo logístico que ocasiona al cierre de pozo, cambio de sarta de perforación, cambio de herramientas, etc., especialmente en reservorios con altas temperaturas, problemas de sobrecarga y pozos con problemas de inestabilidad e integridad en el agujero. Además, una muestra o núcleo extraído de una formación exhibe incertidumbre significativa asociada al proceso de depositación y la presión de confinamiento, las cuales pueden perderse fácilmente, por ejemplo, la presencia de microfracturas preexistentes generadas por la liberación de esfuerzos y cambios en la presión de poro, durante la perforación o la toma del núcleo.

Los registros petrofísicos son una herramienta útil para predecir y aproximar la UCS. Varias relaciones empíricas han surgido para determinar la resistencia de la roca en el reservorio, a partir de mediciones de pozo, análisis de los datos y calibración de los modelos con núcleos nativos de los yacimientos.

#### **3.3.4.1 Correlaciones empíricas**

Un valor típico o ecuación para el cálculo de la resistencia de una roca por no confinamiento no existe (Plumb, 1994), por lo tanto, es necesario desarrollar una correlación específicamente para el campo o incluso para cada pozo, la cual sería ideal calibrarla con pruebas de laboratorio. En esta tesis, se consideraron diferentes correlaciones para determinar los límites de fallo de la roca por compresión, los cuales posteriormente serán analizados de acuerdo a la sensibilidad de datos en corroboración con los demás parámetros geomecánicos en el Capítulo 4 y 5.

El número de correlaciones empíricas desarrolladas en distintas regiones del mundo para diferentes litologías es notorio (Tabla 3.7), sin embargo, se encuentran principalmente para rocas de sedimentarias. En lo que se refiere a las rocas ígneas, las correlaciones obtenidas son

independientes de la velocidad de onda y la porosidad, dependen del módulo de Young y el número de dureza de Schmidt. Para este estudio se consideraron diferentes correlaciones para calcular la UCS, con base en el conocimiento del tiempo de tránsito de la onda compresional y con la restricción de no contar con registros de rayos gamma en ambos pozos.

Los intervalos considerados en el estudio están compuestos en su mayoría por augita de andesita y hornablenda de andesita (1200-1600 m), durante el metamorfismo regional de la roca en el proceso de depósito, las calizas están sujetas a un proceso de recristalización debido al proceso de orogenia, generando mármol, tobas y calizas (1600-2200 m).

En el pozo H-43 los datos litológicos son notables, lo cual permitió observar los diferentes estratos. Se utilizaron las correlaciones de Yasar y Erdogan (2004), Onyia (1988), Rzhovsky y Novick (1971), Golubev y Rabinovich (1976), Militzer y Stoll (1973) y Mocsár-Vamos *et al.* 2014, para delimitar con mayor precisión la magnitud de la resistencia.

**Tabla 3.7 Relaciones empíricas para calcular la resistencia a la compresión no confinada (UCS) en diferentes cuencas sedimentarias (Modificada de Chang *et al.* 2006).**

Ec. no.	UCS (MPa)	Región donde fue desarrollada	Comentarios	Referencia
1	$\left(\frac{7682}{\Delta t}\right) * 1.82 / 145$	–	–	Militzer y Stoll (1973)
2	$10(2.44 + 109.14/\Delta t) / 145$	–	–	Golubev y Rabinovich (1976)
3	$13.8E^{0.51}$	–	Calizas de $10 < UCS < 300$ MPa	Sin publicar, Chang <i>et al.</i> 2006
4	$25.1E^{0.34}$	–	Dolomía con $60 < UCS < 100$ MPa	Sin publicar, Chang <i>et al.</i> 2006
5	$276 (1 - 3\phi)^2$	Yacimiento Korobcheyev, Rusia	–	Rzhevsky y Novick (1971)
6	$143.8 \exp(-6.95\phi)$	Oriente Medio	Porosidades de baja a media ( $0.05 < \phi < 0.2$ ) y alto UCS ( $30 < UCS < 150$ MPa)	Sin publicar, Chang <i>et al.</i> 2006
7	$135.9 \exp(-4.8\phi)$	–	Porosidades de baja a media ( $0.05 < \phi < 0.2$ ) y alto UCS ( $10 < UCS < 300$ MPa)	Sin publicar, Chang <i>et al.</i> 2006
8	$\left(\frac{1.00}{k_1(\Delta t_c - k_2)^{k_3} + k_4}\right)$	–	Porosidades bajas	Onyia (1988)
9	$\frac{ARSL}{(1 + 0.3 * P_e^{0.7})}$	–	–	Andrews <i>et al.</i> 2007
10	$15.27 * Vp - 24.49$	–	Andesitas	Fjaer <i>et al.</i> 1992
11	$31.5 * Vp - 63.7$	–	–	Yasar y Erdogan (2004)
12	$357 (1 - 0.028\phi)^2$	–	178 rocas sedimentarias	Plumb (1994)
13	$E+66.39/ 239.2$	Norte de Hungría	Andesitas y tobas volcánica	Mocsár-Vamos <i>et al.</i> 2014

Para el pozo H-43 en la zona de mármol y calizas intervalo de 1200 a 1670 m, se utilizó la correlación de Yasar y Erdogan (1994):

$$UCS = 31.5 * Vp - 63.7 \quad (3.34)$$

donde la UCS está dada en MPa y la velocidad de corte o velocidad P en Km/s.

En el caso del intervalo compuesto por intercalaciones de tobas y calizas, se utilizó la correlación propuesta por Onyia (1988); desarrollada para las rocas sedimentarias que se encuentran frecuentemente en los yacimientos a nivel mundial:

$$UCS = \left( \frac{1.00}{k_1(\Delta t_c - k_2)^{k_3}} \right) + k_4 \quad (3.35)$$

donde la UCS se expresa en MPa,  $\Delta t_c$  es el tiempo viaje de las ondas de compresión en Ms/pie,  $k_1$ ,  $k_2$  y  $k_3$  son constantes (Tabla 3.8), las cuales se ajustan de acuerdo la litología observada en los registros.

**Tabla 3.8 Constantes de ajuste conforme a la litología para determinar la UCS a través de la correlación de Onyia *et al.* 1988.**

Litología	Caliza	Dolomía	Arenisca	Lutita	Combinación
<b>k1</b>	8.07E-06	1.65E-04	2.48E-06	1.83E-05	1.34E-05
<b>k2</b>	23.87	0	23.87	23.87	23.87
<b>k3</b>	2	1	2.35	1.8	1.92
<b>k4</b>	0.014	20.99	0	0	0

En la Tabla 3.9, se presentan los datos estadísticos obtenidos en el cálculo de la UCS para las correlaciones utilizadas en el pozo H-43; la correlación de Militzer y Stoll (1973) se acopla con mayor facilidad a la variabilidad de las mediciones manteniendo una distribución normal uniforme, sin embargo, genera valores bajos de acuerdo a los valores típicos en la roca. Las correlaciones restantes muestran una dispersión mayor de acuerdo al rango de las estimaciones, y una media cercana a los valores típicos en la literatura, la correlación de Onyia (1998) y Yasar y Erdogan (2004) mostraron un mejor acoplamiento a los datos, un menor error típico, desviación y dispersión en la varianza.

**Tabla 3.9 Resumen de la estadística descriptiva de las diferentes correlaciones utilizadas para el cálculo de UCS en el pozo H-43.**

UCS [MPa]	<i>Yasar y Erdogan (2004) de 1200-1600 m</i>	<i>Onyia (1998) y Yasar y Erdogan (2004)</i>	<i>Rzhevsky y Novick (1971)</i>	<i>Golubev y Rabinovich (1976)</i>	<i>Mocsár-Vamos M., et al. 2014</i>
Media	70.28	71.38	76.41	76.08	41.67
Error típico	0.33	0.38	0.95	0.74	0.15
Mediana	66.49	65.67	59.93	60.27	39.54
Moda	54.02	54.02	57.45	41.38	32.58
Desviación estándar	16.65	21.42	53.58	41.51	8.63
Varianza de la muestra	277.38	458.74	2871.03	1722.92	74.55
Mínimo	28.58	28.58	0.00	21.26	20.24
Máximo	129.91	226.97	276	388.33	74.04
Cuenta	2493	3176	3176	3176	3176
Nivel de confianza (95.0%)	0.65	0.75	1.86	1.44	0.30

En la Figura 3.20, podemos observar los histogramas de distribución, la correlación de Yasar y Erdogan se comporta de una forma uniforme, lo que confirma la capacidad de la correlación para adaptarse al rango de los datos medidos en el pozo, por lo tanto, el modelo utilizado confirma las asunciones estadísticas de independencia en los datos, distribución normal de errores residuales y homocedasticidad.

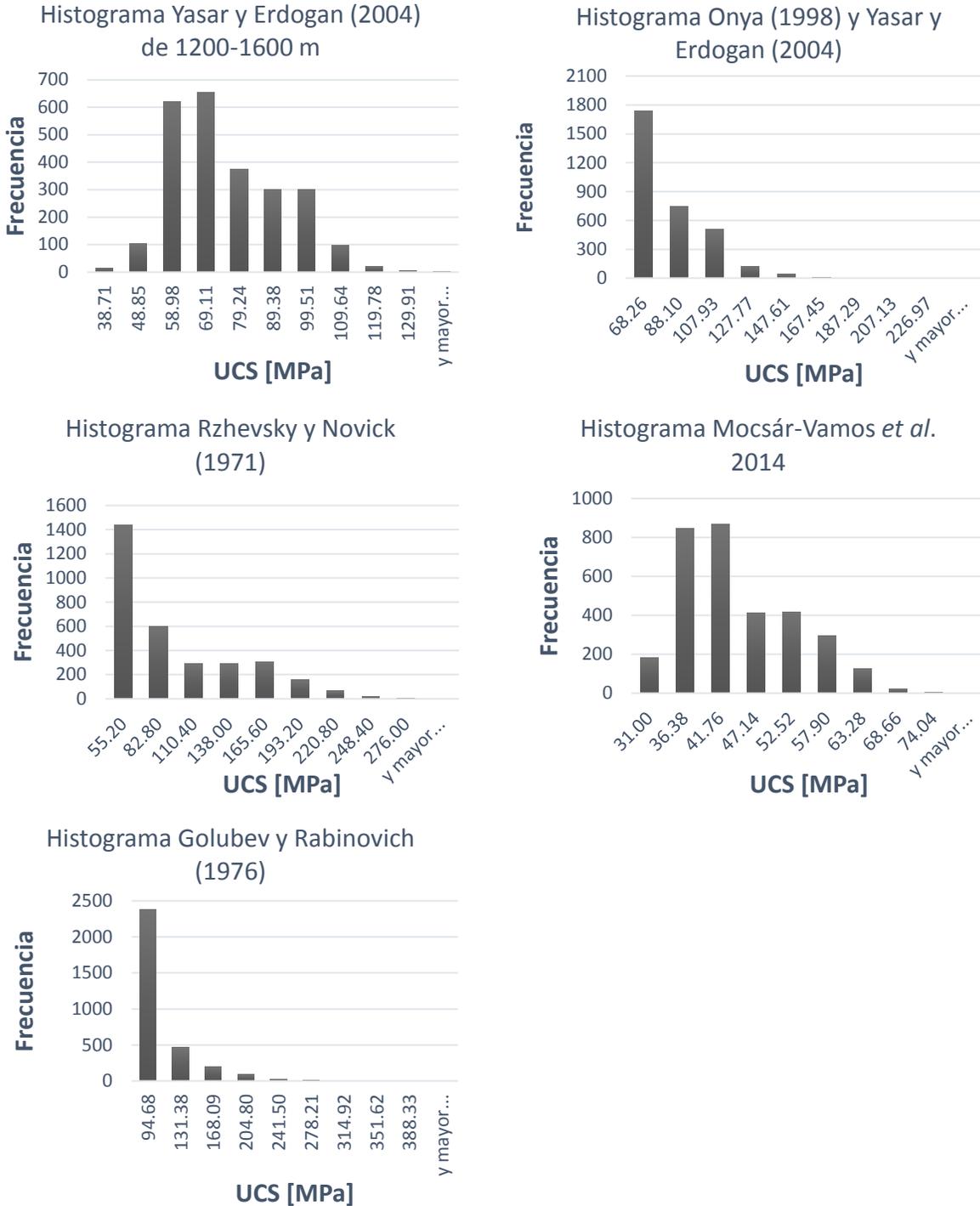
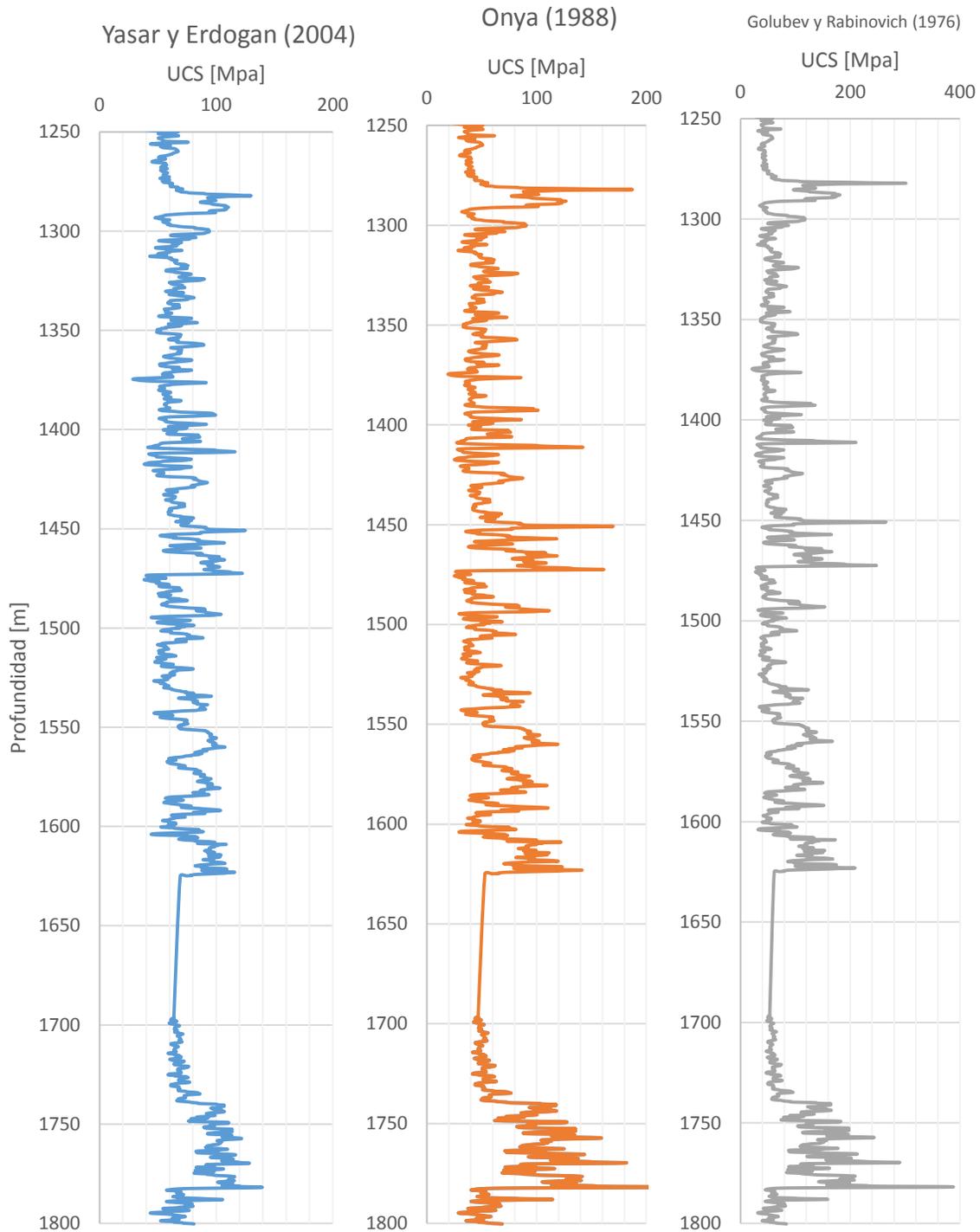


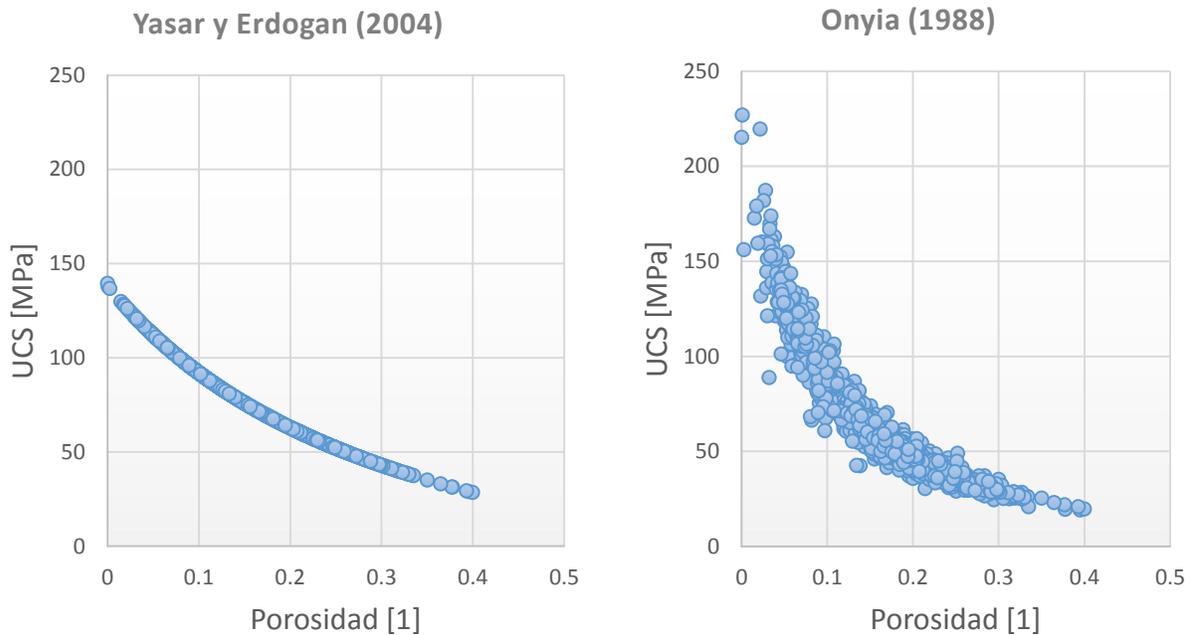
Figura 3.20 Histogramas con la distribución en el cálculo de la UCS para las correlaciones evaluadas en el pozo H-42. Yasar y Erdogan (2004) y Mocsar-Vamos *et al.* 2014, presentan una distribución normal, mientras Golubev y Rabinovich (1976), Rzhevsky y Novick (1971), Onya (1998) y Yasar y Erdogan (2004) una distribución log-normal.

La UCS calculada para el pozo H-43 se presenta en la Figura 3.21 , en la zona de la augita de andesita (1270 a 1600 m), se observa un aumento y un decaimiento en la resistencia posiblemente debido a que las propiedades geomecánicas de la roca han sido afectadas por la explotación y la temperatura del reservorio, la zona presenta fracturas abiertas, sin embargo, la UCS se mantiene en niveles entre 70 y 120 MPa, los cuales se encuentran en el rango observado de pruebas en el laboratorio en los diferentes campos. La UCS aumenta en la zona de fracturas asociadas a la actividad sísmica.

En la Figura 3.22, se presenta la distribución de la UCS medida de acuerdo a la porosidad de la roca. La correlación de Yasar y Erdongan (2004) se incrementa exponencialmente de acuerdo a la porosidad, mientras la correlación de Onyia presenta una ligera dispersión, sin embargo, ambas se encuentran en la misma tendencia que la correlación de Plumb (1994), esta última la más utilizada en la industria.



**Figura 3.21** Estimación de UCS en el pozo H-43. Es de notar la diferencia proporcional entre las magnitudes calculadas para cada correlación con diferencias de hasta más de 50 MPa, lo cual es un importante indicativo de problemas en la correlación, por lo cual debe ser enfatizado el tipo de roca a la correlación utilizada.



**Figura 3.22** Distribución de los valores de UCS con respecto a la porosidad, para Yasar y Erdogan (2004) y Onyia (1998), se observa un crecimiento exponencial típico observado de acuerdo a la porosidad en el reservorio.

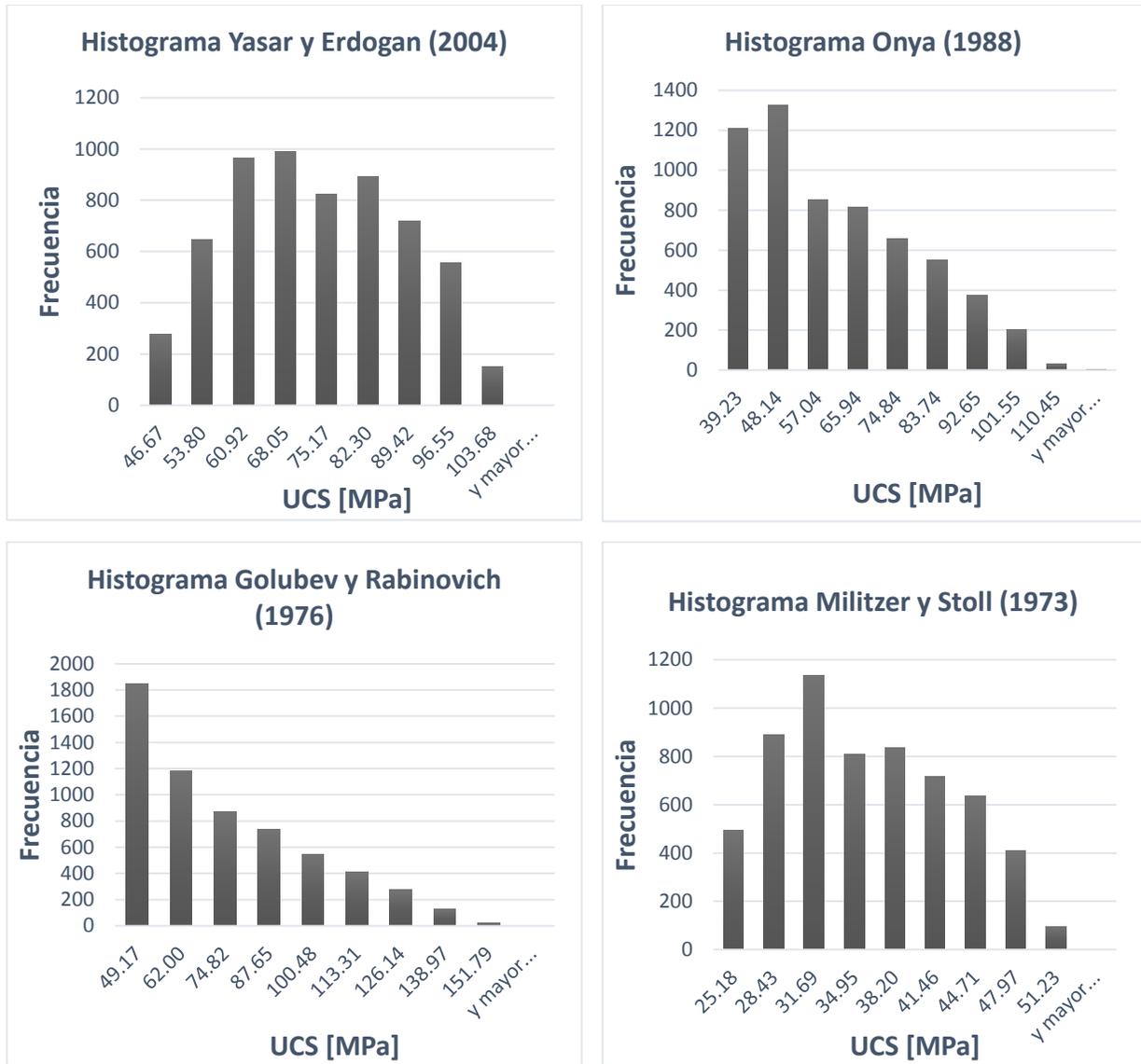
A diferencia del pozo H-43, el pozo H-42 cuenta con menor información y datos de registros, datos litológicos y estratigráficos, esto limita aún más el número de correlaciones disponibles para el cálculo de UCS, a partir del tiempo de transito de las ondas sísmicas, se asoció un tipo de roca general.

La estadística descriptiva de los valores obtenidos para cada una de las correlaciones utilizadas en el pozo H-42 se presenta en la Tabla 3.10; la correlación de Militzer y Stoll se acopla con mayor facilidad a la variabilidad de las mediciones manteniendo una distribución normal uniforme, sin embargo, genera valores bajos de acuerdo a los valores típicos en la roca. Las correlaciones restantes muestran una dispersión alta de acuerdo al rango de las mediciones, y una media cercana a los valores más frecuentes en la literatura, la correlación de Yasar y Erdogan mostró un mejor acoplamiento a los datos, un menor error típico, desviación y dispersión.

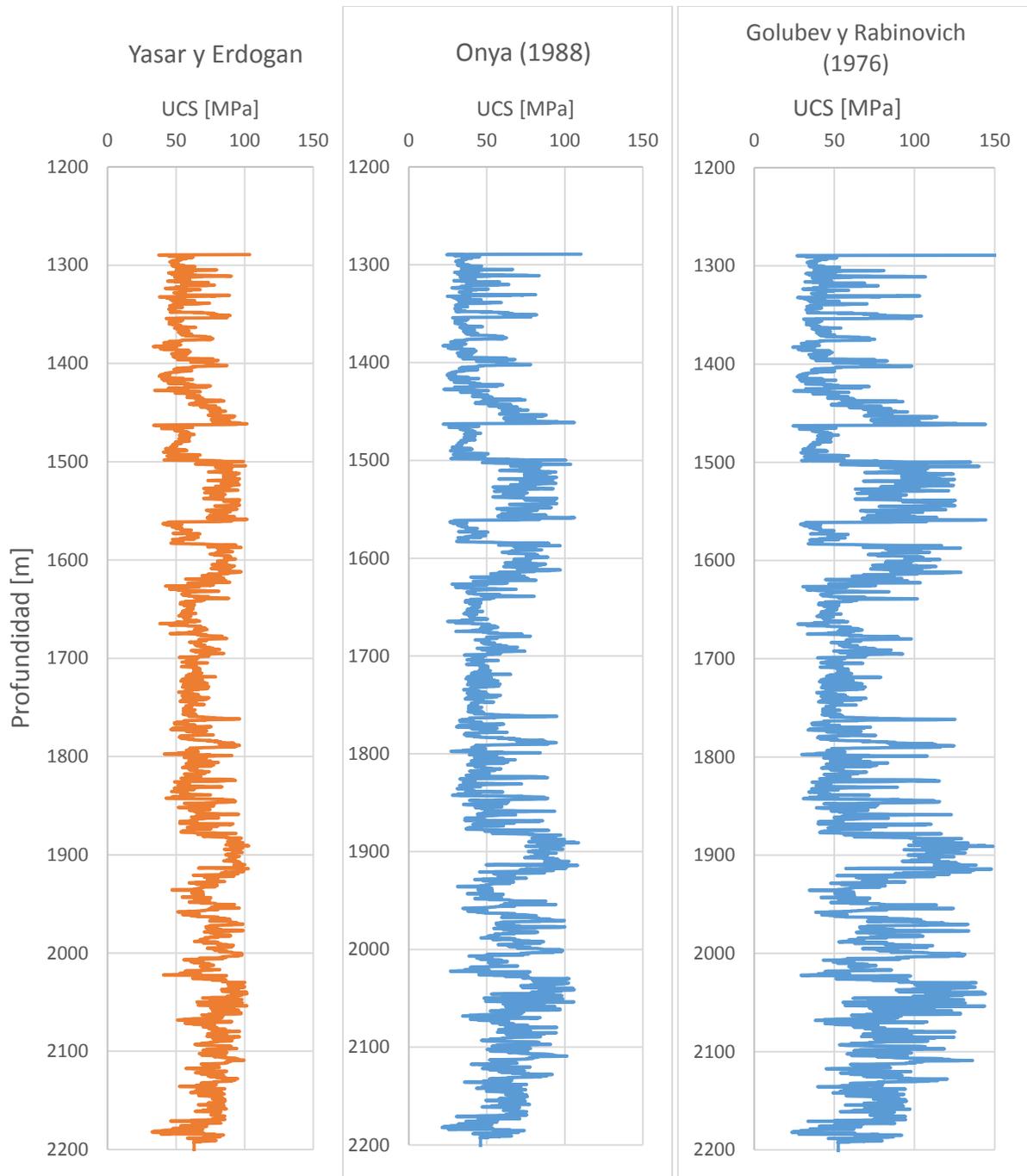
**Tabla 3.10 Resumen de la estadística descriptiva de las diferentes correlaciones utilizadas para el cálculo de UCS en el pozo H-42.**

Parámetro	<i>Yasar y Erdogan (2004)</i>	<i>Onyia (1988)</i>	<i>Golubev y Rabinovich (1976)</i>	<i>Militzer y Stoll (1973)</i>
<b>Media</b>	69.92	56.31	67.60	34.31
<b>Error típico</b>	0.19	0.24	0.33	0.08
<b>Mediana</b>	69.27	53.02	61.68	33.69
<b>Desviación estándar</b>	14.76	18.62	26.36	6.86
<b>Varianza de la muestra</b>	218.13	346.89	695.37	47.09
<b>Rango</b>	71.25	89.02	128.28	32.55
<b>Mínimo</b>	32.41	21.42	23.51	18.66
<b>Máximo</b>	103.67	110.44	151.79	51.22
<b>Cuenta</b>	6022	6022	6022	6022
<b>Nivel de confianza (95.0%)</b>	0.37	0.47	0.66	0.17

Los histogramas de los valores obtenidos con las correlaciones (Figura 3.23), indican que la correlación de Yasar y Erdogan se comporta de una forma normal y uniforme; se confirma la capacidad de la correlación para adaptarse al rango de los datos medidos en el pozo, por lo tanto, el modelo cumple con los parámetros estadísticos de independencia de los datos, distribución normal en los errores residuales y homocedasticidad.



**Figura 3.23** Distribución de las estimaciones de la resistencia al confinamiento UCS para las 4 principales correlaciones utilizadas en el pozo H-42. Yasar y Erdogan (2004) y Militzer y Stoll (1973) exhiben una distribución normal, mientras Golubev y Rabinovich (1976) una log-normal.



**Figura 3.24** Estimación de UCS en el pozo H-42. Es de notar la diferencia proporcional entre las magnitudes calculadas para cada correlación con diferencias de hasta más de 50 MPa, lo cual es un importante indicativo de problemas en la correlación, por lo cual debe ser enfatizado el tipo de roca a la correlación utilizada.

### 3.3.5 Ángulo de fricción interna

Se define como la capacidad de una roca o suelo para soportar un esfuerzo de corte o cizalla. Es el ángulo medido entre la fuerza normal y la fuerza resultante, que se alcanza al momento de fallo. La estimación del ángulo de fricción interna es otro parámetro estimado por correlaciones empíricas y crucial para calcular las diferentes envolventes de falla por colapso en compresión para diferentes magnitudes de esfuerzos; a diferencia del UCS es un parámetro raramente estudiado debido a la complejidad entre la porosidad y el fallo de la roca (Chang et., al 2006), además debido a que incluso las rocas más débiles poseen coeficientes de fricción interna relativamente altos.

El área de interés se encuentra en una zona de anhidritas, mármol, basaltos e intercalaciones de calizas. En esta tesis se consideró el cálculo del coeficiente del ángulo de fricción interna a partir de las correlaciones de Weingarten y Perkins (1995) y Plumb (1994).

La correlación de Weingarten y Perkins (1995) fue formulada a partir de mediciones en núcleos con alta presencia de arena y en formaciones poco consolidadas:

$$\mu_i = 57.8 - 105\phi \quad (3.36)$$

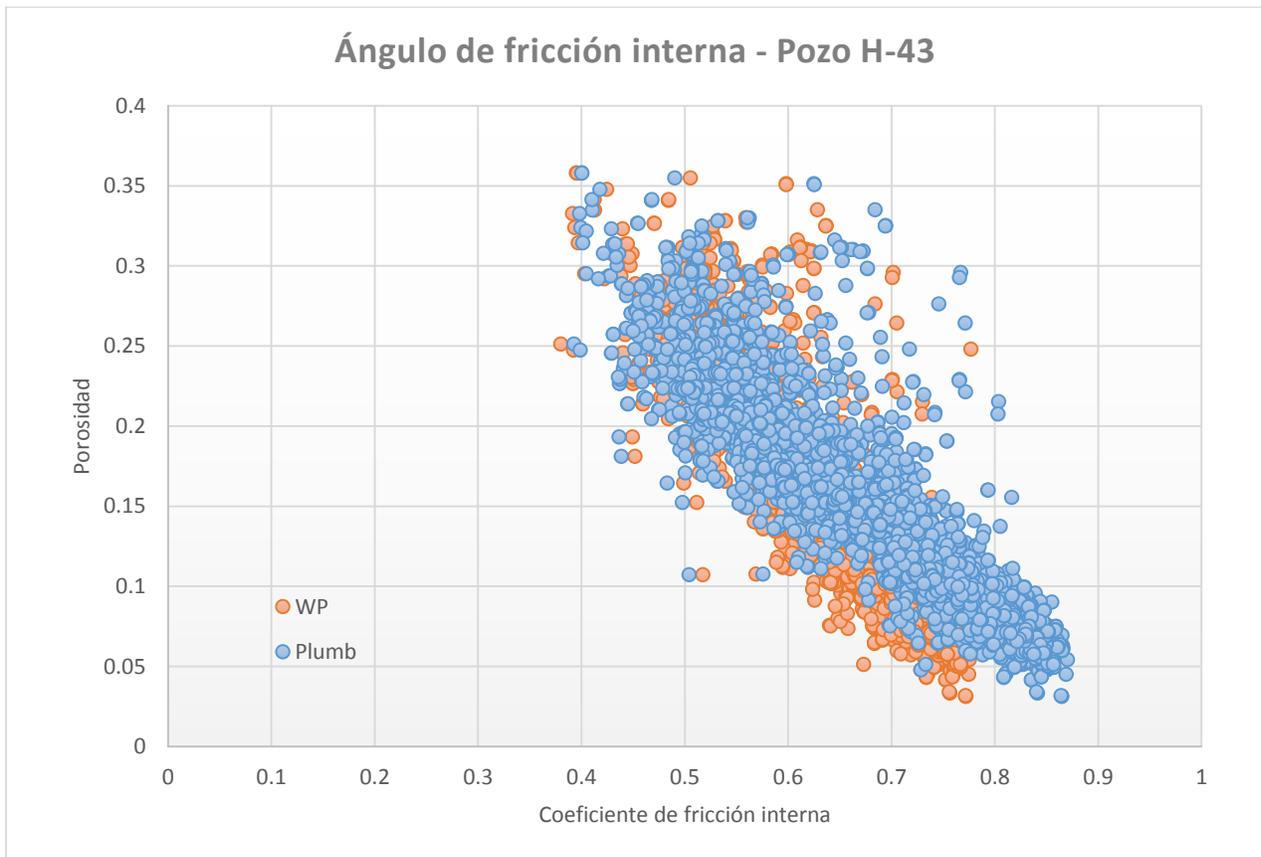
donde  $\mu_i$  es el coeficiente del ángulo de fricción interna y  $\phi$  la porosidad ambos en unidades adimensionales.

En comparación la correlación de Plumb (1994), considera la presencia de en rocas granulares con altos contenidos de material arcilloso:

$$\mu_i = 26.5 - 37.4(1 - \phi - V_{lut}) + 62.1(1 - \phi - V_{lut})^2 \quad (3.37)$$

donde  $\phi$  es la porosidad y  $V_{lut}$  el volumen de lutita en la roca. El ángulo de fricción típico en los intervalos de estudios en ambos pozos es de 0.39 a 0.86 (Figura 3.25); la correlación de Plumb (1994) generó valores superiores, debido esencialmente a la reducción del tamaño de poro,

asociado a material arcilloso desapercibido en la porosidad total, el cual está considerado como un reductor de dureza en la roca. La dispersión se acentúa en valores altos de porosidad con coeficientes de hasta 0.87 y 0.77, respectivamente. Este indicador de incertidumbre se encuentra en el rango de valores posibles encontrados en la literatura por Zoback (2007), sin embargo, deben ser calibrados a las propiedades de fallo en la roca, los cuales se discuten más a detalle en el Capítulo 4.



**Figura 3.25** Ángulo de fricción interna calculado en el pozo H-43, utilizando las correlaciones de Weingarten y Perkins (1995) y Plumb (1994).

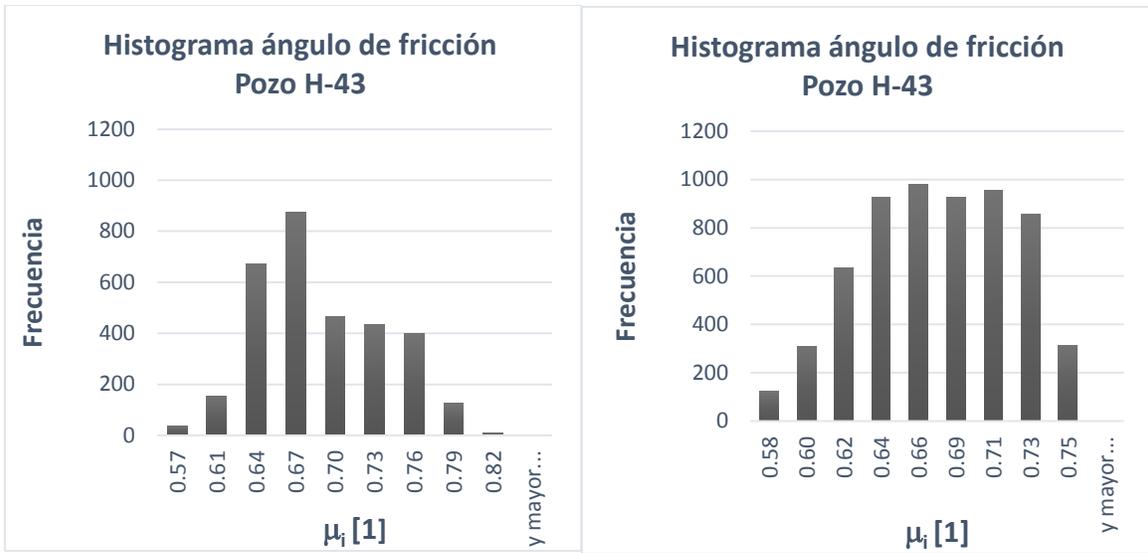
En la Tabla 3.11 se presenta el resumen de los cálculos obtenidos en el pozo H-43. Se observa una diferencia de 0.05 de diferencia entre una relación y la otra, además de una tendencia hacia los valores máximos de la correlación de Plumb (1994).

**Tabla 3.11 Resumen de la estadística descriptiva, de las correlaciones utilizadas para el cálculo del coeficiente del ángulo de fricción interna en el pozo H-43.**

<b>Plumb (1994)</b>		<b>Weingarten y Perkins (1995)</b>	
Media	0.7030	Media	0.6539
Error	0.0012	Error	0.0009
Desviación estándar	0.0997	Desviación estándar	0.0720
Varianza de la muestra	0.0099	Varianza de la muestra	0.0051
Mínimo	0.3925	Mínimo	0.3800
Máximo	0.8700	Máximo	0.7769
Cuenta	5934	Cuenta	5934
Nivel de confianza (95%)	0.0025	Nivel de confianza (95%)	0.0018

La distribución de los valores es uniforme en la correlación de Plumb (1994), debido a la presencia de material arcilloso es posible que estos valores estén sobrevalorados, por otro lado, los valores en la correlación de Weingarten y Perkins (1995) presentan una mayor dispersión (Figura 3.26).

Zoback (2007), agrupó diferentes valores del coeficiente del ángulo de fricción y cohesión en la literatura (Figura 3.27b). Considerando que el intervalo de 1600 a 1700 m se encuentra dominado por tobas y andesitas con un ángulo de fricción entre 0.7 a 0.8, de 1750 a 1800 m por mármol, en el cual esta roca metamórfica puede asociarse a un comportamiento de roca sedimentaria como es el caso de la caliza, las cuales presentan coeficientes entre 0.5 y 0.7 , los valores obtenidos en los pozos de estudio se encuentran en los rangos de estas mediciones, los cuales se utilizan para estimar las diferentes envolvente de fallo y el esfuerzo de corte o tangencial en el Capítulo 4.



**Figura 3.26** Histogramas con la distribución en el cálculo del coeficiente del ángulo de fricción interna en el pozo H-43. Weingarten y Perkins (1995) y Plumb (1994), ambas correlaciones presentan una distribución normal.

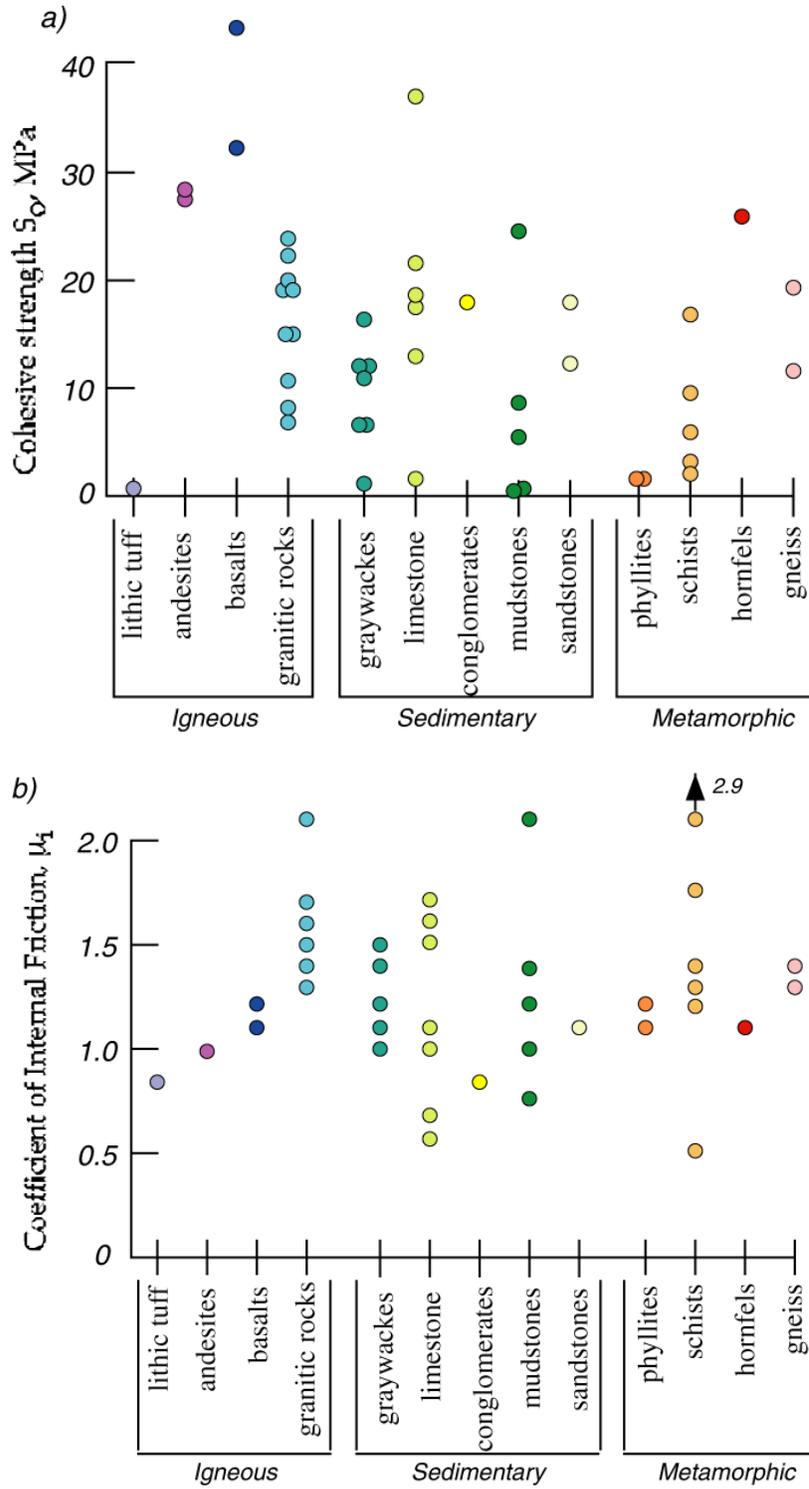


Figura 3.27 Cohesión y ángulo de fricción interna observado en diferentes tipos de roca (Zoback, 2007).

### 3.4 Conclusiones

A partir del registro sísmico dipolar se determinaron las principales propiedades mecánicas de 1280 a 2200 m en el pozo H-42, de 1240 a 1600 m y 1700 a 1800 m en el pozo H-43 del reservorio. El análisis de la velocidad permite observar que el reservorio no se encuentra dividido en compartimentos y no se presenta el fenómeno de compactación. Se observan diferentes sellos en correspondientes a los límites entre el reservorio superior e inferior.

La construcción del sismograma sintético mediante la inversión sísmica de las ondas compresionales y de corte en función de la densidad, permite observar zonas anómalas en el intervalo de 1400 a 1650 m y 1700 a 1800 del pozo H-42 y 1700 a 1800 m del pozo H-43, asociadas al reservorio superior de 1400 a 1650 m y al reservorio inferior de 1700 a 1800 m.

Las propiedades mecánicas en la zona asociada a la falla La Antigua han sufrido un decaimiento en su magnitud, el cual se encuentra en función de la atenuación de las ondas en el registro sísmico, sin embargo, las mediciones se encuentran en rangos similares a los valores manejados en la industria. El módulo de cizalladura o elasticidad transversal y el módulo de Young se reducen, el módulo de compresibilidad e índice de fragilidad aumentan, en la zona asociada a fracturas tectónicas.

La constante de Biot calculada a partir de la constante de Poisson y el módulo de Young, exhibe una relación proporcional con la porosidad, la cual es comparada con una correlación empírica también basada en la porosidad, lo que permite calibrar la constante de Biot estimada a partir de las constantes elásticas, sin el conocimiento específico de los minerales que conforman la roca.

Se presenta una metodología para calcular la presión de poro, normalizando el tiempo de tránsito y ajustando la ecuación propuesta por Eaton (1975), se comprueba el gradiente calculado a partir de la teoría de poroelasticidad estimada previamente en el campo. Esta metodología permite observar zonas de presión anormal en los pozos. Al norte en la zona de explotación, se observa una zona de anomalía (aumento y decremento de la presión de poro en intervalos no mayores a 5 m) originada por el fracturamiento asociado a la falla tectónica La

Antigua, del intervalo de 1753 a 1798 m en el pozo H-43, donde la presión de poro cae abruptamente de 17 a 11 MPa en 45 m. La magnitud de la presión de poro en el sur del campo se encuentra 1% por encima de la presión de poro en la zona norte del campo, evidencia que la producción no ha sufrido efectos en la presión de poro por la cercanía de los pozos inyectoros.

A partir de la comparación entre el esfuerzo mínimo horizontal calculado por Zoback y Healy (1984), en el cual consideran el coeficiente del ángulo de fricción máximo permisible antes del fallo ( $\mu_i = 0.6$ ) y la ecuación modificada de Eaton (1975). Se determinó la magnitud del esfuerzo tectónico en el reservorio. En la zona de la falla La Antigua, la cual fue traspasada durante la perforación del pozo H-43; se observó una reducción del esfuerzo tectónico, probablemente debido a la liberación de energía asociada a la actividad sísmica y el fracturamiento natural. En la zona sur del campo, el esfuerzo tectónico se mantiene constante, con una magnitud superior del 20% a la zona norte. El esfuerzo total se mantiene en los mismos rangos de magnitud en ambos pozos.

En lo que respecta a la resistencia por fallo uniaxial o por compresión no confinada (UCS), la ecuación de Yasar y Erdogan (2014) y Onyia (1988), demostraron un mayor acoplamiento a las mediciones y las estimaciones se encuentran en rangos del tipo de roca del pozo H-43. El mayor reto en la estimación de la UCS, es acoplar las correlaciones empíricas a los reservorios geotérmicos debido a que la mayoría de estudios está enfocado a los yacimientos petroleros localizados en ambientes sedimentarios. La correlación de Mocsar-Vamos *et al.* (2014), fue desarrollada para un reservorio geotérmico y considera rocas de tipo ígneo, lo cual es una ventaja debido a las intercalaciones de rocas sedimentarias e ígneas en la columna estratigráfica del reservorio, por lo tanto, las ecuaciones fueron ajustadas a la información litológica disponible.

Finalmente, en lo que respecta al coeficiente del ángulo de fricción interna para tobas y andesitas en el intervalo de 1600 a 1700 m, se observa un coeficiente entre 0.7 a 0.8. En la zona de mármol de 1750 a 1800 m, se calculó un coeficiente entre 0.5 y 0.7, los cuales son valores típicos que exhiben este tipo de rocas en la literatura de acuerdo a la litología.

## Capítulo 4 Fallo y apertura de fractura

La variación en la presión de poro produce cambios en el confinamiento de la roca al grado que puede generar un desplazamiento de los esfuerzos al punto de colapso o dilatación de una roca. Este cambio está implicado en la actividad sísmica a través de la energía liberada por el fallo de la roca, el cual genera un plano de falla proporcional a la magnitud de momento. En este capítulo se evaluarán las propiedades de la roca al fracturamiento de acuerdo a sus propiedades mecánicas. Se analiza el estado de esfuerzos de las fracturas, su actividad, apertura y cierre mediante el análisis de los círculos de Mohr. Partiendo del cálculo hipotético de una prueba triaxial, se calculan las diferentes envolventes de colapso en diferentes escenarios de estrés y en función de la presión de confinamiento a partir del criterio de fallo linealizado de Mohr-Coulomb.

Además, se caracterizan las principales fracturas observadas en los registros petrofísicos y se determina el ángulo óptimo en la fractura, con el objetivo de establecer la presión en la cual el ángulo de fricción permitirá que la fractura permanezca abierta al flujo, ante la eventual caída de presión debida a la extracción de fluidos o inclusive al colapso de la fractura por el cambio del pozo de productor a inyector.

### 4.1 Modo de Fallo Mohr-Coulomb

El criterio de fallo conocido como Mohr-Coulomb, es un conjunto de ecuaciones lineales en el espacio, que determina la magnitud de los esfuerzos principales que describen las condiciones en la cual un material isotrópico colapsará o fallará (Jaeger y Cook, 1979).

En esta tesis se consideran dos tipos de fallo, el primero por el desplazamiento de corte o cortante, que ocurre cuando el esfuerzo de corte alcanza una fuerza suficientemente para deformar la fractura de forma permanentemente, el cual ocurre al superar el límite de fallo producto de la reducción del esfuerzo efectivo, debido a una inyección de fluido. El segundo tipo de fallo se produce debido a la apertura total de la fractura, cuando la tensión efectiva se aproxima a cero por una presurización del fluido.

En el análisis de fallo, la resistencia de la roca en las pruebas de compresión triaxial por convención se realiza con el esfuerzo efectivo como el esfuerzo principal ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ). Jaeger y Cook (1979) observaron que universalmente en dichas pruebas la fuerza de la muestra aumenta monótonamente con la presión de confinamiento efectiva; debido a esto, es común presentar los resultados de las pruebas de resistencia utilizando los círculos de Mohr y los límites de fallo de Mohr-Coulomb (Figura 4.2b y c).

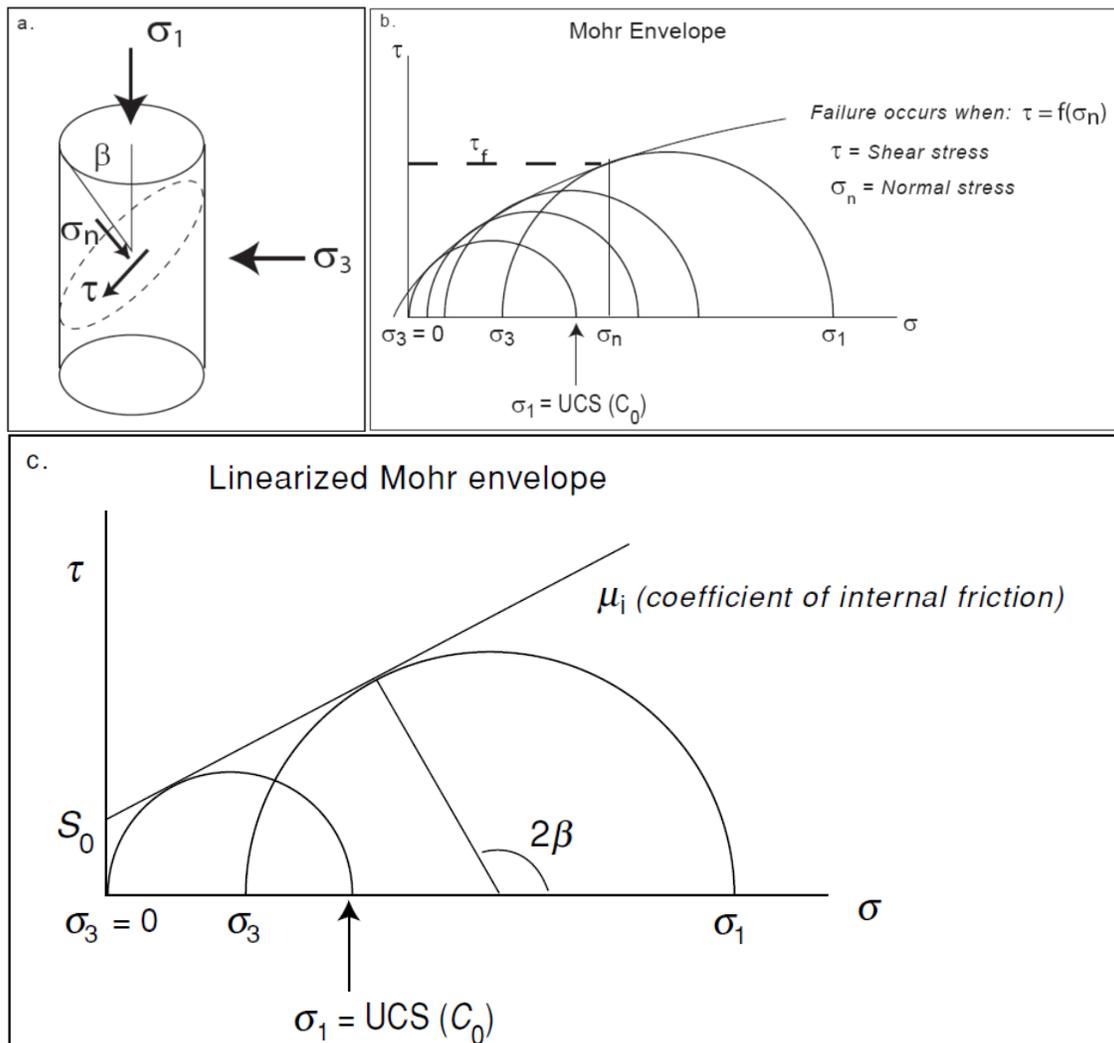


Figura 4.1 (a) En las pruebas triaxiales, una presión efectiva al confinamiento ( $\sigma_3 = S_3 - \alpha P$ ). El ángulo  $\beta$  es el ángulo que se forma entre el esfuerzo normal y el esfuerzo máximo  $\sigma_3$ . (b) Una serie de pruebas triaxiales a diferentes presiones de confinamiento define la envolvente de fallo de Mohr que típicamente se reduce conforme disminuye la presión de poro. (c) Diagrama de la envolvente lineal simplificada de fallo conocido como Mohr-Coulomb (Zoback, 2007).

El círculo de Mohr supone que la fractura se deforma elásticamente hasta que los esfuerzos produzcan un deslizamiento permanente. El fallo se describe gráficamente por el esfuerzo de corte y el esfuerzo efectivo definido por Terzaghi, con la incorporación de la constante de Biot:

$$\sigma_k = S_k - \alpha_v P_{pk} \quad (4.1)$$

donde  $S_v$  es el esfuerzo de sobrecarga y  $P_p$  la presión de poro, ambos en MPa,  $\alpha_v$  es la constante de Biot vertical, en el caso de rocas sedimentarias se utiliza el valor unitario y  $k$  es  $k$ -ésimo esfuerzo por ser evaluado. De acuerdo a la ecuación del esfuerzo efectivo ( $\sigma'_n = \sigma_n - \alpha_v p$ , compresión positiva), el esfuerzo efectivo  $\sigma'_n$  es positivo cuando el esfuerzo normal efectivo  $\sigma_n$  es mayor que la presión  $p$  en la fractura.

Cuando se inyecta fluido en la fractura, la tensión efectiva disminuye por aumento de la presión en la fractura. Posteriormente, la tensión efectiva disminuye por debajo de cero ( $\sigma'_n = \sigma_n - \alpha_v p \leq 0$ ); en ese momento, la fractura se encuentra completamente abierta y no se considera más una fractura. En términos del esfuerzo efectivo:

$$\sigma_1 = S_{hmin} - \alpha_v P_p \quad (4.2)$$

Y

$$\sigma_3 = S_v - \alpha_v P_p \quad (4.3)$$

El límite de los esfuerzos que describen el momento antes del colapso de la roca o el deslizamiento, puede describirse mediante diferentes criterios de fallo. En este estudio se utiliza el criterio de fallo linealizado de Mohr-Coulomb, el cual restringe las envolventes de Mohr dependiendo el ángulo de fricción interna, el esfuerzo normal y tangencial. En forma general se describe por la ecuación:

$$\tau = S_0 + \sigma_n \mu_i \quad (4.4)$$

donde  $\tau$  es el esfuerzo tangencial o cortante en MPa,  $\sigma_n$  es el esfuerzo normal en MPa y  $\mu_i$  es el coeficiente de fricción interna. Siendo el coeficiente de fricción interna el ángulo tangente a la fractura (Figura 4.1c):

$$\mu_i = \tan \varphi \quad (4.5)$$

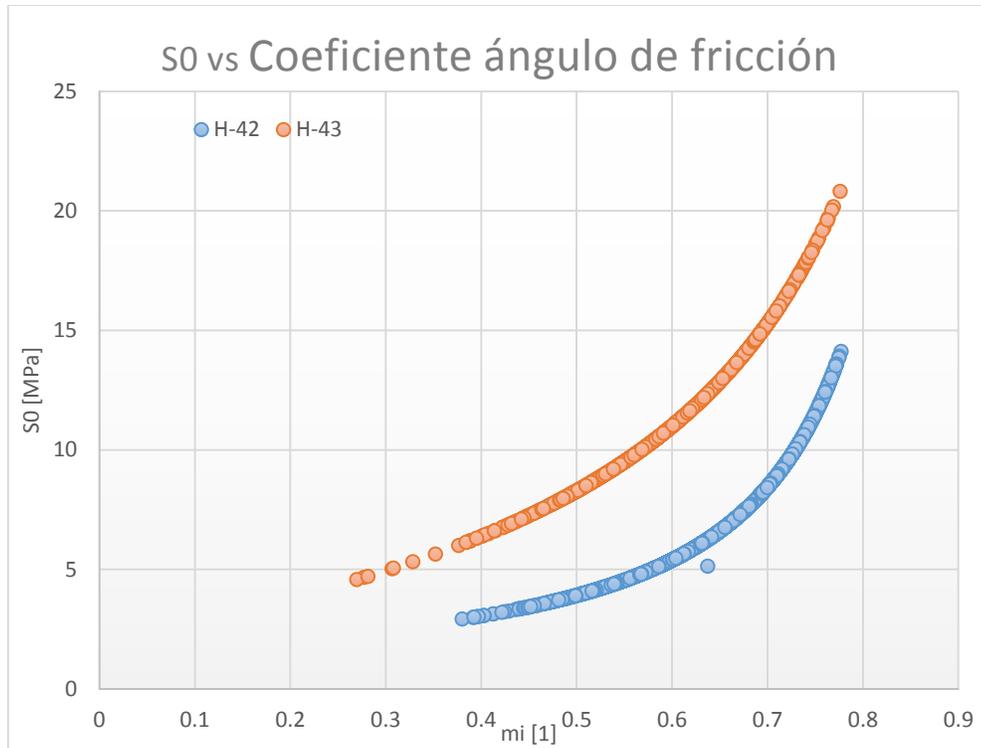
La cohesión es un parámetro que no se puede medir físicamente, es comúnmente expresado en términos de UCS:

$$UCS = 2S_0 \left[ \sqrt{(\mu_i^2 + 1)} + \mu_i \right] \quad (4.6)$$

despejando  $S_0$ ,

$$S_0 = \frac{UCS}{2 \left[ \sqrt{(\mu_i^2 + 1)} + \mu_i \right]} \quad (4.7)$$

donde  $S_0$  es la cohesión y UCS es la resistencia a la compresión no confinada, ambos en MPa. Asociando estos parámetros en los pozos de estudio, el pozo H-43 que se encuentra en la zona norte cercana a los pozos inyectores posee una fuerza de cohesión menor de hasta 17 MPa, similar a la presión de poro asociado a un desplazamiento en la presión de confinamiento y variación de los esfuerzos (Figura 4.2).



**Figura 4.2** Cohesión y coeficiente de fricción interna en ambos pozos. El pozo H-42 presenta una cohesión menor al pozo H-43, posiblemente debido a que la zona norte presenta un mayor grado de fracturamiento, considerando que los pozos inyectoros se encuentran en esta zona y se cuenta con una mayor actividad sísmica.

Considerando la ecuación que describe los círculos de Mohr sin rotación, partiendo de los esfuerzos horizontales  $S_1$  y  $S_3$ , el esfuerzo tangencial está definido por la relación:

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\beta \tag{4.8}$$

y el esfuerzo normal,

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\beta \tag{4.9}$$

donde  $\beta$  es el ángulo entre la falla o fractura normal y el esfuerzo mínimo (Figura 4.1a) donde una prueba triaxial producirá una fractura con  $\beta$  grados de buzamiento, al aplicarse un esfuerzo tangencial y normal.

## 4.2 Resistencia a la tensión

Experimentos y mediciones en el laboratorio describen que la mayoría de rocas sedimentarias tienen una resistencia al fallo por tensión bajo ( $10 < \text{MPa}$ ). De hecho, es una aproximación estándar para varias aplicaciones que la resistencia a la tensión es cero y no se mide a menudo directamente sobre los núcleos de la roca, los valores se derivan generalmente de mediciones indirectas, como se realiza en esta tesis. Por definición, la condición de esfuerzo que producirá una fractura por tensión, se presenta en la superficie de falla del esfuerzo principal:

$$\sigma_n = -T_0 \quad (4.10)$$

donde  $T_0$  es la resistencia a la tensión y  $\sigma_n$  es la tensión normal actuando perpendicular a la fractura en unidades en MPa. En algunos casos las calizas exhiben en las pruebas triaxiales material triturado en núcleos con alta porosidad y alta presión de confinamiento, asociado a la trituración del grano, por lo que puede resultar en el colapso de la estructura de poros, por la reorganización de granos en localizada "bandas de compactación" (Olsson y Holcomb, 2000). La impresión general es que la relación de UCS y  $T_0$  para calizas es de entre 3 y 10, respectivamente.

Craig (2012), a partir de un compendio de mediciones en el laboratorio en diversas rocas, observó que los rangos de la resistencia a la tensión de las rocas se encuentran entre 0.8% al 1% de la resistencia al confinamiento UCS, por lo tanto, en esta tesis se consideró un rango bajo por tratarse de rocas que presentan fracturamiento natural:

$$T_0 = UCS * (0.008 \text{ a } 0.01) \quad (4.11)$$

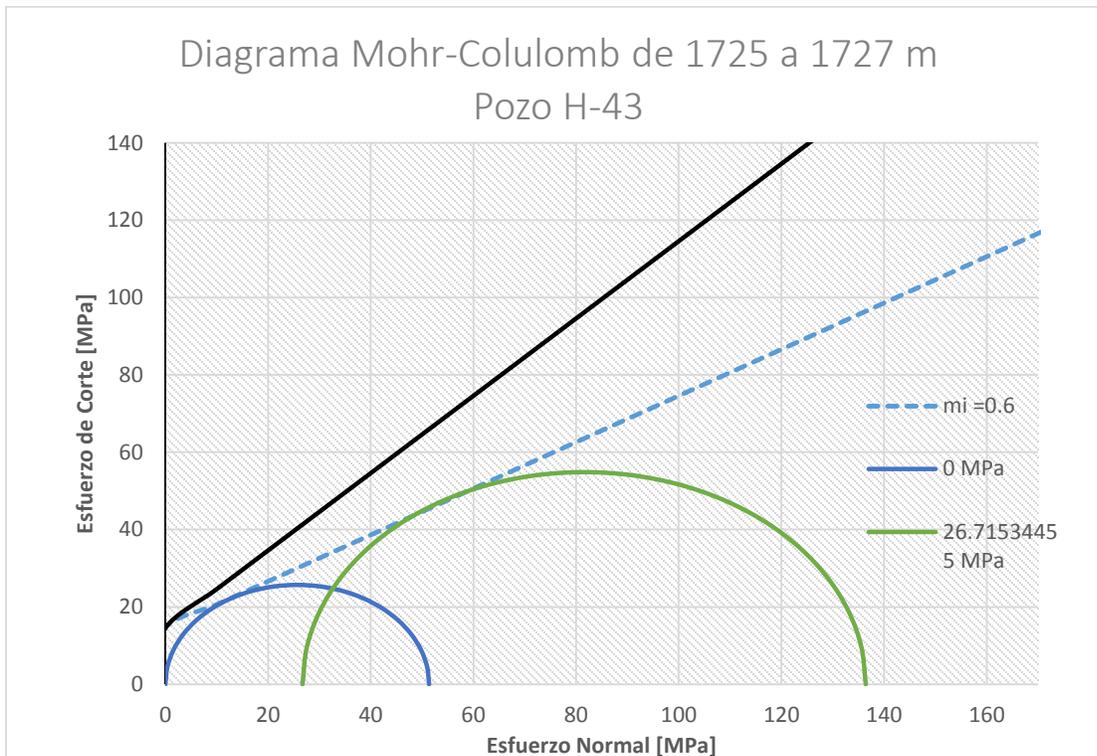
A diferencia de resistencia a la compresión, la resistencia a la tensión no parece ser dependiente del esfuerzo efectivo, especialmente en rocas de baja porosidad y baja permeabilidad (Schmitt y Zoback, 1992). La presión de poro muestra un menor efecto en la reducción del esfuerzo por tensión al momento del colapso. Ellos atribuyen este efecto a la dilatación y endurecimiento de la roca por la creación de micro-grietas en la zona de fallo incipiente, produciendo bajos valores en la presión de poro a nivel local, negando así su efecto sobre la fuerza. No se sabe lo importante que este efecto es en las rocas de mayor porosidad. En esta tesis se observan cambios fuertes en la presión de poro, especialmente en los intervalos con rocas sedimentarias y altas presiones de poro, posiblemente debido a las actividades de explotación y el dinamismo tectónico.

Una serie de ensayos triaxiales define las diferentes envolventes de fallo en un diagrama de Mohr-Coulomb empírico, en la cual cada envolvente describe el fallo o colapso de la roca a diferentes presiones de confinamiento. Debido a la ausencia de núcleos se estimaron los diferentes parámetros de falla a través de una prueba triaxial hipotética, utilizando los círculos de Mohr y el criterio de fallo de Mohr-Coulomb. El esfuerzo que una roca puede soportar antes del fallo (como se describe por los círculos de Mohr) son aquellos que se encuentran por debajo de la envolvente de rotura, por lo tanto, los esfuerzos superiores al límite de fallo no se permiten, debido a que se habría producido el fallo de la roca antes de la roca haber logrado tal estado, lo que significa un reajuste en las condiciones de los esfuerzos.

En la Figura 4.3 se presenta el Diagrama de Mohr-Coulomb para el conjunto de fracturas inducidas durante la perforación en el intervalo de 1735 a 1725 m, que comprende una toba vítrea con un alto contenido de arcilla. La cohesión es de 14.59 MPa, el intervalo presenta un ángulo de fricción interna de aproximadamente 40 grados. En base a los límites de los círculos de Mohr, es posible estimar el esfuerzo normal que se encuentra actuando en la fractura, el rango de ángulos de fallamiento y límites de magnitud de esfuerzos, para el intervalo la intersección de la envolvente para una roca drenada es mayor a 50 MPa y menor a 90 MPa, de acuerdo a los

ángulos en los registros de imágenes observados por Lorenzo (2008), describe una fractura con un ángulo de 65 grados, con un esfuerzo normal de 55.80 MPa y tangencial de 48.3 MPa.

Después del rebasar las condiciones de fallo, la roca pierde sus propiedades de cohesión y tensión ( $S_0 = T_0 = 0$ ), por lo tanto, el ángulo de presión de poro más bajo será el necesario para romper la roca.



**Figura 4.3 Diagrama de Mohr-Coulomb para el intervalo con presencia de fracturas inducidas durante la perforación de 1725 a 1727 m en el pozo H-43. La línea azul punteada corresponde al ángulo de fricción igual a 0.6 y la línea negra es el límite justo antes del colapso cuando el coeficiente es uno. Las líneas color azul corresponden a la roca en estado de confinamiento y de verde el estado actual de la roca, de acuerdo a los límites de los esfuerzos horizontales, verticales y la UCS.**

En el caso de las fracturas asociadas a una falla tectónica, el diagrama de Mohr-Coulomb (Figura 4.4), limita en el espacio  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  para UCS = 60 MPa y  $\mu_i = 0.6$ . El esfuerzo mínimo horizontal es menor, debido al alto fracturamiento en la zona.

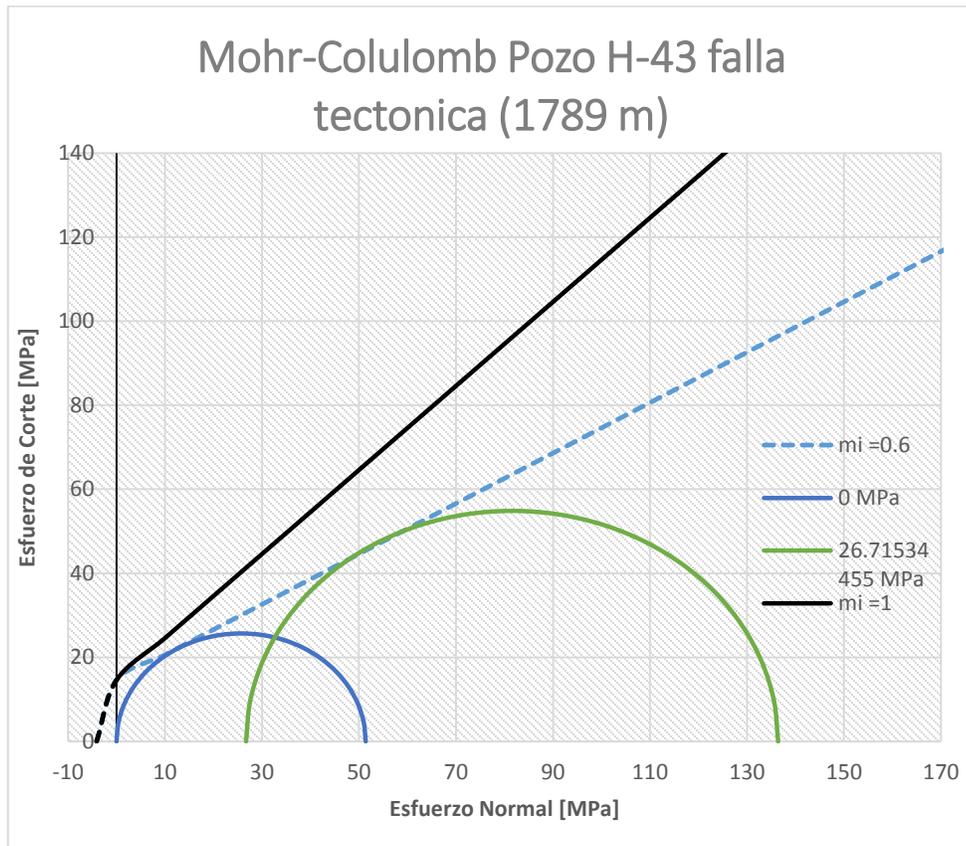


Figura 4.4 Diagrama de Mohr-Coulomb para el intervalo con presencia de fracturas asociadas a la falla tectónica La Antigua a 1789 m en el pozo H-43. La línea azul punteada corresponde al ángulo de fricción igual a 0.6 y la línea negra es el límite justo antes del colapso cuando el coeficiente es uno. Las líneas color azul corresponde a la roca en estado de confinamiento y de verde el estado actual de la roca, de acuerdo a los límites de los esfuerzos horizontales, verticales y la UCS.

### 4.3 Fallo por corte tangencial y la fuerza de fricción en las rocas

El deslizamiento en las fallas es primordial en un contexto geomecánico, porque determina si una fractura se desliza, propaga o cierra al flujo. La inyección de fluidos está relacionada a la inducción de eventos sísmicos, a partir de la reducción del esfuerzo normal efectivo y al cambio de esfuerzos en el reservorio, producto de su expansión y explotación. Además, como se ha observado en el capítulo anterior, altera las propiedades in-situ y en muchas ocasiones genera fracturas o reactivación de fallas geológicas (Urban, 2012).

Amontons encontró a partir de la teoría y mediciones de fricción de Leonardo Da Vinci, que el deslizamiento friccional en la presión de poro, se producirá cuando la relación del esfuerzo tangencial y el esfuerzo normal efectivo, alcanzan el coeficiente de fricción en la roca:

$$\frac{\tau}{\sigma_n} = \mu \quad (4.12)$$

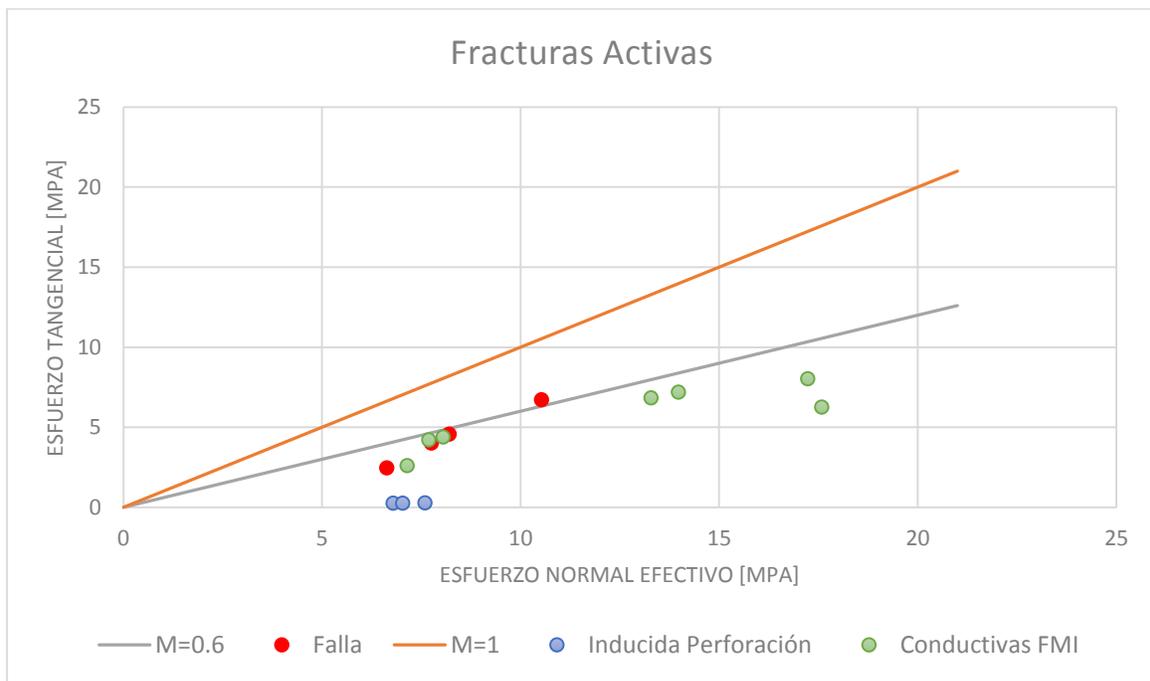
donde  $\tau$  es el esfuerzo cortante en el plano de deslizamiento. La presión de poro se introduce a través del esfuerzo normal efectivo ( $\sigma_n$ ), en un plano determinado de movimiento.

El coeficiente de fricción ( $\mu$ ), que no debe confundirse con el coeficiente de fricción interna ( $\mu_i$ ), definido anteriormente en el contexto del criterio de Mohr-Coulomb linealizado. Inclusive la ecuación (4.12), parece ser la misma que la ecuación (4.4), estableciendo la pérdida de cohesión ( $S_0 = 0$ ) por el colapso en la roca, sin embargo, es importante considerar que  $\mu$  en la ecuación (4.12), describe el deslizamiento en un plano de falla pre-existente, mientras que  $\mu_i$  se define para describir el aumento de la fuerza de la roca intacta con la presión (es decir, la pendiente de la línea de fallo en un diagrama de Mohr) a partir del criterio de fallo de Mohr-Coulomb linealizado (Zoback 2007).

Byerlee (1978), recopiló un extenso número de valores del ángulo de fricción en las rocas, medidos a partir de pruebas en el laboratorio. Byerlee observó que las rocas se deslizarán cuando el ángulo de fricción se encuentre entre 0.6 y 1, estableciendo lo que se conoce como la Ley de

Byerlee. Además, observó que las fracturas en estas rocas se encontraban abiertas e hidráulicamente activas, por lo que permitían el paso de fluidos a través de ellas.

En esta tesis se calculó el esfuerzo tangencial y normal efectivo en las fracturas identificadas en el registro de imágenes por Lorenzo (2008), con el objetivo de caracterizar e identificar el posible deslizamiento, propagación y apertura de la fractura. En la Figura 4.5 se presentan las fracturas identificadas como conductivas por debajo de los 1739 m (puntos verdes), el esfuerzo normal efectivo es de 8 MPa y el esfuerzo tangencial es menor a 5 MPa, por lo que el coeficiente de fricción se encuentra entre 0.5 y 0.6, por lo cual se encuentran en el límite bajo de deslizamiento y pueden ser consideradas abiertas al flujo. Las fracturas tectónicas (puntos rojos) se localizan también cercanas al coeficiente de deslizamiento e inclusive una medición supera el coeficiente de 0.6, por lo que se considera activa y abierta al flujo. Las fracturas inducidas durante la perforación del pozo H-43 (puntos azules), se encuentran con ángulos de fricción cercanos a cero y se consideran no conductivas o cerradas al flujo.



**Figura 4.5 Estado de las fracturas identificadas en el pozo H-43. Las fracturas activas se encuentran entre las pendientes con el coeficiente lineal entre 0.6 y 1 (línea naranja y gris, respectivamente).**

En la Tabla 4.1, se presentan las estimaciones de los esfuerzos efectivos, normal y tangencial y el ángulo de fricción para las diferentes fracturas consideradas en esta tesis, observadas por Lorenzo (2008) en registros de imagen tomados en el pozo H-43.

**Tabla 4.1 Parámetros utilizados y calculados en las fracturas identificadas en el pozo H-43**

	<b>Prof</b>	<b>Buz</b>	<b>Sv</b>	<b>S<sub>hmin</sub></b>	<b>Pp</b>	<b>Sv Ef</b>	<b>S<sub>hmin</sub> Ef</b>	<b>rn</b>	<b>Tf</b>	<b>M</b>
	<b>m</b>	<b>°</b>	<b>MPa</b>	<b>MPa</b>	<b>MPa</b>	<b>MPa</b>	<b>MPa</b>	<b>MPa</b>	<b>MPa</b>	
<b>Falla</b>	1786.00	72	40.38	26.71	20.26	20.12	6.45	7.76	4.02	0.52
	1798.03	79	40.68	27.60	21.44	19.24	6.16	6.64	2.45	0.37
	1805.00	63	40.83	24.24	17.13	23.70	7.11	10.53	6.71	0.64
<b>Inducida Perforación</b>	1726.00	89	39.04	24.65	17.87	21.17	6.79	6.79	0.25	0.04
	1721.65	89	38.93	24.03	17.00	21.93	7.03	7.03	0.26	0.04
	1745.00	89	39.53	23.44	15.85	23.68	7.59	7.60	0.28	0.04
<b>Conductivas FMI</b>	1719.43	80	39.90	24.71	18.02	21.88	6.69	7.15	2.60	0.36
	1724.38	45	39.04	24.65	17.87	21.17	6.79	13.98	7.19	0.51
	1729.02	30	39.22	24.79	18.03	21.19	6.76	17.58	6.25	0.36
	1739.02	40	39.35	23.07	15.38	23.96	7.68	17.24	8.02	0.47
	1760.48	45	40.38	26.71	20.26	20.12	6.45	13.29	6.84	0.51
	1785.59	70	69.00	26.71	20.26	20.12	6.45	8.05	4.36	0.20
	1797.85	70	40.68	27.60	21.44	19.24	6.16	7.69	4.20	0.55

#### 4.4 Presión para el fallo y deslizamiento

El aumento de la presión de poro por inyección o extracción de fluido causa deformaciones en la roca que pueden llevarla a la dilatación o fracturamiento (Figura 4.6), lo que podría ocasionar deslizamiento de la fractura por pérdida o reducción del esfuerzo normal efectivo (Hubbert y Rubey, 1959).

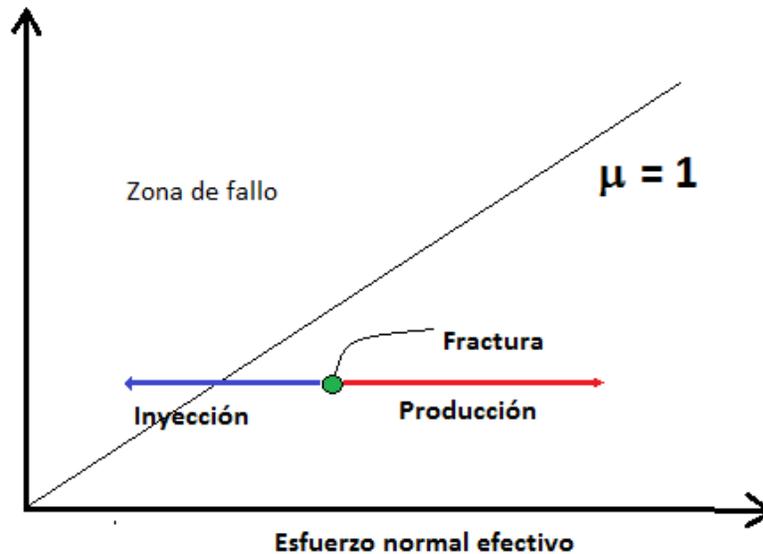


Figura 4.6 Desplazamiento de una fractura desde el estado inicial en reducción o incremento del esfuerzo normal efectivo debido al cambio en la presión de poro.

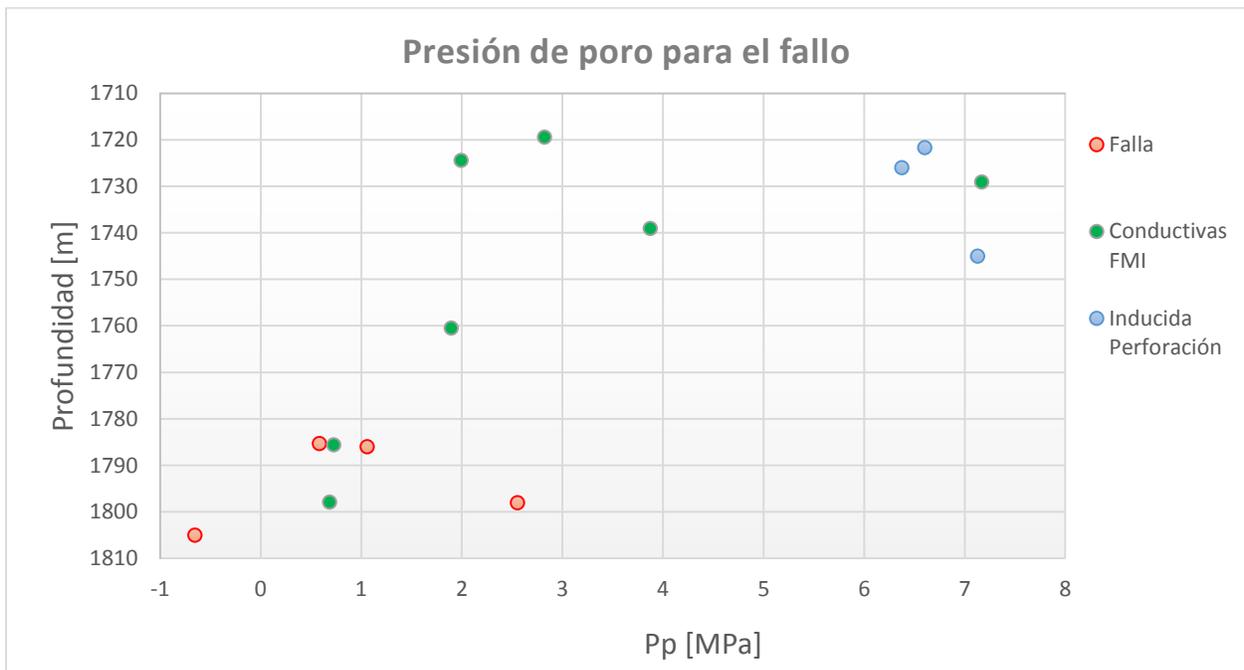
Finalmente, la presión necesaria para alcanzar el límite de fallo, establecido por el ángulo de fricción para el deslizamiento:

$$P_p \text{ para fallo} = \sigma_n - \left( \frac{\tau}{\mu} \right) \quad (4.13)$$

donde  $P_p$  es la presión de poro,  $\tau$  es el esfuerzo cortante en el plano de deslizamiento,  $\sigma_n$  es el esfuerzo normal efectivo y  $\mu$  es el ángulo de fricción en el plano de deslizamiento, siguiendo la Ley de Byrlee, el ángulo de fricción necesario para el deslizamiento va de 0.6 a 1, por lo que al

superar este intervalo la roca fallará, durante un proceso de disminución de esfuerzo efectivo producto del aumento en la presión de poro.

En la Figura 4.7, se presentan las condiciones de  $P_p$  necesarias para producir deslizamiento en las fracturas observadas en el pozo H-43. Las fracturas asociadas a la falla tectónica La Antigua, requieren menores presiones para su apertura y propagación, a 1805 m se encuentra una abierta y en posible estado de propagación, lo cual se ha observado en los registros sónicos que se encuentra en un zona permeable y frágil, también es necesario establecer límites preventivos debido a que puede generar sismos de diversas magnitudes que posteriormente serán discutidas en el Capítulo 5, en el caso de la caída de presión por la producción o incluso en una eventual transformación del pozo a inyector.

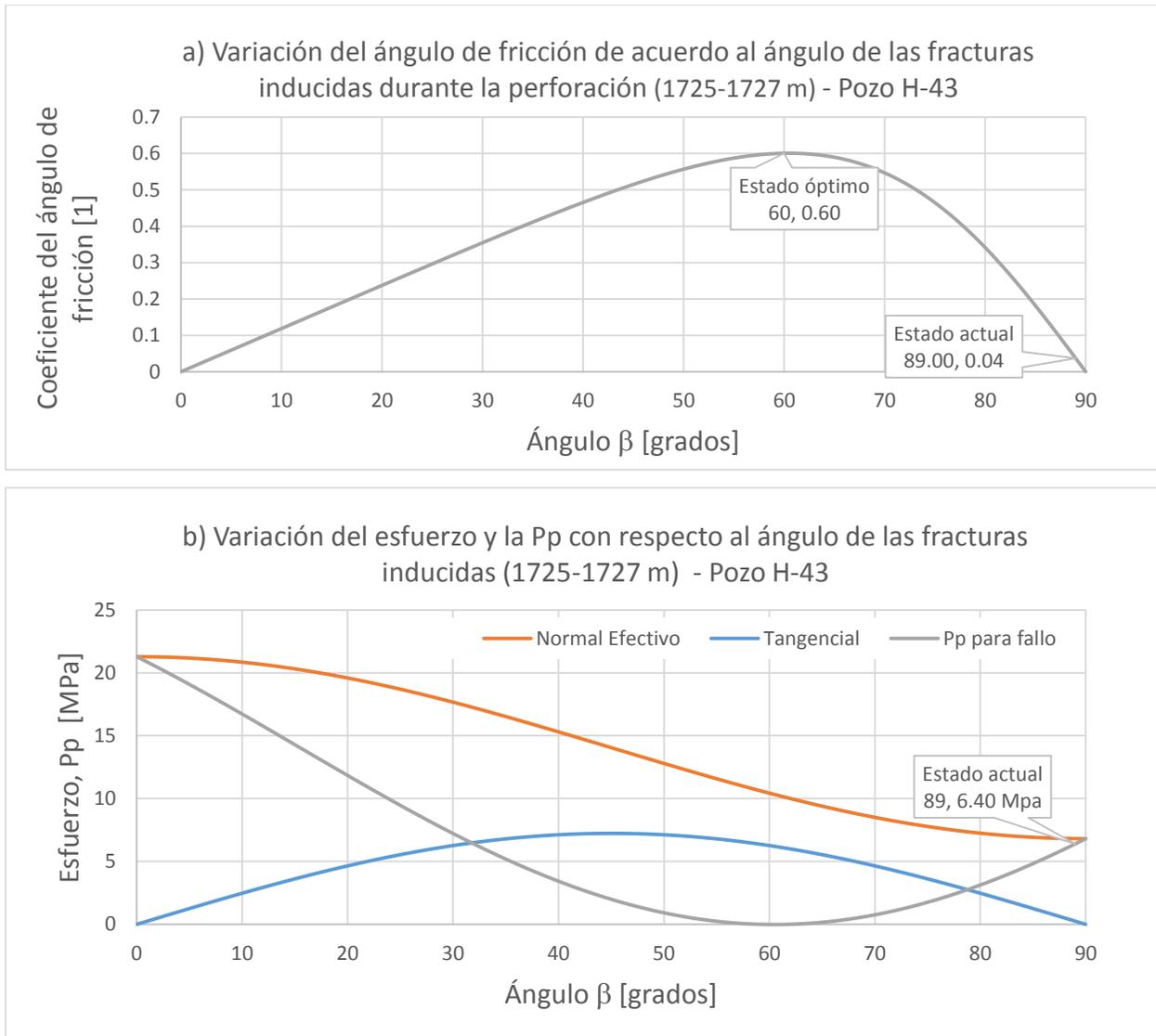


**Figura 4.7 Presión de poro necesaria para el fallo en el intervalo de 1710 a 1810 m en el pozo H-43, para las fracturas identificadas (Tabla 4.1)**

La variación del ángulo de buzamiento en las fracturas permite observar las presiones de poro, en las cuales se producirá un esfuerzo normal efectivo que supere el coeficiente del ángulo de fricción y el esfuerzo de sobrecarga; el objetivo es determinar esta presión en la cual la fractura permanecerá abierta al flujo el mayor tiempo posible, ante la eventual caída de presión debida a

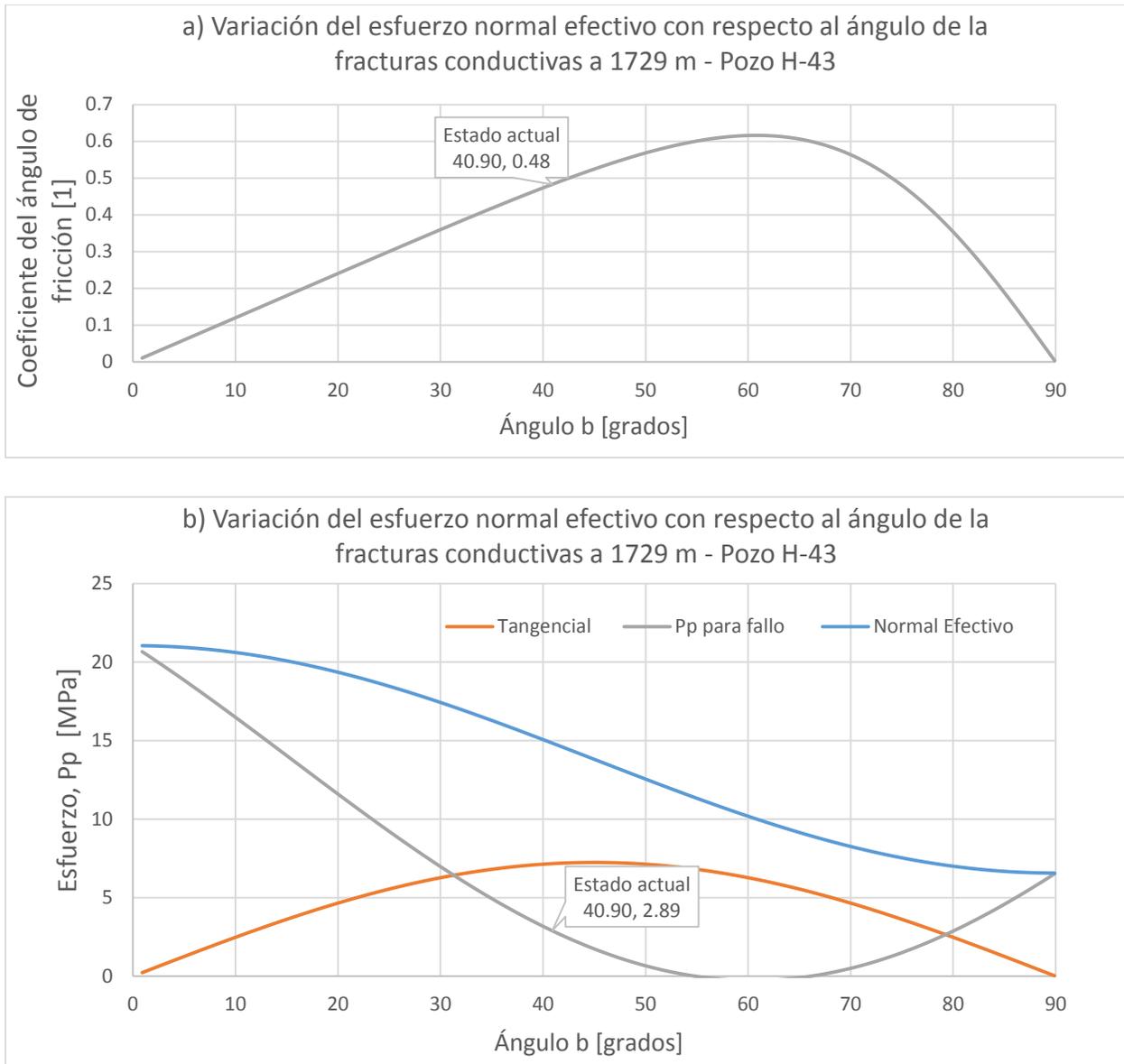
la extracción de fluidos o inclusive al colapso de la fractura por el cambio del pozo de productor a inyector. Considerando el esfuerzo tangencial y normal efectivo de las ecuaciones (4.8) y (4.9), se determina el ángulo óptimo en cada intervalo con fracturamiento asociado.

En las fracturas inducidas por la perforación de 1725 a 1727 m (Figura 4.8); el ángulo de la fractura actual (Figura 4.8a) no permite el paso de fluidos, por lo que la fractura se considera cerrada e impermeable, no obstante, un incremento de en la presión de poro 6.40 MPa permitiría alcanzar un posible estado de apertura e inclusive deslizamiento de la fractura o refracturamiento, con un ángulo óptimo de 60 grados y un coeficiente de fricción de 0.6 (Figura 4.8b).



**Figura 4.8 a) Variación del ángulo de fricción de acuerdo al ángulo de las fracturas inducidas durante la perforación a de 1725 a 1729 m y b) Variación del esfuerzo y la Pp con respecto al ángulo de las fracturas. El estado actual de la fractura es bajo, la presión necesaria para producir un deslizamiento o apertura es de 6.40 MPa, la fractura como se ha discutido se encuentra cerrada.**

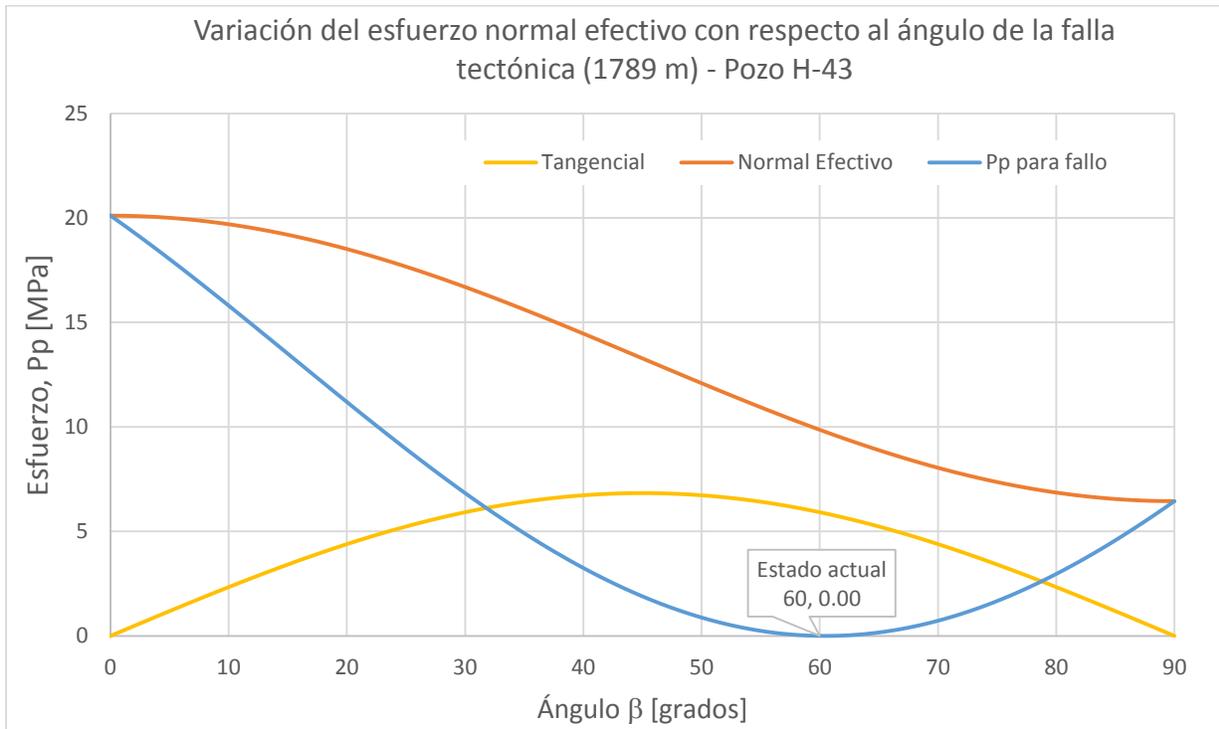
En la Figura 4.9 se presenta el estado de las fracturas conductivas ( $\mu = 0.48$  y 2.89 MPa). Debido a las condiciones que se presentan, es recomendable una estimulación en futuros pozos que describan estas condiciones, con el objetivo de alcanzar una apertura mayor y mejorar la producción.



**Figura 4.9 a) Variación del ángulo de fricción de acuerdo al ángulo de las fracturas conductivas a 1729 m y b) Variación del esfuerzo y la Pp con respecto al ángulo de las fracturas. El estado actual de la fractura es medio, la presión necesaria para producir un deslizamiento o apertura es de baja de 2.89 MPa.**

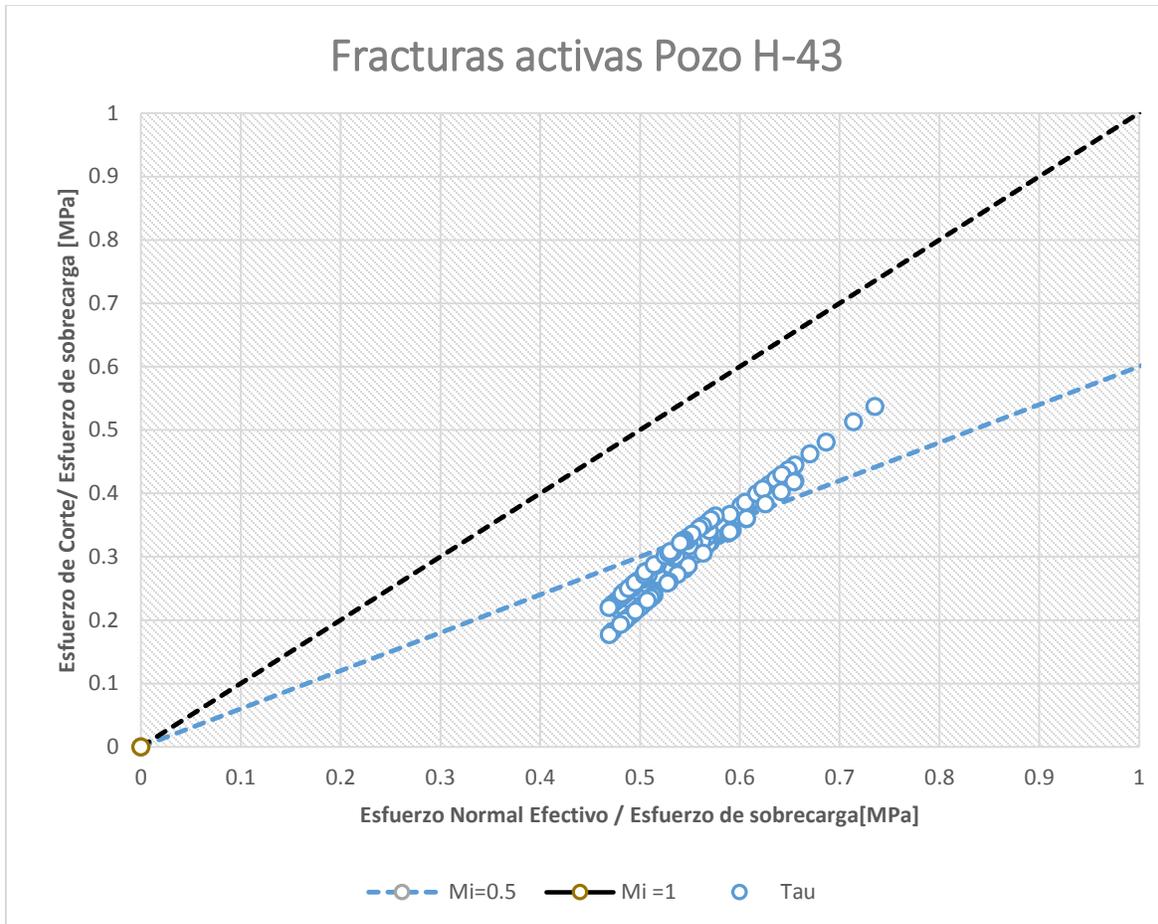
En el caso de las fracturas asociadas a la falla La Antigua, no es necesario un incremento en la presión de poro para su apertura o activación (Figura 4.9), debido a que se encuentra en un estado activo y se encuentra en un ángulo de fricción que le permite vencer el esfuerzo de

sobrecarga y horizontal, por lo cual permanecerá por un mayor tiempo abiertas a la producción, lo que supone un importante objetivo para la perforación y desarrollo del campo.



**Figura 4.10 Variación del esfuerzo normal efectivo con respecto al ángulo de la falla tectónica (1789 m). El ángulo de la fractura es el óptimo para alcanzar una apertura y no requiere de un fracturamiento adicional.**

Para someter el análisis a condiciones equivalentes de confinamiento es necesario normalizar los esfuerzos a partir del esfuerzo de sobrecarga, de esta manera se puede evaluar las condiciones en las cuales las fracturas se encuentran abiertas y tectónicamente activas, debido a que cualquier fractura horizontal se encuentra sellada o cerrada por el esfuerzo de sobrecarga, esfuerzo dominante en ambientes de fallamiento normal y transversal, que a su vez se contrarresta por esfuerzos horizontales en la formación. En la Figura 4.10, se presenta las fracturas activas en el pozo H-43. De acuerdo a la Ley de Byerlee, las fracturas asociadas a la actividad tectónica se encuentran en su mayoría activas.



**Figura 4.11** Esfuerzo de corte y normal normalizados con el esfuerzo de sobrecarga para las fracturas identificadas en los registros petrofísicos, las fracturas dentro de la ventada con un ángulo de deslizamiento 0.6 a 1, se considera que se encuentran tectónicamente activas, conductivas hidráulicamente y propensas a la propagación debido a su apertura.

## 4.5 Conclusiones

El análisis de fallo y las condiciones en las cuales se encuentran las fracturas identificadas en el pozo H-43, permitió observar que las fracturas asociadas a la actividad tectónica se encuentran abiertas al flujo o son conductivas con un ángulo de fricción aproximado de 0.55. Mientras que las fracturas consideradas abiertas, pero sin información de permeabilidad, también se observaron tectónicamente activas y conductivas, en lo que respecta a las fracturas asociadas a la perforación, se encuentran selladas por el esfuerzo de sobrecarga y no permiten el paso de fluidos.

Una comparación en el cálculo de la cohesión y el ángulo de fricción interna, permite observar que las formaciones identificadas en el pozo H-43, exhiben un coeficiente de fricción interna menor al calculado al sur del campo en el pozo H-42, influenciado por la dependencia en la porosidad. La zona norte presenta una mayor cantidad de fracturamiento asociado, la roca ha perdido mayor fuerza de cohesión y es más fácil de fracturar por los valores bajos de fricción interna.

La presión necesaria para propagar las fracturas consideradas conductoras, se encuentra en un rango de 0.2 a 5 MPa, considerando que el esfuerzo mínimo es menor, son objetivos importantes –ante la eventual caída de producción–, para fracturamiento o estimulaciones buscando mejorar la producción.

La variación del esfuerzo normal efectivo y el ángulo de las fracturas permite establecer las condiciones de conductividad, una fractura con un buzamiento de 0 o 180°, como se ha observado en las fracturas inducidas durante la perforación, se encuentran cerradas por el esfuerzo de sobrecarga, por lo tanto, se consideran impermeables, mientras que las fracturas que superaron un esfuerzo normal de 27 MPa presentan ángulos de buzamiento entre 50° y 60°.

El análisis del ángulo de buzamiento en el caso del intervalo de fracturas conductoras ( $\mu = 0.48$  y 3 MPa), permite establecer objetivos de estimulación o fracturamiento para futuros pozos que describan condiciones parecidas, con el objetivo de mejorar esta apertura, induciendo una estimulación mayor para situar las fracturas dentro del rango de 0.6 a 1, del coeficiente de fricción.

El análisis también permitió observar las condiciones de presión de poro óptimas para crear y mantener una fractura conductiva, combinando las condiciones de fallo de Mohr-Coulomb y el ángulo de fricción determinado por Amontons, esta presión se encuentra de 17 a 21 MPa, de forma que se encuentra tectónicamente activa sin llegar a un ángulo que produzca el colapso total de la roca.

## Capítulo 5 Límites de magnitud en los esfuerzos In-situ: esfuerzos relativos y regímenes de fallas en profundidad

El campo Los Humeros se encuentra delimitado por sistemas de fallas normales y transversales o transcurrentes. En este capítulo se analizan los diferentes regímenes de fallamiento para establecer los límites en los esfuerzos máximos y mínimos horizontales y la actividad sísmica.

Los pozos H-42 y H-43 con registros geofísicos se encuentran flanqueados por fallas de tipo normal y posiblemente por una falla transcurrente al centro del campo, incluso el pozo H-43 atravesó la falla La Antigua activa a los 1790- 1800 m, la cual presenta actividad sísmica asociada. El pozo H-42 se encuentra por lo menos a un radio de 100 m de la misma falla, pero en el sur del campo geotérmico. Es importante considerar estos ambientes de falla, debido a la reversión en los esfuerzos in-situ que pudieran generar fuertes cambios en los esfuerzos y numerosa actividad sísmica.

### 5.1 Esfuerzos relativos y regímenes de fallas en profundidad

El subsuelo es un medio heterogéneo que se encuentra sujeto a un conjunto de fuerzas de diferente magnitud y dirección. El límite de magnitud se determina a partir del análisis de Anderson (1951), en el cual se restringe los esfuerzos principales ( $S_v$ ,  $S_{Hmax}$  y  $S_{hmin}$ ), de acuerdo a los principales planos de falla y la teoría de fricción de las rocas (Zoback, 2007) los esfuerzos que componen se presentan en la Tabla 5.1

**Tabla 5.1 Esfuerzos principales de acuerdo a los tres regímenes de fallamiento principales que se presentan en los yacimientos de acuerdo a Anderson (1951).**

Régimen	Esfuerzo		
	$S_1$	$S_2$	$S_3$
Normal	$S_v$	$S_{Hmax}$	$S_{hmin}$
Transcurrente	$S_{Hmax}$		$S_{hmin}$
Inverso	$S_{Hmax}$	$S_{hmin}$	$S_v$

En la Figura 5.1a, podemos observar las fallas de tipo normal (FN) que se presentan en zonas donde el esfuerzo de sobrecarga ( $S_v$ ) es el esfuerzo máximo permisible y por lo tanto mayor a los demás esfuerzos (esfuerzo principal,  $S_1$ ). El esfuerzo mínimo horizontal es menor al esfuerzo máximo en profundidad ( $S_v > S_{Hmax} > S_{hmin}$ ). Cuando el estado de esfuerzos es de tipo intermedio (Figura 5.1b,  $S_2$  cercano a  $S_v$ ) la diferencia entre  $S_{Hmax}$  y  $S_{hmin}$  en profundidad dominan el tipo de falla, la diferencia entre estos esfuerzos produce un plano de falla de cizalla, corte o transcurrencia (FT). En el caso de un plano de falla inverso (Figura 5.1c, FI) se presenta cuando el campo de esfuerzos es altamente compresivo y los esfuerzos horizontales superan el esfuerzo de sobrecarga ( $S_{Hmax} > S_{hmin} > S_3$  o  $S_v$ ).

Adicionalmente en la Figura 5.1, se presentan del lado derecho los mecanismos focales relacionados al tipo de fallamiento. De esta forma a partir del monitoreo sísmico podemos asociar el régimen de falla actuando en la zona y determinar el esfuerzo máximo al cual está relacionado, a través de la metodología que se describe en este capítulo.

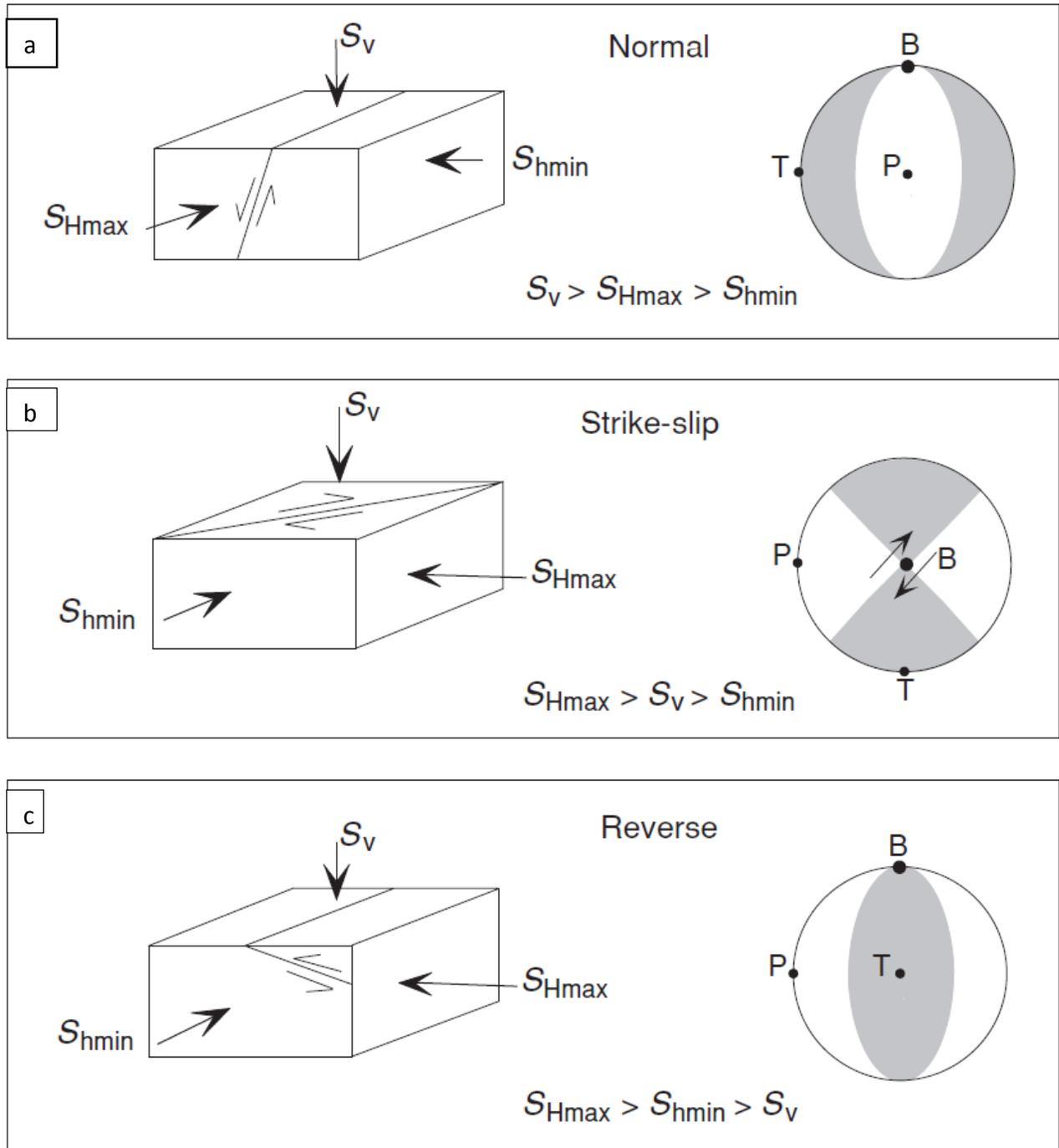


Figura 5.1 Esquema de clasificación propuesto por Anderson (1951) de acuerdo a la magnitud de esfuerzo relativo en el caso de una región sujeta a régimen de falla normal, transcurrente e inversa Zoback (2007).

Los regímenes de fallamiento se determinan a partir del supuesto de que la roca se deslizará cuando el ángulo de fricción supere la relación:

$$F(\mu) = \left[ \sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu \right]^2 \quad (5.1)$$

Para cada régimen de fallamiento:

$$\text{Falla Normal} = \frac{\sigma_1}{\sigma_3} = \frac{S_v - P_p}{S_{hmin} - P_p} \leq \left[ \sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu \right]^2 \quad (5.2)$$

$$\text{Falla transcurrente} = \frac{\sigma_1}{\sigma_3} = \frac{S_{Hmax} - P_p}{S_{hmin} - P_p} \leq \left[ \sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu \right]^2 \quad (5.3)$$

y

$$\text{Falla inversa} = \frac{\sigma_1}{\sigma_3} = \frac{S_{Hmax} - P_p}{S_v - P_p} \leq \left[ \sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu \right]^2 \quad (5.4)$$

donde  $S_v$  es el esfuerzo de sobrecarga,  $P_p$  es la presión de poro,  $S_{hmin}$  el esfuerzo mínimo horizontal,  $S_{Hmax}$  el esfuerzo máximo horizontal,  $\mu$  es el coeficiente del ángulo de fricción, en esta tesis, se asocia los pozos a la cercanía de la falla normal La Antigua, por lo tanto, se tomará un  $\mu$  igual a 0.6.

En la Figura 5.2a se observa la ventana de esfuerzo máximo para generar una falla inversa y transcurrente para los pozos estudiados. La magnitud en el caso de falla inversa es tres veces mayor a la presión de poro y el doble al esfuerzo de sobrecarga o esfuerzo vertical; el esfuerzo de sobrecarga es cercano al esfuerzo máximo horizontal y pueden ser considerados iguales

(Figura 5.2b). Se observa el incremento en el esfuerzo mínimo horizontal probablemente debido a la actividad sísmica en el intervalo (Sismo #30, Apéndice B, Tabla 1, 1/30/2006,  $M_d = 1.5$ ).

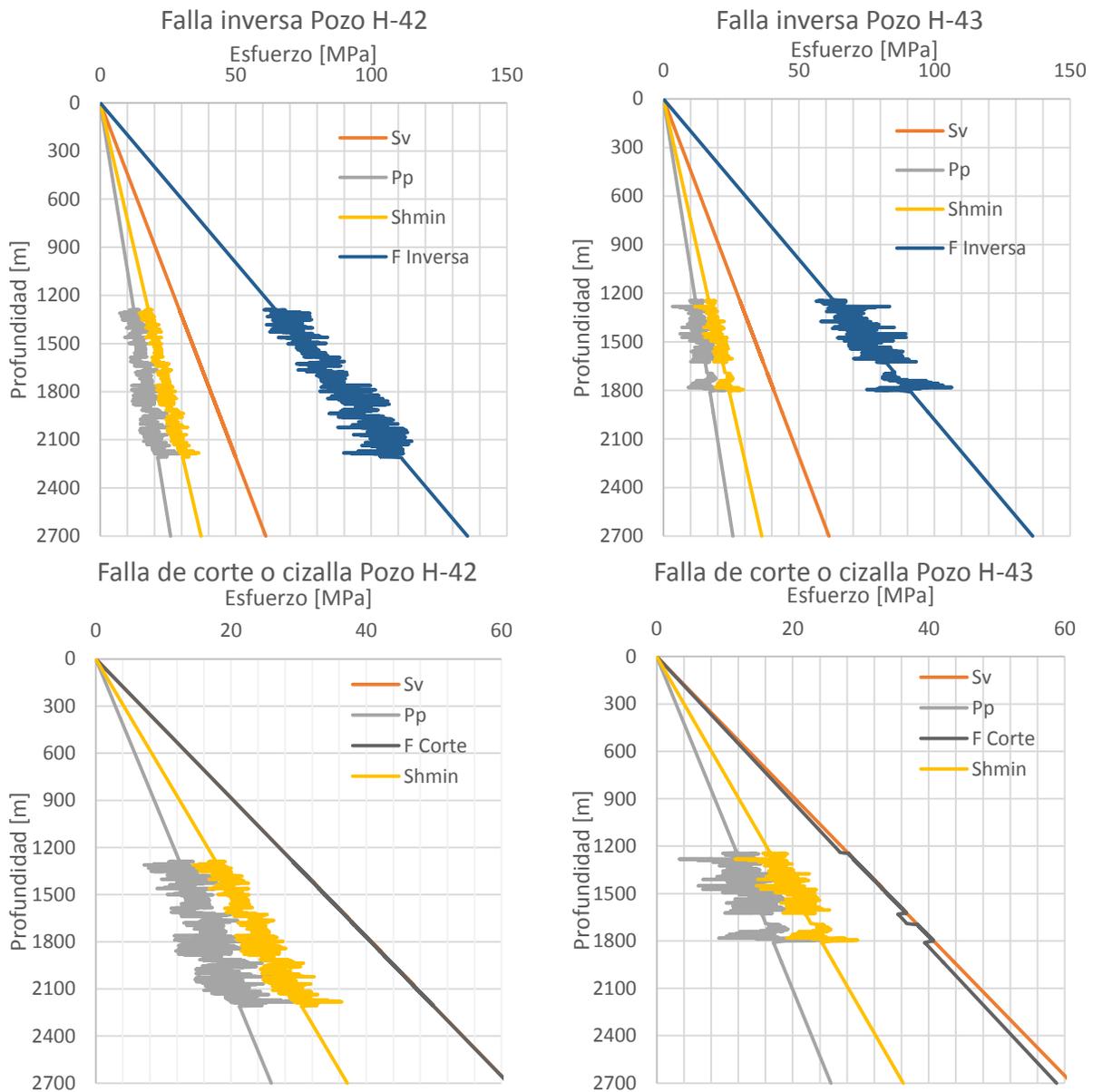


Figura 5.2 Límites de las magnitudes de esfuerzo definidos por a través la teoría de fricción en regímenes de falla inversa, transcurrente y normal (b) normal (c) de desgarre fallamiento y regímenes asumiendo la presión de poro hidrostática. La línea amarilla en (a) el valor máximo de  $S_{Hmax}$  por fallamiento inverso.

En el caso de una falla normal en el caso de régimen de falla normal es el doble de la presión de poro y el esfuerzo máximo horizontal (Figura 5.3).

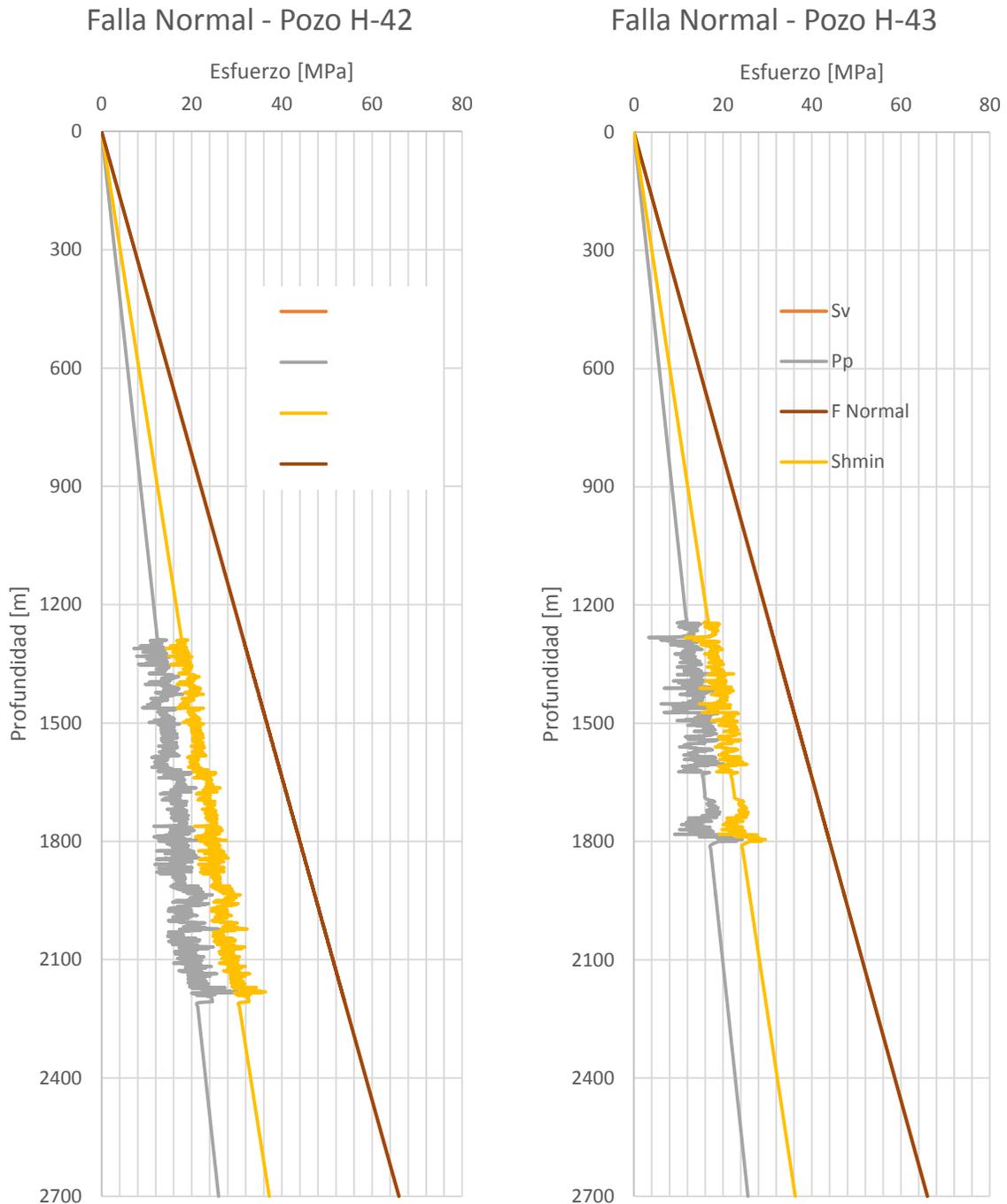


Figura 5.3 Límite de los esfuerzos en condiciones de fallamiento de tipo normal para los pozos de estudio, donde  $S_{Hmax}$  es igual al  $S_v$ , superior al  $S_{Hmin}$ .

### 5.1.1 Polígono de esfuerzos

La representación gráfica de los límites del estado de los esfuerzos in-situ ( $S_{Hmax}$ ,  $S_{hmin}$  y  $S_v$ ) se conoce como polígono de esfuerzos, el cual define los límites de los diferentes regímenes de fallamiento en la magnitud de los esfuerzos a la profundidad de interés, basado en la fuerza de fricción de la corteza terrestre, de acuerdo al valor de  $S_{hmin}$ ,

En la Figura 5.4 se observan los límites de  $S_{Hmax}$  con respecto a  $S_{hmin}$ , lo que infiere que el régimen en la máxima profundidad del pozo H-42 a 2180 m, es de fallamiento normal y una  $S_{Hmax} = 53$  MPa, la cual se obtiene entre la intersección del  $S_{hmin}$  con el límite de falla.

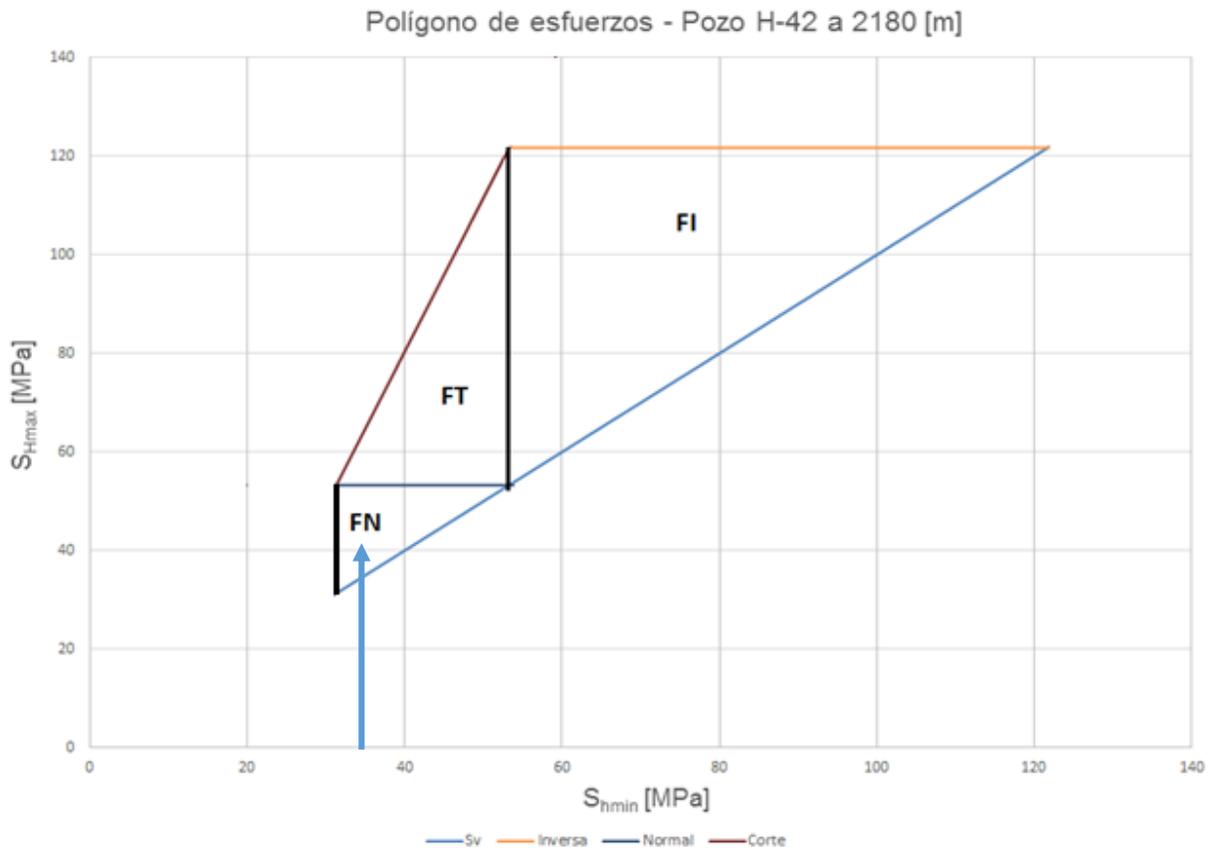


Figura 5.4 Polígono de esfuerzo de los posibles regímenes de fallamiento a 2180 metros para el pozo H-42, en color azul el límite de esfuerzo vertical por sobrecarga, en verde la cima o máximo esfuerzo para producir una falla tipo inversa, azul marino normal y rojo un fallamiento de tipo transcurrente. La flecha azul indica la posición de  $S_{hmin}$ .

La Figura 5.5, presenta el polígono de esfuerzo en el pozo H-43 a 1750 m, a esta profundidad del reservorio se cuenta con el mayor número de sismos localizados a lo largo del pozo. En la zona donde se han detectado fracturas conductivas en el análisis de colapso o fracturamiento por Mohr-Coulomb. En color verde, la recta que delimita el esfuerzo para generar una falla de tipo inverso, en color azul una falla de tipo normal y en rojo una falla con un plano de falla transcurrencia. Para este pozo la  $S_{Hmax}$  es igual a 43 MPa, 10 MPa menos que el pozo H-42, sin embargo, a menor profundidad y con un corrimiento del polígono hacia el lado izquierdo.

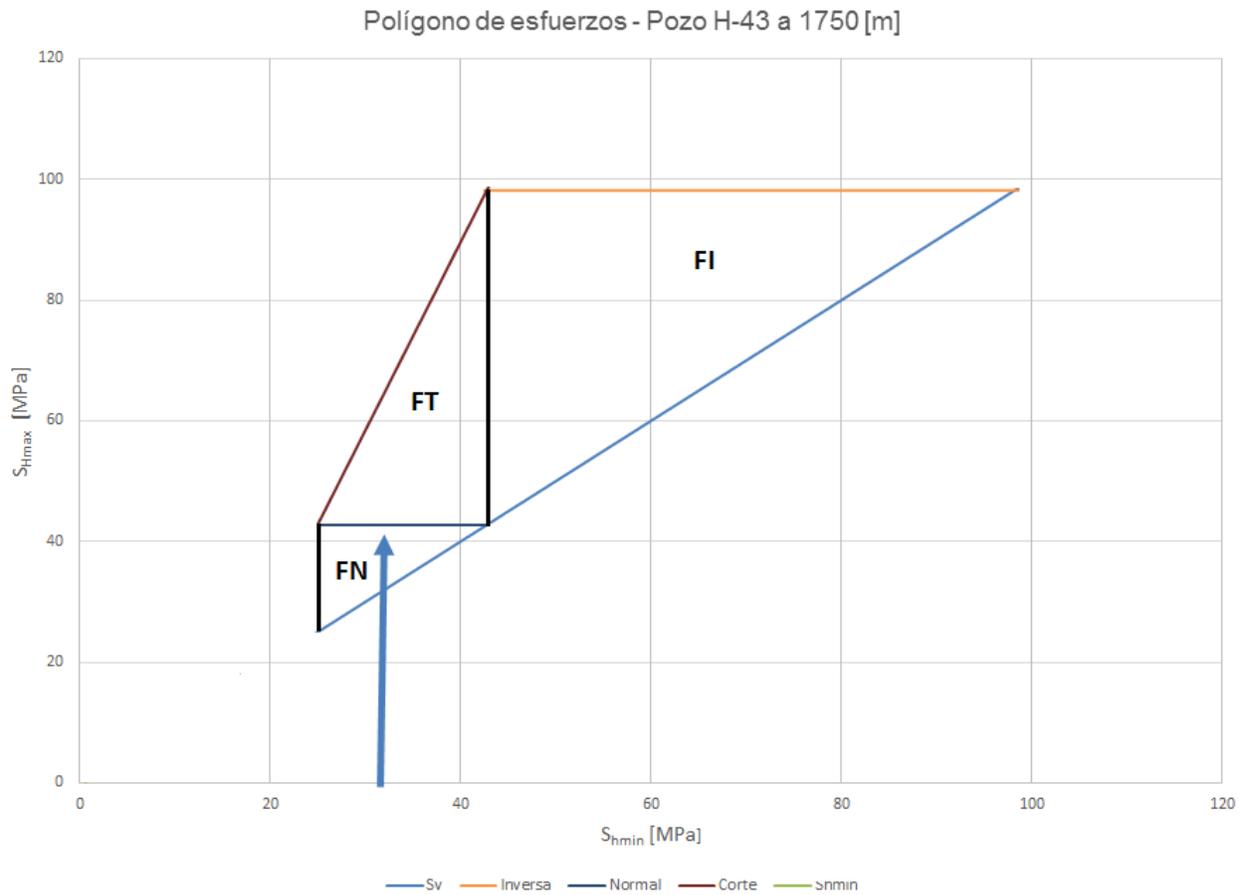


Figura 5.5 Polígono de esfuerzos de los posibles regímenes de fallamiento a 1750 m para el Pozo H-43, en color azul el límite de esfuerzo vertical por sobrecarga, en verde la cima o máximo esfuerzo para producir una falla tipo inversa, azul marino normal y rojo un fallamiento de tipo transcurrente. La flecha azul indica el límite de  $S_{Hmin}$ .

## 5.2 Efecto de la temperatura en los esfuerzos

Debido a la diferencia entre la temperatura del reservorio y el fluido de perforación, surgen esfuerzos no considerados en el diseño, los cuales puede actuar en la pared del pozo e influir significativamente en el fallamiento por tensión. Estos esfuerzos pueden también estar asociados la compresión en función de la temperatura del fluido si es mayor o menor a la temperatura en el reservorio. Cuando el lodo de perforación es más frío que el fluido contenido en la formación (el caso habitual en la barrena), se genera un aumento en los esfuerzos por efecto de la temperatura, fenómeno común en los campos geotérmicos, debido a los procesos de enfriamiento en el pozo que se realizan en la toma de registros o diferentes pruebas de pozo y los esfuerzos por efecto térmico producen una concentración de esfuerzos alrededor del pozo, adicional al aumento de presión por el fluido de perforación.

El efecto de la temperatura depende del tiempo de contacto entre la roca y el fluido de perforación, por lo tanto, entre más tiempo se encuentre el fluido de perforación en contacto con la formación, mayor será la perturbación y propagación del efecto en la magnitud de los esfuerzos in-situ (Zoback, 2004). Para simplificar este problema, se puede suponer que el material es impermeable y las ecuaciones integrales relativamente simples, que se pueden escribir en coordenadas radiales, con un ángulo  $\theta$  en el azimut del esfuerzo máximo horizontal ( $\sigma_{\theta\theta}$ ) y en el radio del pozo ( $\sigma_{rr}$ ), ambos en función de la posición radial  $r$  y el tiempo  $t$  (Stephens y Voight, 1982). A pesar de que la solución exacta para la distribución de temperatura, cerca de un pozo de temperatura constante es un desarrollo en serie (Ritchie y Sakakura, 1956), las soluciones que aproximan a la temperatura con los dos primeros términos de la expansión, alcanzan resultados precisos cerca del agujero, donde los esfuerzos están dados por:

$$\sigma^{\Delta t} = \left[ \frac{\alpha_t E \Delta T}{1 - \nu} \right] \left[ \left( \frac{1}{2\rho} - \frac{1}{2} - \ln \rho \right) I_0^{-1} - \left( \frac{1}{2} + \frac{1}{2\rho} \right) \right] \quad (5.5)$$

$$\sigma^{\Delta t} = \left[ \frac{\alpha_t E \Delta T}{1 - \nu} \right] \left[ \left( -\frac{1}{2\rho} + \frac{1}{2} - \ln \rho \right) I_0^{-1} - \left( \frac{1}{2} - \frac{1}{2\rho} \right) \right] \quad (5.6)$$

del cual:

$$I_0^{-1} = \frac{1}{2\pi i} \int_{-\infty}^{0+} \frac{e^{[4\tau_z/\sigma_z]z}}{z \ln z} dz \quad (5.7)$$

Una vez que se ha alcanzado flujo estacionario, el esfuerzo debido a expansión térmica está dado por:

$$\sigma^{\Delta t} = \frac{\alpha_t E \Delta T}{1 - \nu} \quad (5.8)$$

donde  $\alpha_t$  es el coeficiente lineal de expansión térmica en el intervalo, E es el módulo de Young,  $\Delta T$  la diferencia de temperatura entre el lodo de perforación y los fluidos en el reservorio y  $\nu$  es la relación o coeficiente de Poisson. Para los intervalos de estudio,  $\nu = 0.25$ ,  $E = 15 \text{ GPa}$ ,  $\Delta T = 170 \text{ }^\circ\text{C}$  y de Carmichael, (1982) el coeficiente lineal de expansión térmica en el intervalo  $\alpha_t = 22.6 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ , por lo tanto,  $\sigma^{\Delta t} = 0.2 \frac{\text{psi}}{\text{pie}}$ , un factor que se considera alto debido a que la temperatura en el pozo H-42 alcanza hasta los  $395.4 \text{ }^\circ\text{C}$ .

### 5.3 Cálculo $S_{H\max}$ por inducción de fracturas por tensión durante la perforación y/o fracturamiento hidráulico

Durante la perforación de pozos, surgen caídas de presión a causa de la insuficiencia del lodo para mantener el equilibrio del pozo con la formación en el espacio anular, o por inducción de fracturas inducidas debido a la baja resistencia a la tensión de las rocas en la pared del pozo, ambos, generando cambios en los esfuerzos cercanos al pozo.

Zoback (2007), observó que las fracturas inducidas presentaban valores similares de  $S_{h\min}$  y  $S_{H\max}$  asociados a un régimen de falla corte o transversal, partiendo de la teoría de fricción de las rocas de Anderson (1952):

$$S_{hmin} - Pp = \left[ \sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu \right]^2 = S_{Hmax} * 3.1 \quad (5.9)$$

despejando la ecuación en términos de  $S_{Hmax}$ :

$$S_{Hmax} = 3.1S_{hmin} - 2.1Pp \quad (5.10)$$

simplificando,

$$S_{Hmax} = 3S_{hmin} - 2Pp + 0.1(S_{hmin} - Pp) \quad (5.11)$$

considerando que la magnitud de  $0.1(S_{hmin} - Pp)$  es muy pequeña, puede ser eliminada de la ecuación, por lo tanto, se simplifica en:

$$S_{Hmax} = 3S_{hmin} - 2Pp \quad (5.12)$$

El fracturamiento hidráulico es una forma de fallo de tensión que se produce cuando la presión del fluido es intencionalmente elevada por encima del esfuerzo mínimo principal, de esta forma la propagar la fractura perpendicular al esfuerzo máximo. La prueba más utilizada en la industria para analizar el proceso de fracturamiento se conoce como Mini-frac o mini-fracturamiento (Figura 5.6), en la cual se incrementa la presión en el intervalo hasta el punto de rompimiento de la formación (*Fracture Breakdown Pressure, FBP*), una vez abierta se mantiene la presión y se inyecta un agente de sustentación o apuntalante. Se detienen la estimulación y las fracturas generadas se cierran sobre el apuntalante por efecto del esfuerzo de sobrecarga para de esta forma mantenerse abierta al posible flujo de fluidos, aumentando la permeabilidad de la formación.

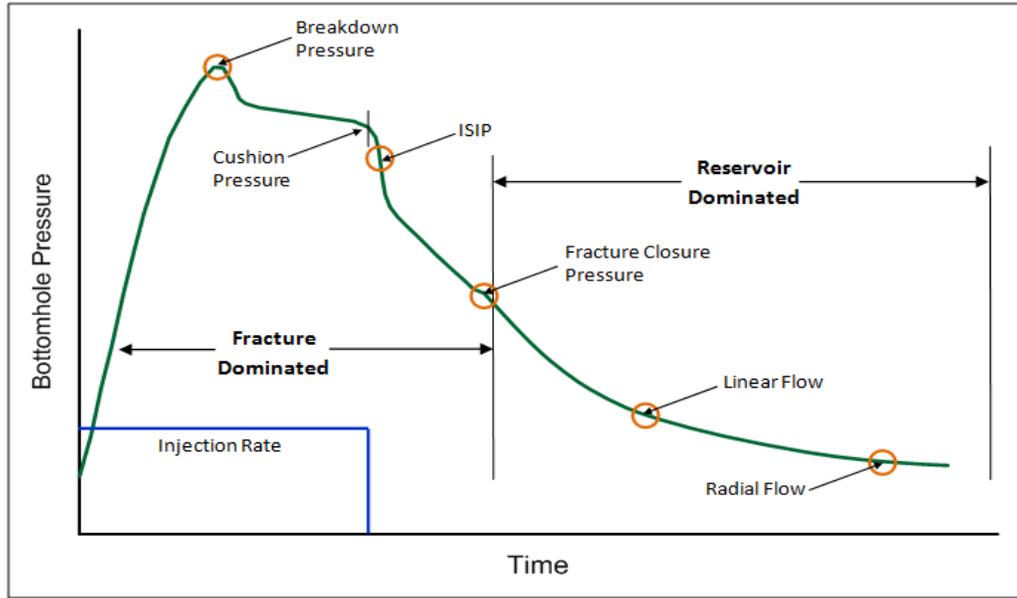


Figura 5.6 Grafica general de una prueba de mini fracturamiento (Fekete, 2012).

A través de la prueba se observa el momento en que la roca colapsa, la cual se encuentra en la presión de rompimiento e inmediatamente las propiedades mecánicas cambian, por lo tanto, la resistencia la tensión se nulifica. Por lo tanto, considerando el efecto de temperatura por enfriamiento y la presión del lodo de perforación, la ecuación se reduce a:

$$S_{Hmax} = -T_0 = 3 S_{hmin} - 2P_b - \Delta P - T_0 - \sigma^{\Delta T} \quad (5.13)$$

se formará una fractura por tensión en la pared del pozo cuando:

$$P_b = 3 S_{hmin} - S_{Hmax} - Pp + T_0 \quad (5.14)$$

donde  $P_b$  es la presión desglose, similar a la presión de fractura en la formación. Para este estudio se considera un pozo vertical de  $\theta = 90$  y  $270$ , en términos de  $S_{Hmax}$ :

$$S_{Hmax} = 3 S_{hmin} - 2P_p - \Delta P - T_0 - \sigma^{\Delta T} \quad (5.15)$$

En la Figura 5.7 se considera un intervalo idóneo para realizar una estimulación o fractura hidráulica la zona de menor esfuerzo mínimo y menor esfuerzo máximo por fractura hidráulica.

En el caso del pozo H-42 (Figura 5.8), la ventana operativa se reduce en la zona del reservorio superior (1400-1650), sin embargo, el esfuerzo se mantiene constante también debido a que la diferencia en temperatura es mucho menor (20%) a la que se encuentra al norte del campo.

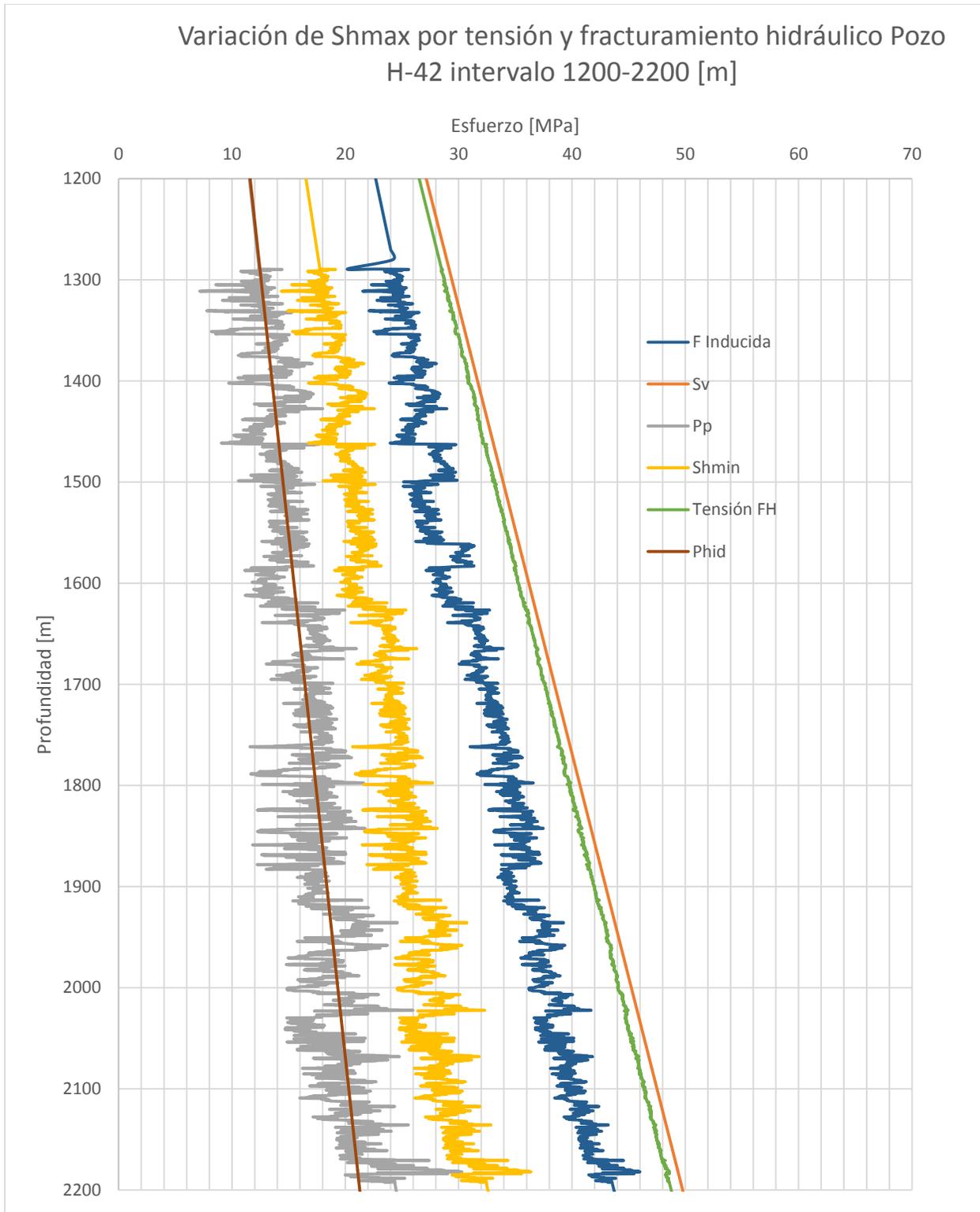


Figura 5.7 Variación de la magnitud de esfuerzo horizontal máximo en profundidad para el pozo H-42, es notable una reducción en la diferencia de esfuerzo a 1300 y 1450 m, en la zona de atenuación sísmica.

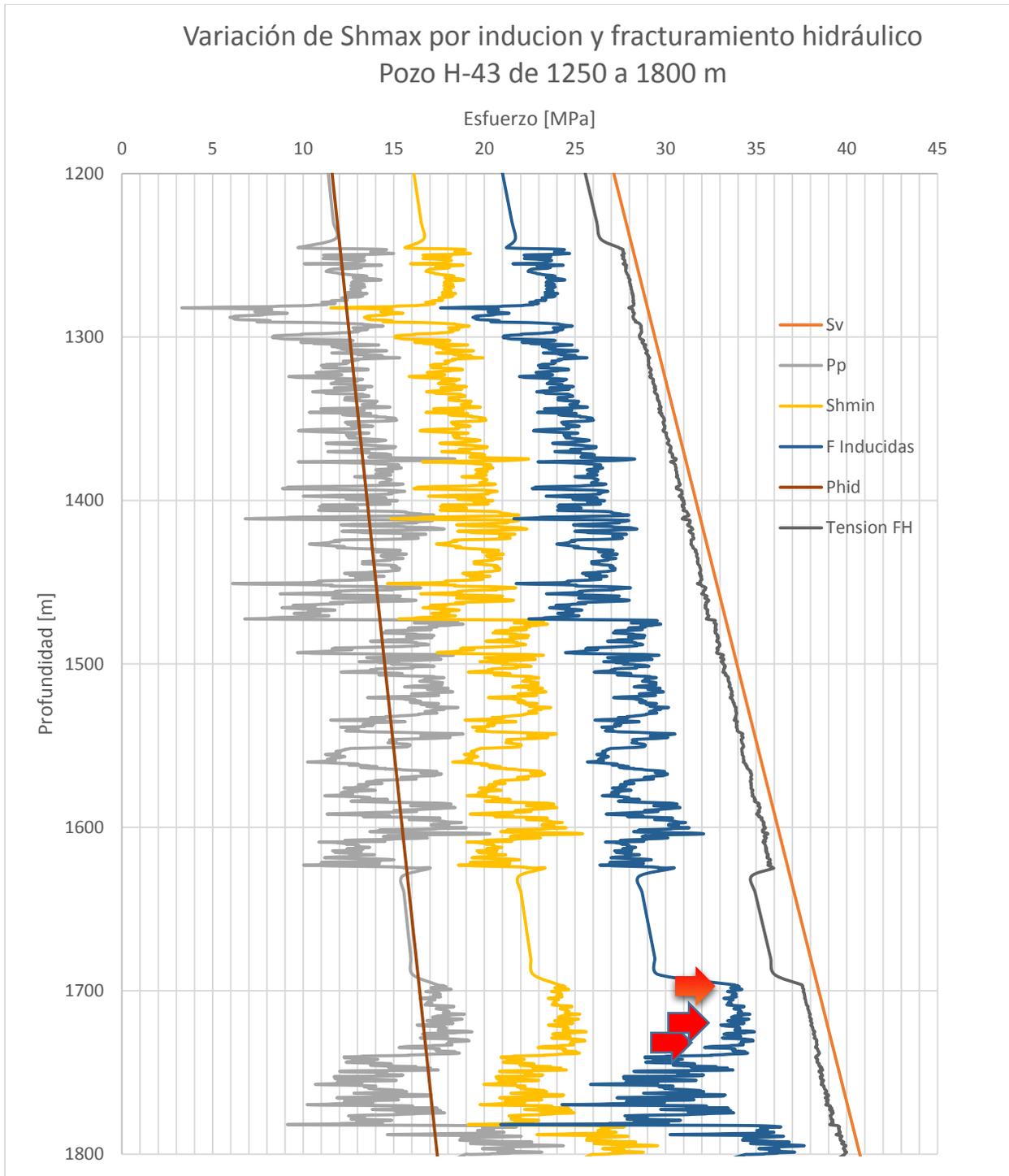


Figura 5.8 Variación de la magnitud de esfuerzo horizontal máximo en profundidad para el pozo H-43, en flechas rojas se localizan las fracturas inducidas durante la perforación del pozo, esta zona también se encuentra con actividad sísmica asociada a la falla La Antigua en el intervalo de 1700 a 1800 m.

## 5.4 Cálculo de $S_{Hmax}$ por colapso del agujero y desglose en pozos verticales

El colapso, las rupturas, derrumbes o rompimientos son las causas principales de inestabilidad en el pozo, ya que conducen diversos problemas operacionales en la perforación (atrapamiento de sarta, pérdida de fluidos en la formación, etc.), estas rupturas son útiles para determinar la orientación del esfuerzo in-situ máximo horizontal y su apertura puede servir para cuantificar la magnitud del esfuerzo.

El colapso se presenta en un pozo cuando el esfuerzo normal supera la resistencia de la roca. En este estudio, el método para determinar el colapso y brote en el pozo, fue desarrollado por Barton *et al.* 1991, suponiendo que las fracturas por tensión se propagarán a partir del rompimiento y que la concentración de esfuerzo en el límite de fallo de roca se encuentra en equilibrio con la resistencia de la roca, tomando en cuenta el efecto de la temperatura en los esfuerzos debido a diferencias de temperatura entre el lodo de perforación y la formación, además la densidad del lodo es la misma a la presión de poro en presencia de agua, la magnitud de  $S_{Hmax}$  se determina por (Zoback 2007):

$$S_{Hmax} = \frac{UCS + 2P_p + \Delta P + \sigma^{\Delta T}) - S_{hmin}(1 + 2 \cos 2\theta_b)}{1 - 2 \cos 2\theta_b} \quad (5.16)$$

Y

$$2\theta_b \equiv \pi - W_{bo} \quad (5.17)$$

donde UCS es la resistencia compresiva de la roca en MPa,  $P_p$  es la presión de poro en MPa,  $\Delta P$  es la diferencia entre la presión del pozo (peso del lodo,  $P_m$ ) y la presión de poro,  $S_{hmin}$  es el esfuerzo mínimo horizontal en MPa,  $\sigma^{\Delta T}$  es el esfuerzo debido a los efectos de la temperatura,  $\theta_b$  es el ángulo medido desde el azimut en el esfuerzo máximo horizontal  $S_{Hmax}$  y donde se inicie el colapso.

Correlacionando los registros de colapso y pérdida de circulación durante la perforación (Figura 5.9 y Figura 5.10) y los límites de  $S_{Hmax}$  calculados para el pozo H-43 (Figura 5.11), la presión al colapso dominante se encuentra aproximadamente a 32 MPa, con pérdida de fluido de perforación a partir de los 1200 m ( $100 \text{ kg/cm}^2$ , 9 MPa), de 1550 a 1600 m ( $130 \text{ kg/cm}^2$ , 12.74 MPa) y en la zona de ignimbritas de 1780-1800 m, con UCS bajas (30 - 40 MPa) antes del intervalo de roca *hornfels* con UCS de ( $165 \text{ kg/cm}^2$ , 16.18 MPa).

La diferencia promedio en los colapsos observados entre  $S_{Hmax}$  y  $S_{Hmin}$  es aproximadamente de 10 MPa, un indicador de alta anisotropía en el reservorio, lo cual es razonable considerando la alta variación en los esfuerzos y los cambios de orientación observados en los estudios de anisotropía y los mecanismos focales.

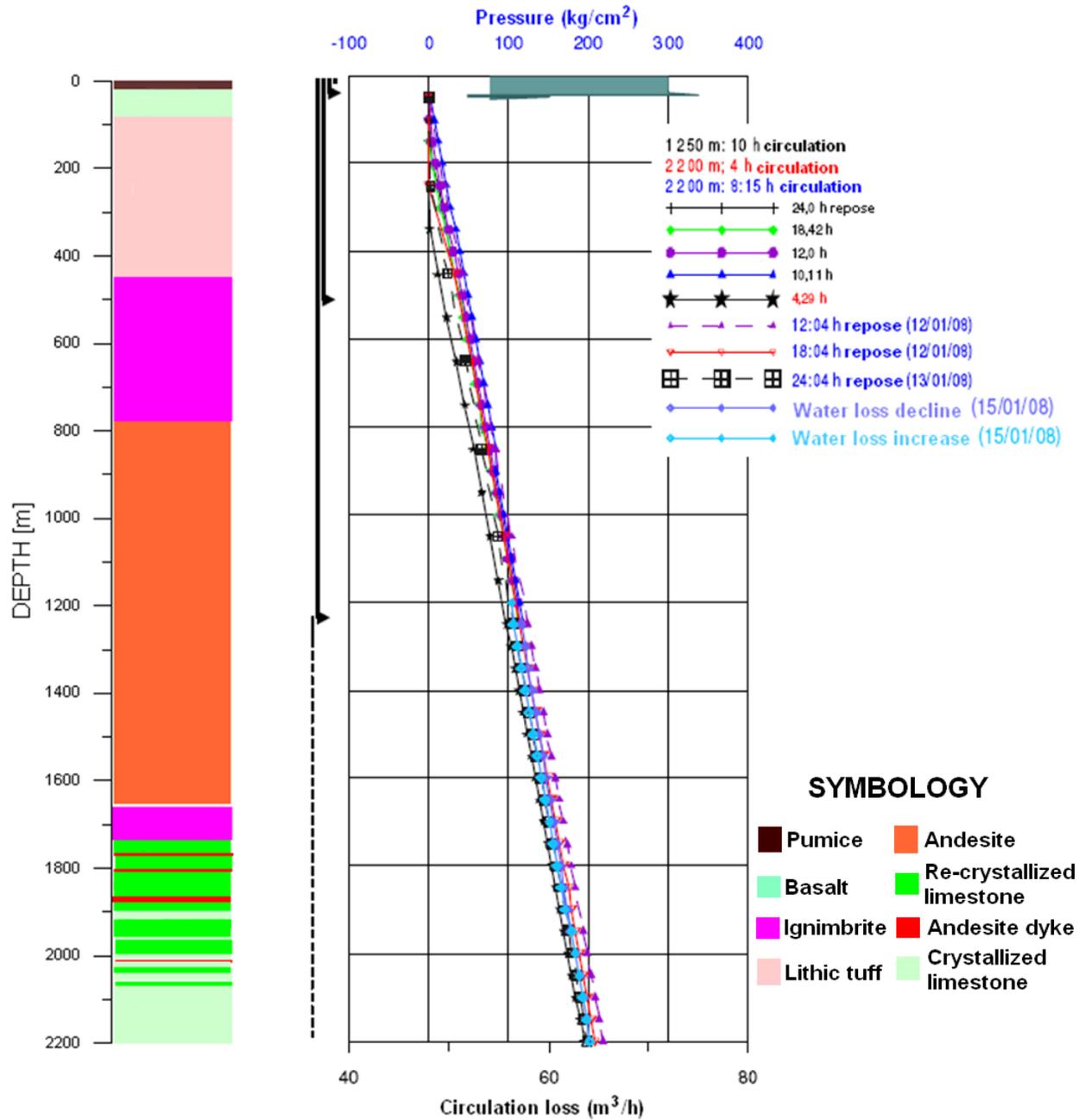


Figura 5.9 Perdidas en la circulación de fluidos durante la perforación del pozo H-43 (Lorenzo, 2008).

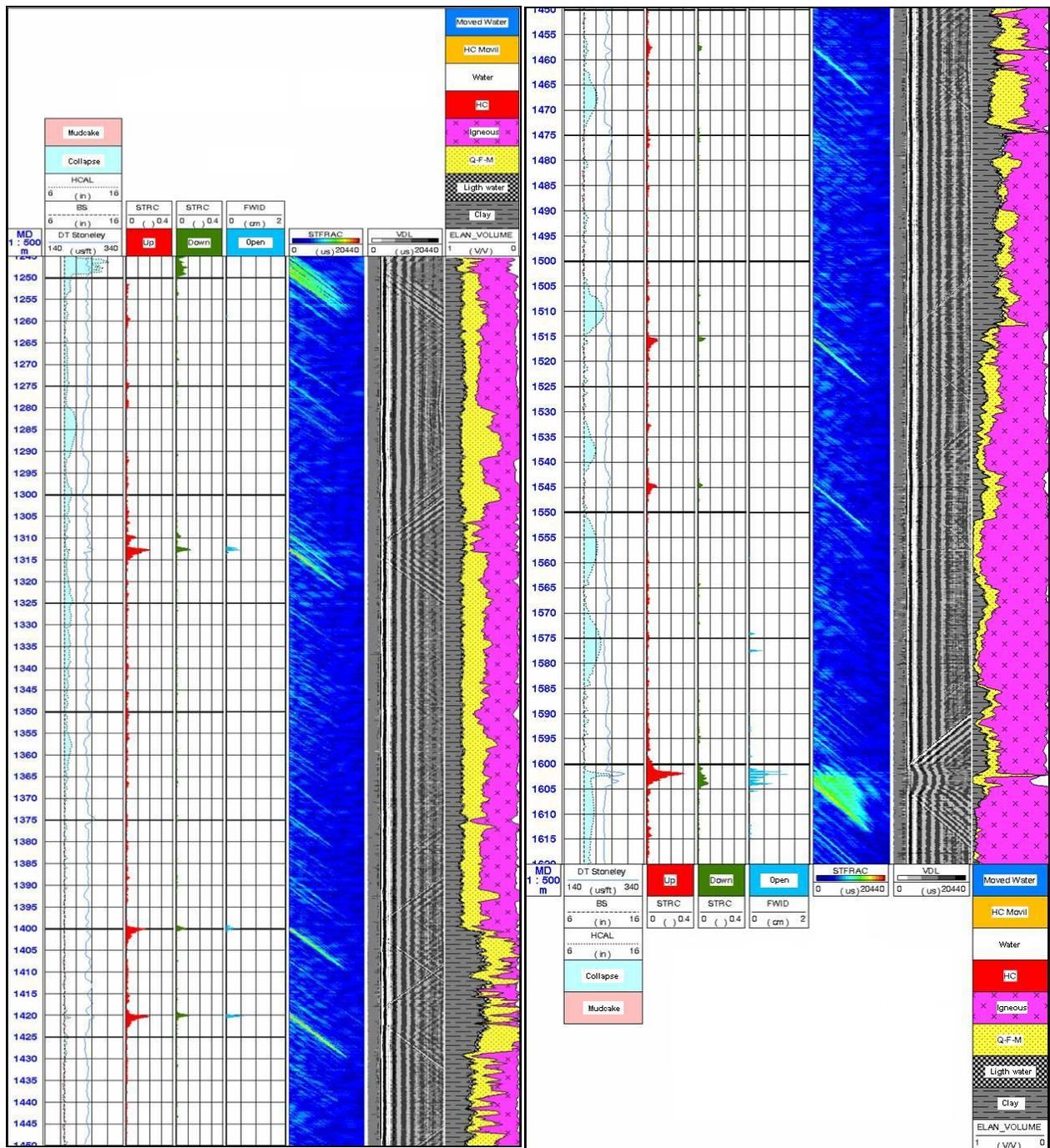


Figura 5.10 a) Interpretación onda sónica de la evaluación de la fractura del pozo Onda de Stoneley entre 1245-1450 m b) completa interpretación onda sónica de la evaluación de la fractura del pozo Onda de Stoneley entre 1450-1620 m en el pozo H- 43.

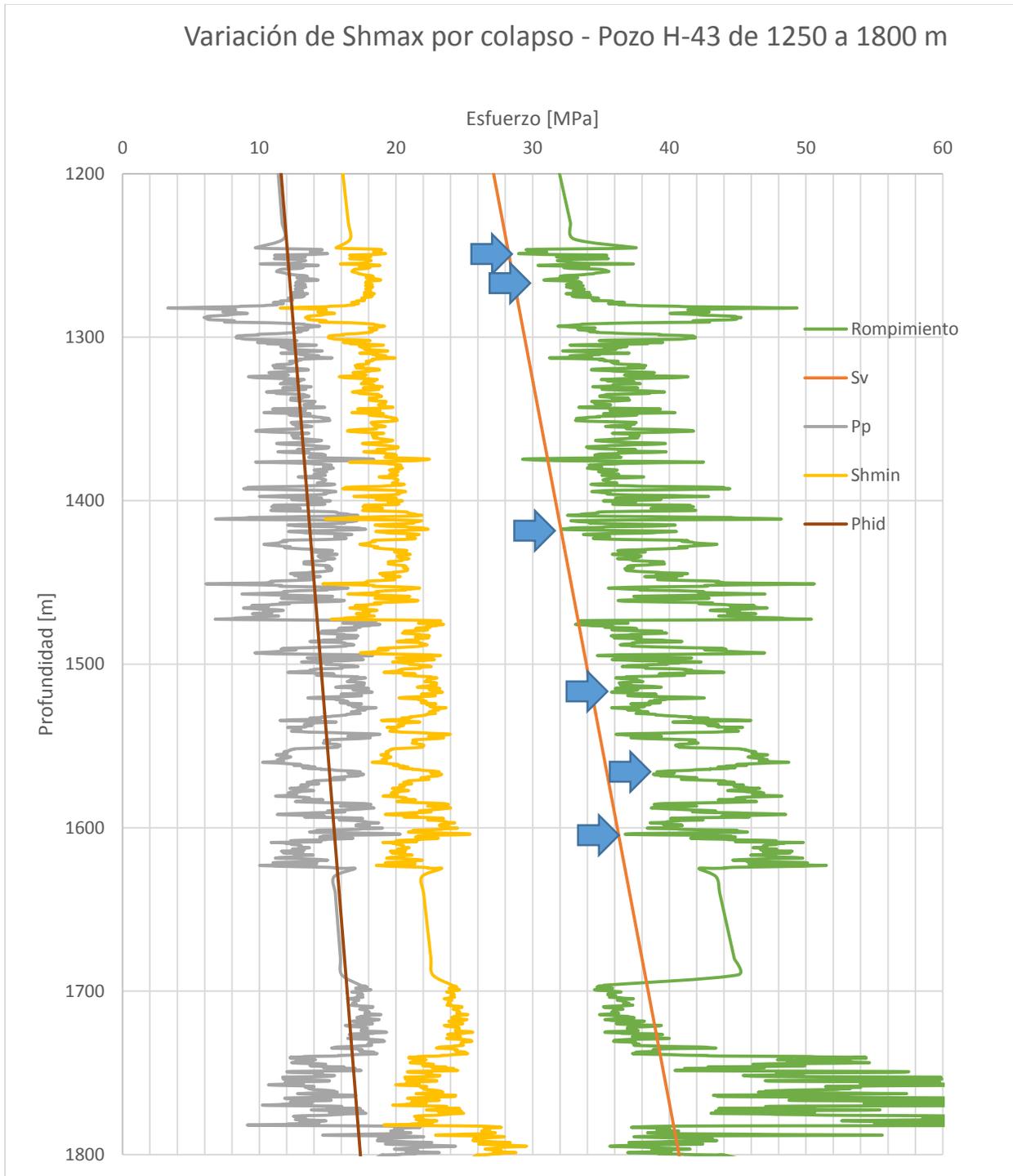


Figura 5.11 Variación de  $S_{Hmax}$  por colapso en el Pozo H-42 intervalo 1200-1800 m. En flechas azules se localizan los colapsos registrados por Lorenzo (2008). A una profundidad de 1604 m se observa un colapso con fracturamiento y permeabilidad asociada por pérdida de fluido durante la perforación.

En el caso del pozo H-42 (Figura 5.12), se observa una variación de  $S_{Hmax}$  por colapso en el Pozo H-42 intervalo 1200-2200 m, sin la información de perforación. Este tipo de análisis ante la falta de información de fracturamiento, permite enfatizar los cambios en la roca, y observar estratos o compartimentos de baja permeabilidad, por ejemplo, de 1450 a 1500 m y de 1570 a 1590 m.

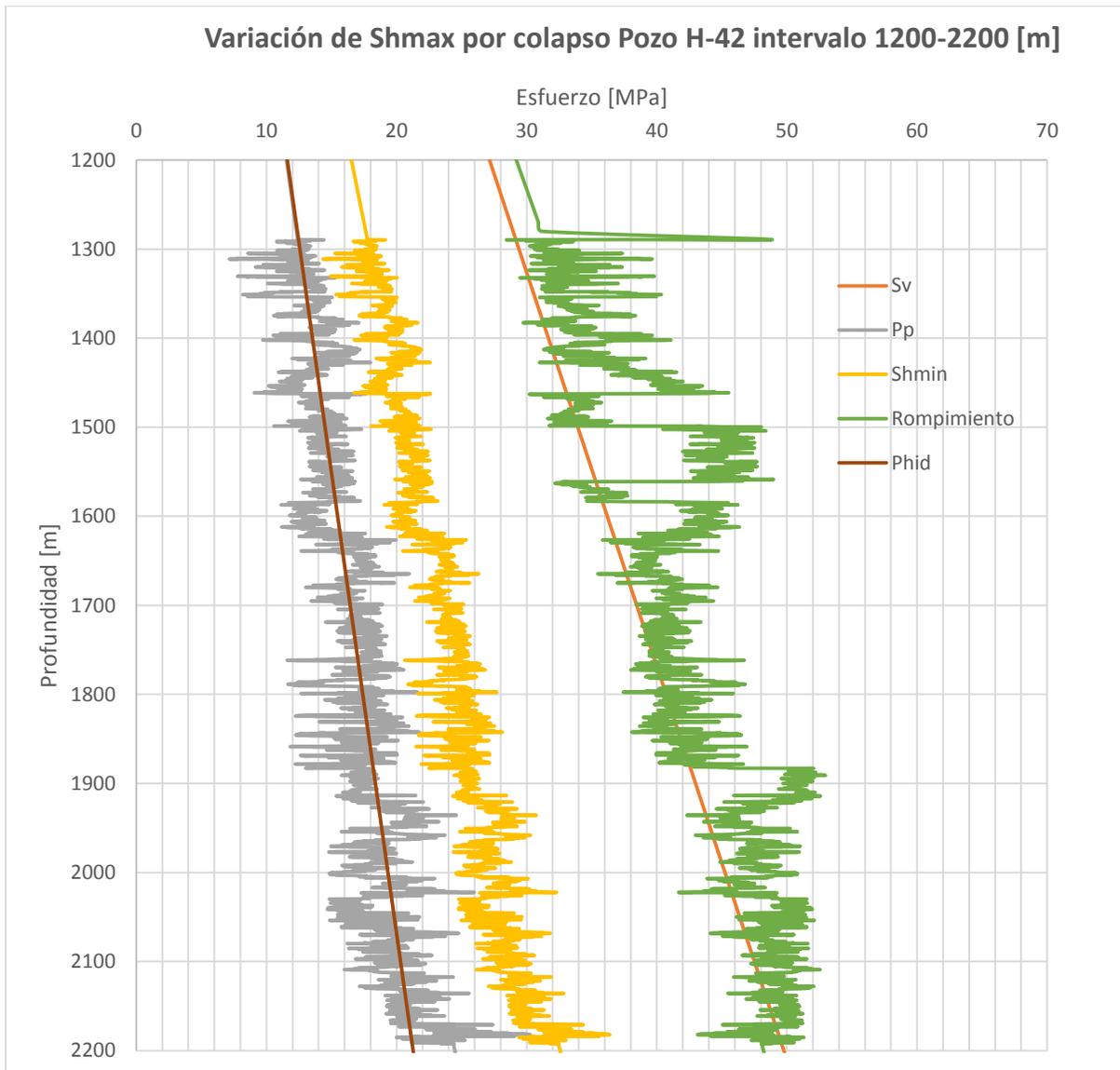


Figura 5.12 Variación de  $S_{Hmax}$  por colapso en el Pozo H-42 intervalo 1200-2200 m. Se enfatizan los cambios en la roca, posiblemente por compartimentos de baja permeabilidad en la zona de 1450 a 1500 m y de 1570 a 1590 m.

## 5.5 Análisis del Polígono de Esfuerzos

El polígono de esfuerzos frecuentemente se utiliza por su practicidad, en términos del gradiente se utiliza para la caracterización del reservorio y para diseños de perforación, ya que pueden ajustarse rápidamente a una determinada profundidad en cualquier pozo, determinar el umbral de presión permitido para evitar daños tanto en el pozo, especialmente en zonas de presión anormal, además complementado con el efecto de la temperatura en el agujero, fenómeno de gran aplicación en reservorios geotérmicos, así como la posible presencia de brotes por zonas débiles donde la roca se encuentra poco consolidada y zonas activas donde se presenta un alta densidad de fractura asociada a fallas tectónicas. Finalmente, es útil para el diseño de fracturamiento hidráulico o en el caso de pozos geotérmicos, para la estimulación por rompimiento hidrotermal.

### 5.5.1 Polígono de Esfuerzos pozo H-42

Los registros de resistividad con los cuales se generan las imágenes de pozo pueden ser limitados; las altas temperaturas en el pozo impiden la toma de registros geofísicos y es necesario efectuar un proceso de enfriamiento en el agujero, para después introducir las herramientas. En este estudio (a falta de registros de resistividad), se calculó el ángulo de Ruptura ( $W_{bo}$ , por su acrónimo en inglés) a través de un análisis de a diferentes ángulos y los límites de resistencia compresiva de la roca (UCS).

Como se ha observado el gradiente de UCS en las estimaciones por colapso y límites de fallamiento, es muy sensible a lo largo del polígono y se encuentra en un rango amplio, por lo que es recomendable ajustar los valores de acuerdo a los colapsos observados durante la perforación, calibrarlo con pruebas triaxiales o correlaciones empíricas que hayan sido verificadas. En esta tesis, a partir de la distribución estadística de la UCS estimada mediante el registro sísmico, se fijaron tres diferentes niveles en el análisis, medio (1.13 psi/pie, media), bajo (0.42 psi/pie, mínimo) y alto (2.21 psi/pie, máximo); sin presencia de brotes se considera un ángulo de cero grados donde iniciaría un colapso en el pozo. En la Figura 5.13, podemos observar

el polígono de esfuerzos general para el pozo H-42. La línea punteada color azul marca el camino del gradiente de  $S_{hmin}$ , se aprecia en la intersección con el límite de falla normal y dependiendo del intervalo, alcanzará el fallo venciendo la UCS provocando colapsos en el pozo.

El gradiente mínimo o bajo de UCS asociado al colapso del pozo y fracturas inducidas por la perforación (Figura 5.13,  $C_{eff} = 0.62$ , línea punteada color rojo) exhibe límites bajos de  $S_{Hmax}$  –relación de 2 a 3 e incrementándose de acuerdo a la profundidad–, lo que indica una alta fragilidad y facilidad para generar fracturas por tensión durante la perforación, al elevar la presión de poro en el agujero. Un valor más alto no es razonable, ya que implicaría un valor de  $S_{Hmax}$  que supera la fuerza de fricción de la corteza de la tierra.

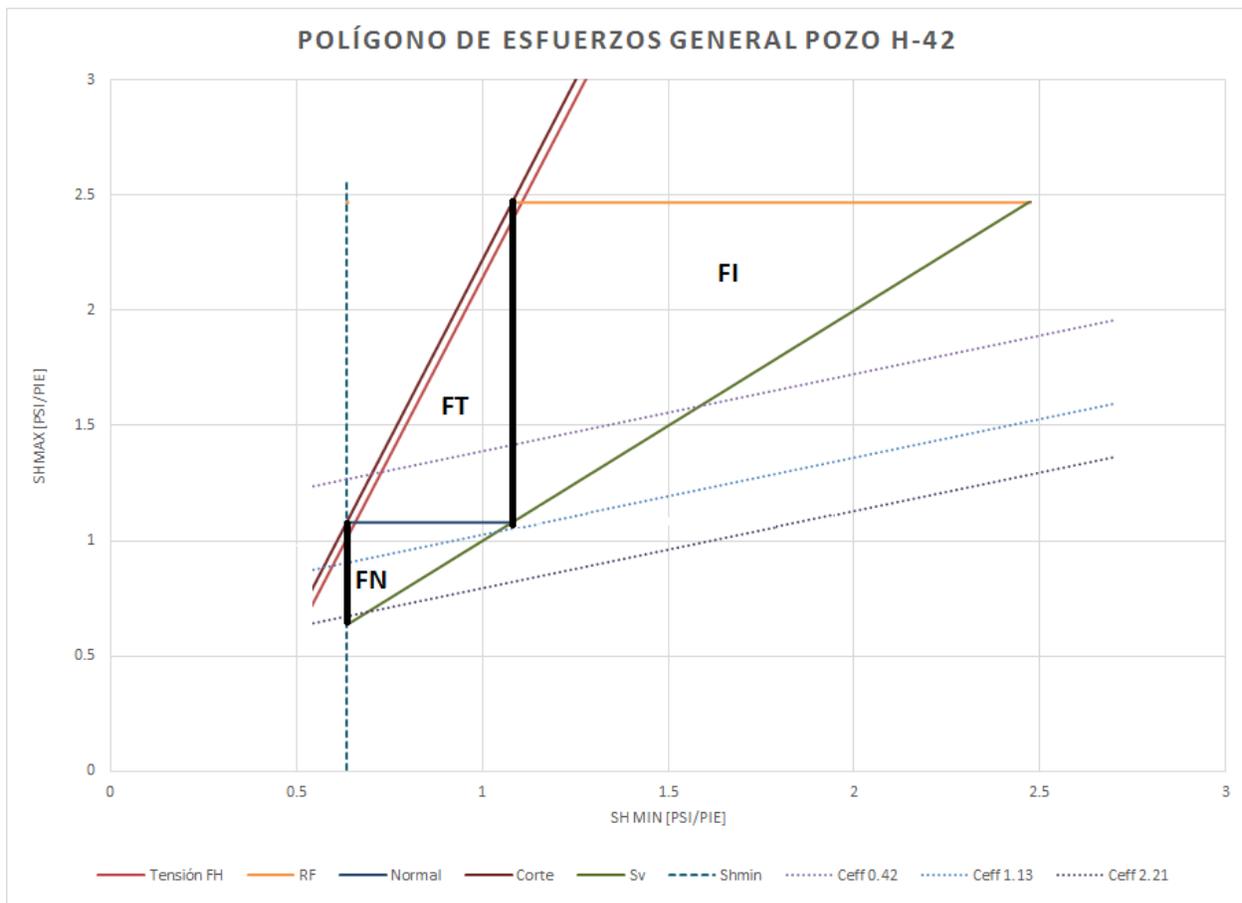


Figura 5.13 Polígono de esfuerzos general para el pozo H-42, considerando el gradiente de UCS medio, mínimo y máximo.

En la Tabla 5.2, se muestran los gradientes utilizados en la construcción del polígono de esfuerzos, despreciando la tensión y considerando el equilibrio en el pozo.

**Tabla 5.2 Parámetros utilizados en el cálculo del polígono de esfuerzos general en el pozo H-42.**

<b>Pozo H-42</b>	
	Gradiente psi/pie
<b>Pp</b>	0.42
<b>μ</b>	0.60
<b>μ rel</b>	3.12
<b>WBo</b>	0
<b>T<sub>0</sub></b>	0
<b>σΔT</b>	0.11
<b>T</b>	250
<b>ΔP</b>	0
<b>S<sub>hmin</sub></b>	0.63
<b>S<sub>v</sub></b>	1.08
<b>Ceff Bajo</b>	0.62
<b>Ceff Medio</b>	1.13
<b>Ceff Alto</b>	2.21

Se realizó un análisis de sensibilidad para observar los posibles ángulos de colapso, medidos desde el azimut de  $S_{Hmax}$  (WBo, por su acrónimo en inglés, *Wellbore Breakout*), considerando el gradiente medio de UCS (Ceff = 1.13 psi/pie), variando  $\theta_b$  en 0, 35, 40 y 45 grados (Figura 5.14). Para el caso de un ángulo de brote de cero, se considera que no hay antecedentes de colapso en el pozo.

En el pozo H-42 se observó que el régimen de fallamiento normal es alcanzado posteriormente al fallo por colapso, debido a que el esfuerzo mínimo (línea punteada color azul) cruza cualquier ángulo posible del colapso (Figura 5.14). Lo que es un indicador importante del riesgo de colapso en la perforación de este intervalo, ante el eventual cruce con un intervalo de roca con valores de UCS bajos (Ceff = 0.62 psi/pie).

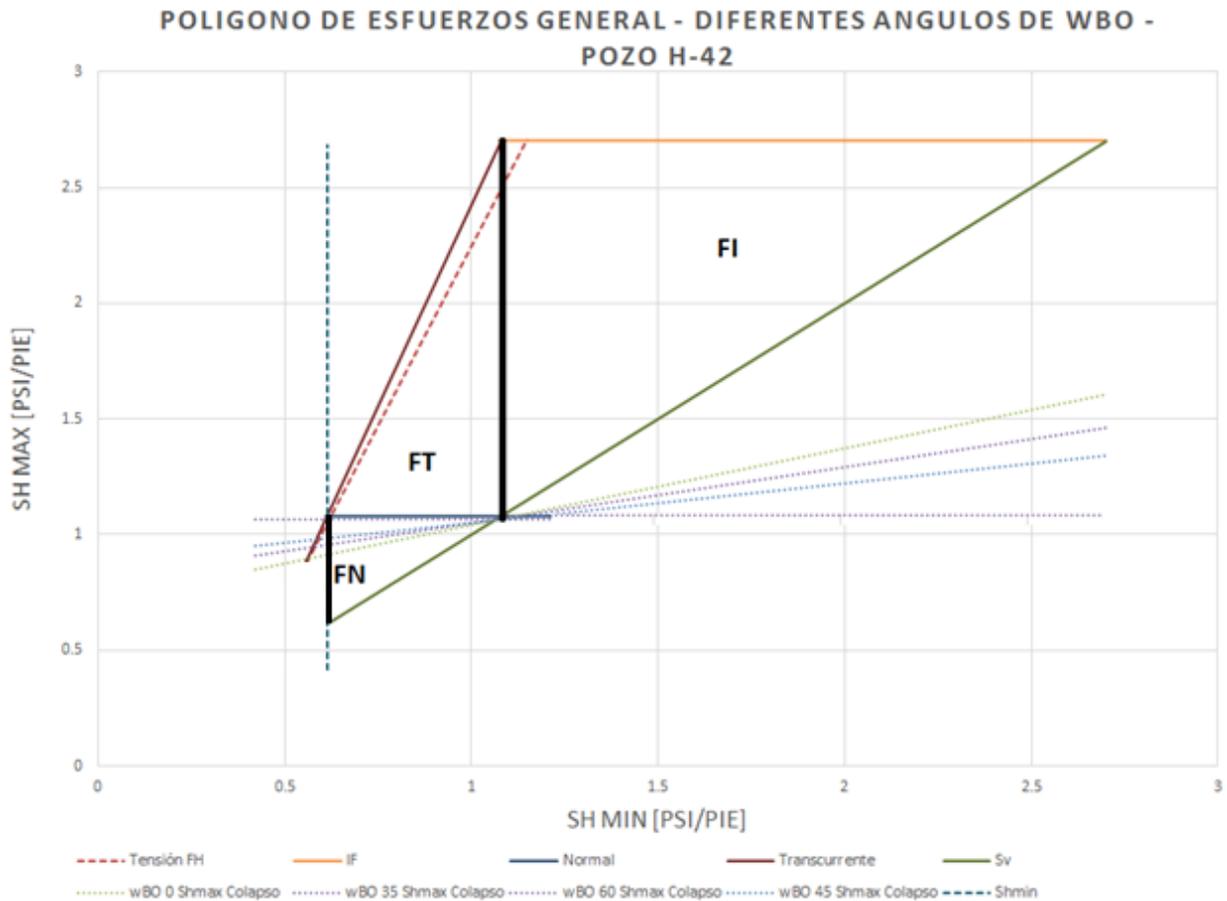


Figura 5.14 Polígono de esfuerzos general para el pozo H-43 con la variación de diferentes ángulos formados por el hipotético colapso en el pozo.

### 5.5.2 Polígono de Esfuerzos pozo H-43

En lo que respecta al polígono de esfuerzo para el pozo H-43 (Figura 5.15), presenta un efecto en los esfuerzos por la diferencia de temperatura entre el fluido de perforación y el fluido en el reservorio mucho mayor al pozo H-42 ( $\sigma^{\Delta T}=0.20$  psi/pie), esta diferencia es fácil de apreciar por la diferencia entre el límite de fallo por tensión FH y el límite de un fallamiento de corte o transcurriente (Figura 5.15, líneas rojas).

El gradiente mínimo o bajo de UCS asociado al colapso del pozo y fracturas inducidas por la perforación es bajo (Figura 5.13,  $C_{eff} = 0.62$ , línea punteada color rojo), similar al pozo H-42, lo por igual una alta fragilidad y facilidad para generar fracturas por tensión durante la perforación.



**Tabla 5.3 Parámetros utilizados en el cálculo del polígono de esfuerzos para el caso general en el pozo H-43.**

Profundidad	Gradiente psi/pie
$S_v$	1.08
$P_p$	0.41
$\mu$	0.6
$\mu$ rel	3.12
$WBo$	0
$\theta_b$	40
$T_0$	0.1
$\Delta P$	0
$\sigma^{\Delta T}$	0.20
Ceff bajo	0.62
Ceff medio	1.55
Ceff alto	4.86

### 5.5.3 Polígono de Esfuerzos en zonas de fracturamiento natural, inducido y tectónico en el pozo H-43

El esfuerzo máximo horizontal se puede delimitar a partir del análisis de los polígonos de esfuerzos, considerando la presencia de colapsos en los pozos, fracturas inducidas, naturales y fallas de origen tectónico, observados por Lorenzo (2008) en un reporte elaborado por la empresa Schlumberger, para la Gerencia de Proyectos Termoeléctricos en la CFE (Tabla 2.2).

En el caso de brotes, solo se cuentan con el registro resistivo de imagen para ciertos intervalos y no se cuenta con el registro acústico de señal, el cual permitiría con mayor exactitud el  $S_{Hmax}$  al punto de colapso.

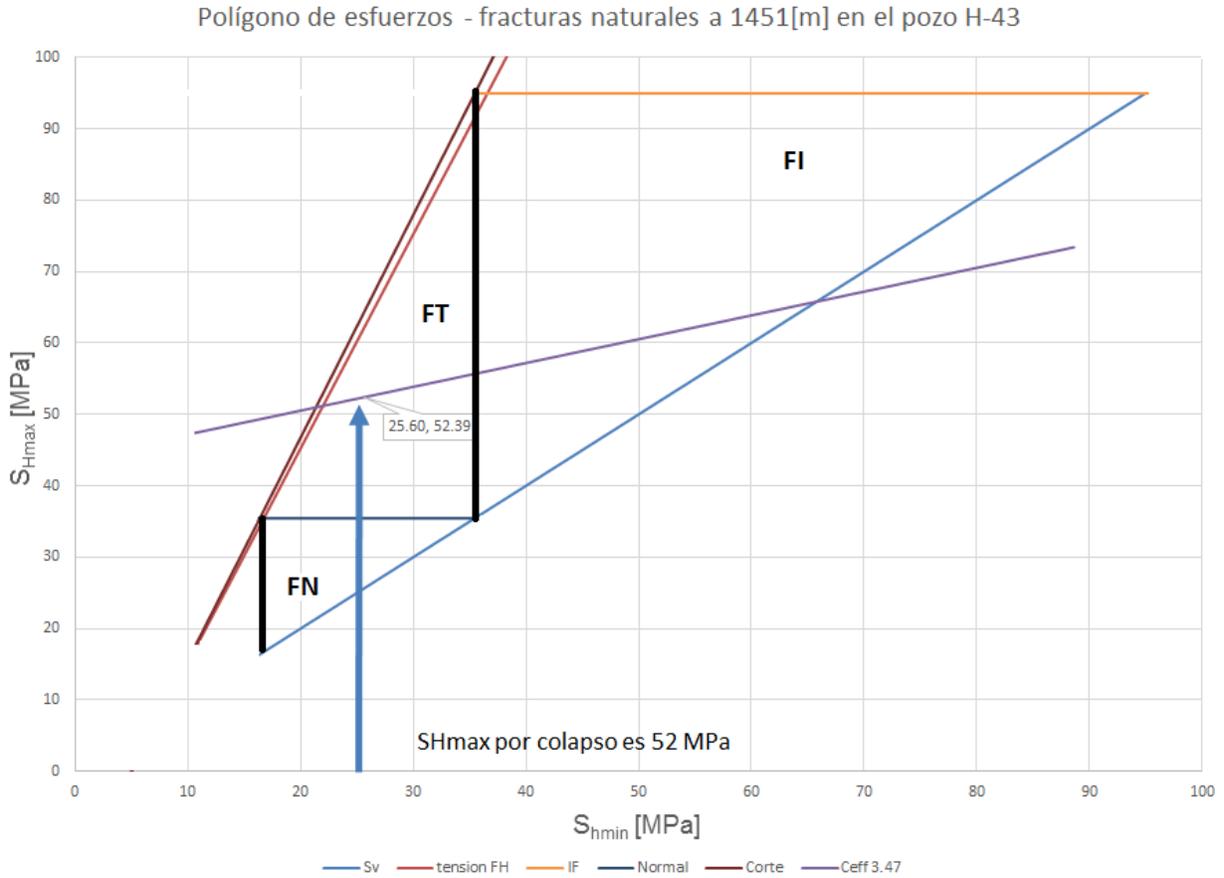
Se consideraron los polígonos de esfuerzos en los intervalos 1400, 1750, 1790 m del pozo H-43, intervalos en los que se cuenta con la posible orientación de las fracturas. Los valores utilizados en el modelo y creación de los polígonos se presentan en la Tabla 5.4. Intervalos también analizados en el capítulo anterior para determinar el origen y forma de su fallo.

**Tabla 5.4 Parámetros utilizados en el cálculo de los polígonos de esfuerzos para el caso de fracturas asociadas a una falla tectónica, fracturas inducidas y fracturas naturales, observadas en el pozo H-43.**

	Falla Tectónica 1785[m]		Fracturas inducidas 1725 [m]		Fracturas naturales 1451[m]	
	MPa	Grad psi/pie	MPa	Grad psi/pie	MPa	Grad psi/pie
<b>Profundidad</b>		1785		1451		1725
<b>Pp</b>	20.28	0.5022	10.49	0.3195	17.87	0.4579
<b>W BO</b>		30		0		30
<b>T0</b>	-4.0389	-0.1000	7.52	0.2291	4.1264	-0.1057
<b><math>\sigma^{AT}</math></b>	6.7105	0.2	5.7903	0.0856	5.6112	0.1385
<b>Ceff</b>	51.45	1.2742	94	2.8638	51.58	1.3218
<b>E</b>	25000		21572		24270	

En la Figura 5.16, se presenta el polígono de esfuerzos asociado a las fracturas naturales caracterizadas por Lorenzo (2008), la diferencia entre  $S_{Hmax}$  y  $S_{hmin}$  es significativa (25 MPa), lo que indica una alta anisotropía en los esfuerzos del reservorio. Rodríguez *et al.* 2012, observó cambios en la orientación de los esfuerzos locales con respecto a los regionales a partir del análisis de la anisotropía sísmica en las señales.

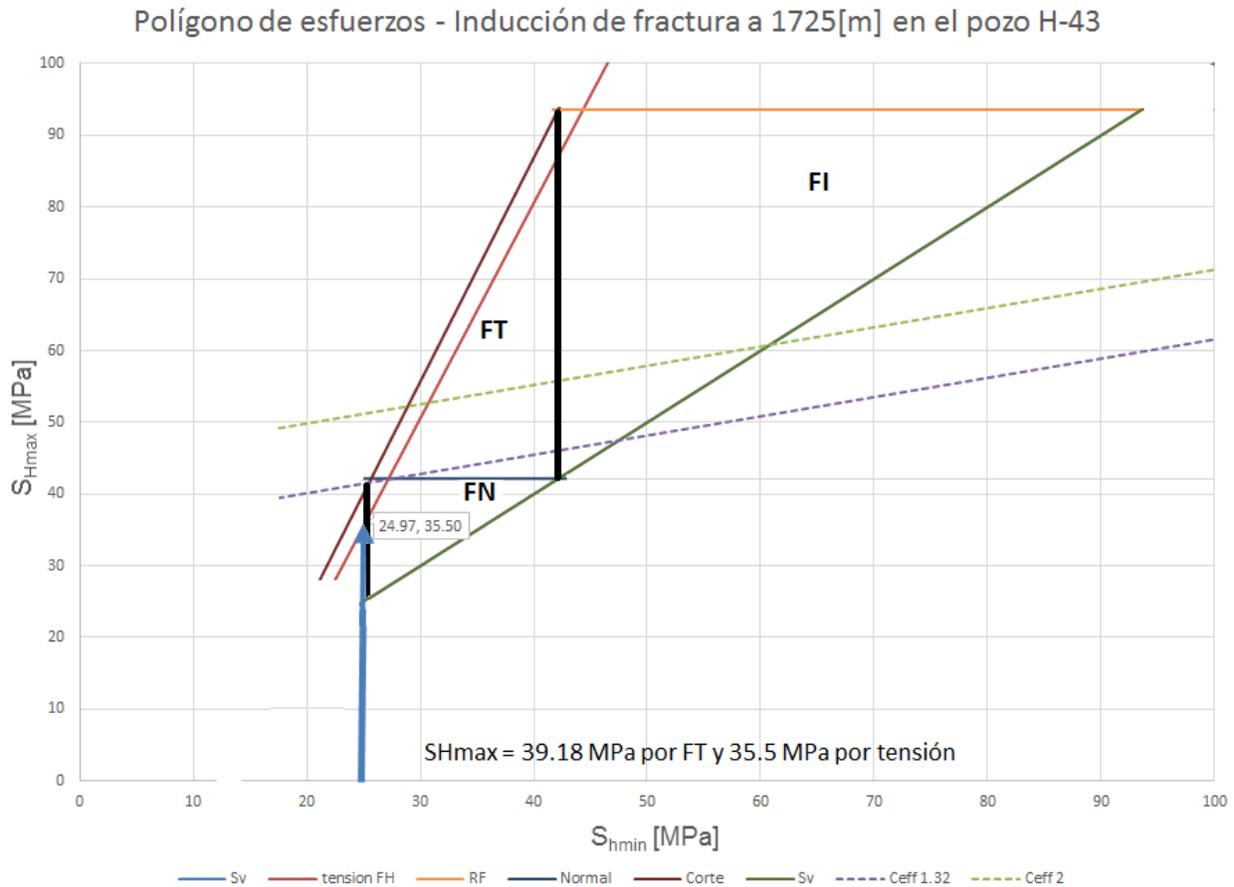
Los límites de  $S_{Hmax}$  por colapso en el pozo, relacionan la variación de temperatura entre el lodo de perforación y los fluidos presentes en la formación, como se observan en la línea naranja de la Figura 5.16, la variación es en el orden de 2 MPa, sin embargo, de acuerdo al avance en la profundidad, esta diferencia se acentúa y la ventana operacional de perforación se reducirá a valores a críticos, por la cercanía entre el gradiente del fluido de perforación en el agujero y la presión de poro en la formación, lo cual puede ocasionar diversos problemas como el colapso o inclusive el arranque del pozo.



**Figura 5.16** Polígono de esfuerzos en la zona con presencia de fracturas naturales a 1451 m en el pozo H-43. La flecha color azul señala el valor de  $S_{hmin}$  y  $S_{Hmax}$  al momento de producir una fractura por tensión.

Las fracturas inducidas por tensión en la perforación ocurren en pozos verticales cuando existe una diferencia significativa entre los dos esfuerzos horizontales. Si el peso del lodo se encuentra por encima de la presión de poro; facilitará la formación de fracturas inducidas por tensión. Debido a esto, es necesario asegurar y mantener la presión en el agujero por debajo de la presión de poro en el reservorio. La resistencia por tensión al fallo es por lo general no mayor a 3 MPa (Zoback, 2004), sin embargo, en algunos intervalos del reservorio se alcanzan valores máximos de 10 MPa (zonas altamente consolidadas), por lo que las fracturas de tensión inducidas por la perforación pueden iniciar por pequeños defectos en la pared del pozo, debido a que la fuerza necesaria para el fallo –como se ha observado en los diagramas de Mohr Coulomb– es pequeña. En la Figura 5.17, se presenta el polígono de esfuerzos para fracturas inducidas durante la perforación del pozo H-43. El esfuerzo necesario para propagar esta fractura es relativamente

pequeño, un aumento en la pared del pozo de por lo menos 13 MPa, inducirá que la fractura se propague verticalmente.



**Figura 5.17 Polígono de esfuerzos por fractura inducida durante la perforación a 1725 m.**

En el intervalo de 1780 a 1800 m se encuentran diversas fracturas asociadas a la falla tectónica La Antigua (Figura 5.18). Este intervalo presenta valores críticos debido a la pérdida de resistencia en la roca y a la influencia de la temperatura en los esfuerzos, la temperatura en este intervalo puede alcanzar hasta los 395 °C, considerando un fluido de perforación de 100 °C, la diferencia es de casi 200 °C, lo que produce un efecto de casi 6.715 MPa en el intervalo, ocasionando que el límite permisible antes del colapso se amplifique y la ventana de operación en la perforación se reduzca. La separación entre las líneas rojas (Tensión FH y fallamiento transversal) es de hasta en 7 MPa, por lo que la ventada de perforación se reduce y este intervalo debe ser manejado con extremas precauciones para evitar severos daños en el pozo.

Este intervalo también cuenta con fracturamiento y numerosa actividad sísmica asociada, no se cuenta con indicadores de permeabilidad, pero como el análisis al fallo indica, las fracturas asociadas a la falla tectónica en esta zona se encuentran abiertas al flujo y tectónicamente activas.

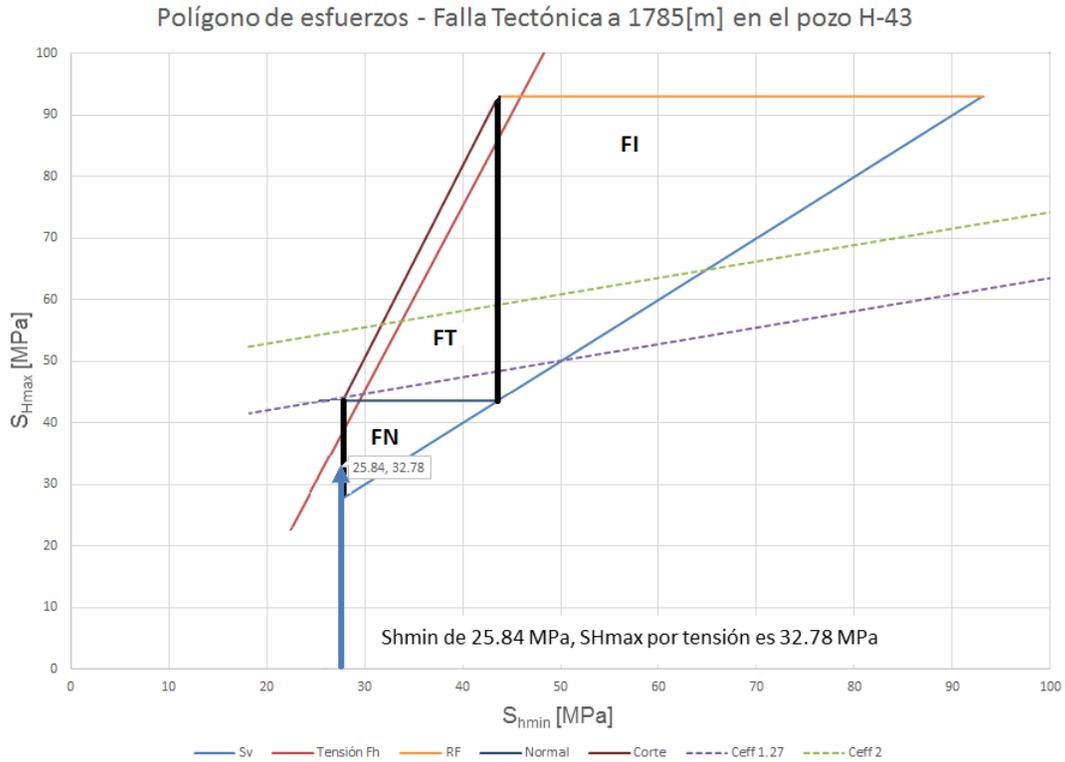


Figura 5.18 Polígono de esfuerzos en la zona con fracturamiento asociado a la falla La Antigua a 1785 m.

## 5.6 Conclusiones

El análisis de los regímenes de fallamiento en el reservorio, permite calcular los límites de magnitud esperado en los mecanismos focales, que mostraron una falla oblicua normal y normal con fallas de transcurrencia, asociados a las fallas Los Humeros y Morelia. Se confirma que los pozos H-42 y H-43, se encuentran en una zona controlada por fallamiento de tipo normal, con posible ocurrencia de un sistema de falla de corte o por transcurrencia, en ciertos intervalos que se encuentran en la frontera de ambos sistemas.

El análisis de los posibles valores de UCS a diferentes ángulos de colapso en ambos pozos, demuestran la fragilidad del agujero ante la perforación del pozo, especialmente en las zonas con fracturamiento asociado y alta temperatura, donde el colapso es factible antes del fallamiento normal.

La diferencia en promedio del  $S_{Hmax}$  al punto de colapso en el pozo y  $S_{Hmin}$  es aproximadamente de 10 MPa y de 25 MPa en el caso de fracturas inducidas durante la perforación. Esto es un indicador de alta anisotropía en el reservorio, lo cual es razonable considerando la alta variación en los esfuerzos y los cambios de orientación observados en los estudios de anisotropía sísmica y los mecanismos focales.

Se observa el efecto de la alta temperatura en los esfuerzos a través del polígono de esfuerzos, en las profundidades de los pozos donde se alcanzan las temperaturas máximas de hasta 395 °C. En el pozo H-42 la diferencia de temperatura produce un efecto de 5 MPa en el pozo a 2200 m, mientras que en el pozo H-43 a una profundidad de 1800 m produce un esfuerzo de 8 MPa. Lo que representa una ventana de operación para la perforación más estrecha, mayor riesgo de colapso, fracturamiento, daño y brotes en el pozo.

## Capítulo 6 Esfuerzos asociados a la explotación

La presión de poro cambia en el tiempo debido a la explotación, la magnitud de los esfuerzos efectiva se encuentra sujeto al efecto de la saturación en los poros, estos cambios en los esfuerzos pueden llegar al punto de rompimiento, liberando la energía en forma de un evento sísmico.

A partir de la teoría poroelástica la magnitud total de los esfuerzos horizontal puede cuantificarse. Considerando un medio poroso infinito isotrópico y plástico, con una carga compresiva horizontal, la relación entre el esfuerzo vertical y los esfuerzos horizontales efectivos, sin considerar el esfuerzo por tensión, está dada por Teufel *et al.* 1991:

$$S_{Hor} = S_{hmin} + S_{Hmax} = \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right)(S_v) + \alpha_v P \left(1 - \frac{\nu}{1-\nu}\right) \quad (6.1)$$

donde  $S_{Hor}$  corresponde a la suma total de los esfuerzos horizontales actuando perpendicular al esfuerzo vertical efectivo en MPa.

La trayectoria que pueden seguir los esfuerzos por la explotación puede visualizarse considerando que la constante de Biot y Poisson son independientes de la presión (Teufel *et al.* 1991; Chan y Zoback, 2002):

$$\Delta S_{Hor} = \alpha \frac{(1-2\nu)}{(1-\nu)} \Delta Pp \quad (6.2)$$

donde  $\Delta S_{Hor}$  y  $\Delta Pp$  es el cambio en el esfuerzo horizontal total y en la presión de poro respectivamente. Por lo tanto, la trayectoria que tomará la magnitud del cambio de los esfuerzos está dada por la solución poroelástica que define el cambio de esfuerzos con respecto a la variación de la presión de poro:

$$A = \frac{\Delta S_{Hor}}{\Delta P_p} = \alpha \frac{(1 - 2\nu)}{(1 - \nu)} \quad (6.3)$$

suponiendo que la sobrecarga es elástica. En las zonas con fracturamiento visible a partir de registros geofísicos:

$$A = \frac{\Delta S_{Hor}}{\Delta P_p} = \frac{S_{Hor_1} - S_{Hor_2}}{P_p - P_{p \text{ al fallo}}} \quad (6.4)$$

El  $\Delta S_{Hor}$  calculado en el intervalo de 1789 m en el pozo H-43 con presencia de fracturas asociadas a la falla La Antigua es de 1.34 MPa.

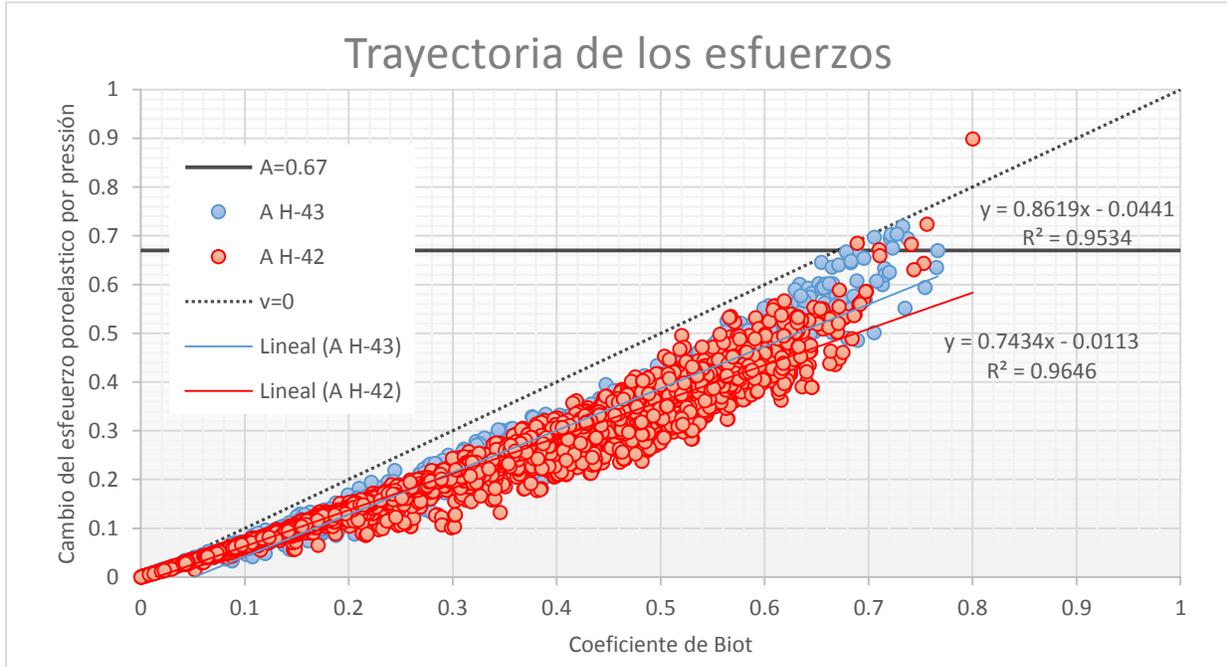
### 6.1 Inducción de fractura por producción

El reservorio se encuentra en un ambiente tectónico en equilibrio dominado por fallas normales. Zoback (2004), introduce la relación del ángulo de fricción [ecuación (5.1)] en los límites de la teoría de las rocas [ecuación (5.2)], pero ahora considerando el equilibrio en los esfuerzos horizontales se obtiene lo que se conoce como la constante poroelástica:

$$A = 1 - \frac{1}{[\sqrt{(\mu^2 + 1)} + \mu]^2} \quad (6.5)$$

Para de un ángulo de fricción en un régimen de falla normal ( $\mu = 0.6$ ), la constante de cambio poroelástico es 0.67. El cambio de esfuerzo poroelástico por presión para cada intervalo medido en los registros geofísicos se presenta en la Figura 6.1; se observa que la gran mayoría de las mediciones se encuentra en equilibrio en una zona estable, superando el límite de fallo normal se encuentran dispersos algunos intervalos, lo que exhibe zonas de bajo índice de fracturabilidad y fácil propagación de fractura asociada a esfuerzos normales en el reservorio. También se

observa un intervalo superando el límite de Poisson de cero, posiblemente a un error en el registro o una roca con propiedades anómalas, la cual le permite absorber un esfuerzo sin deformarse. La linealidad en los modelos exhibe un coeficiente de correlación de 95 y 96%, por lo que el pronóstico de inestabilidad es viable.



**Figura 6.1** Cambio de esfuerzos poroelástico y coeficiente de Biot estimados en intervalo medido en el registro petrofísico para los pozos H-42 (puntos naranjas) y H-43 (puntos azules), así como la tendencia y ecuación lineal de cada uno. El límite de estabilidad poroelástica en línea negra para  $A=0.67$ . En una línea punteada color negro, se presenta el límite de deformación transversal a partir del coeficiente de Poisson igual a cero.

La trayectoria lineal de los esfuerzos en el campo exhibe una tendencia inestable, por lo tanto, es susceptible al fallamiento normal por explotación del reservorio. En la Figura 6.2 para el pozo H-43 (línea azul punteada), la tendencia en las mediciones indica una mayor deformación poroelástica y mayor inestabilidad en relación al pozo H-42 (línea roja punteada).

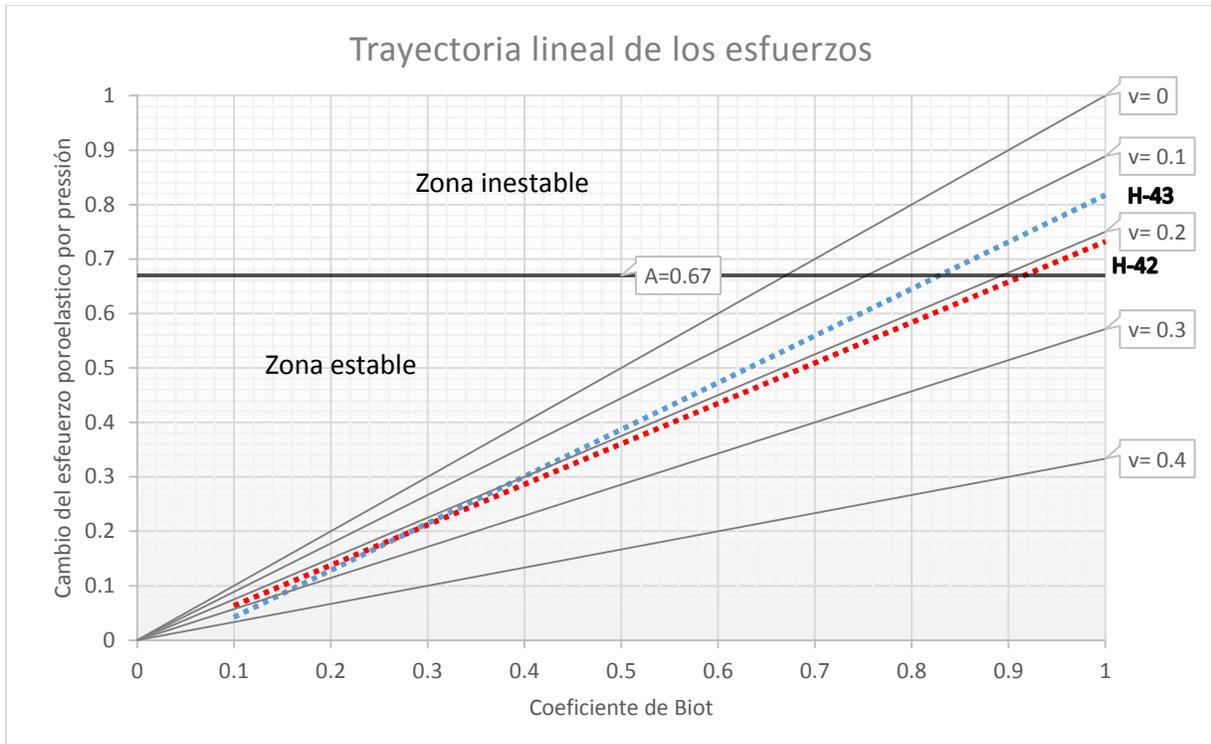
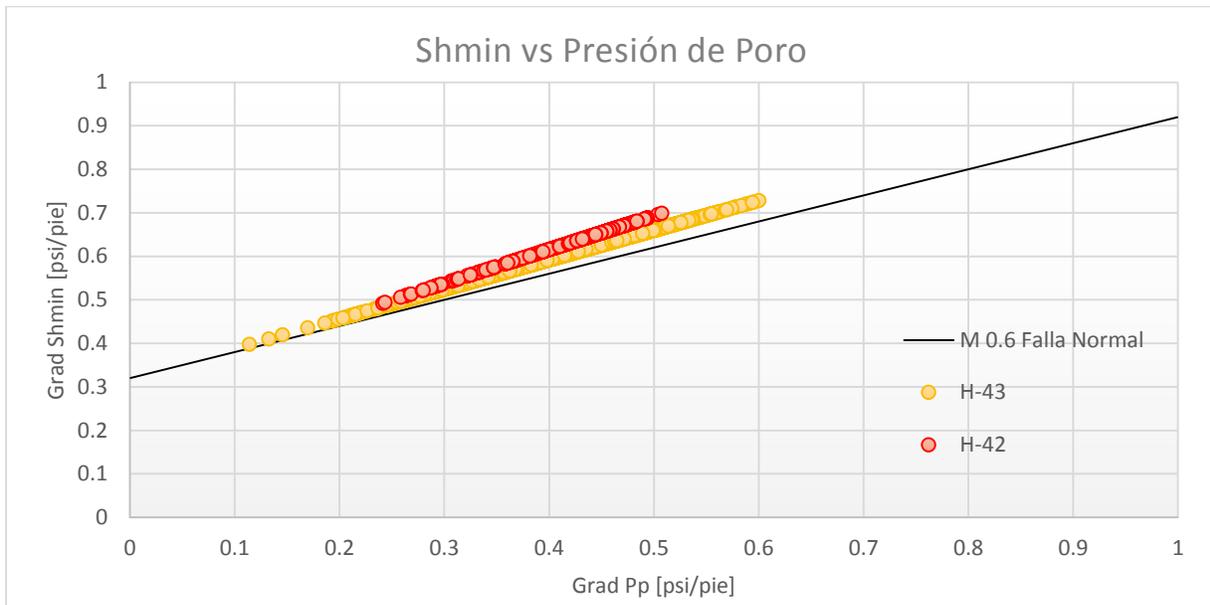


Figura 6.2 Trayectoria lineal de los esfuerzos de los pozos H-42 y H-43 con respecto a las diferentes constantes de Poisson en el reservorio.

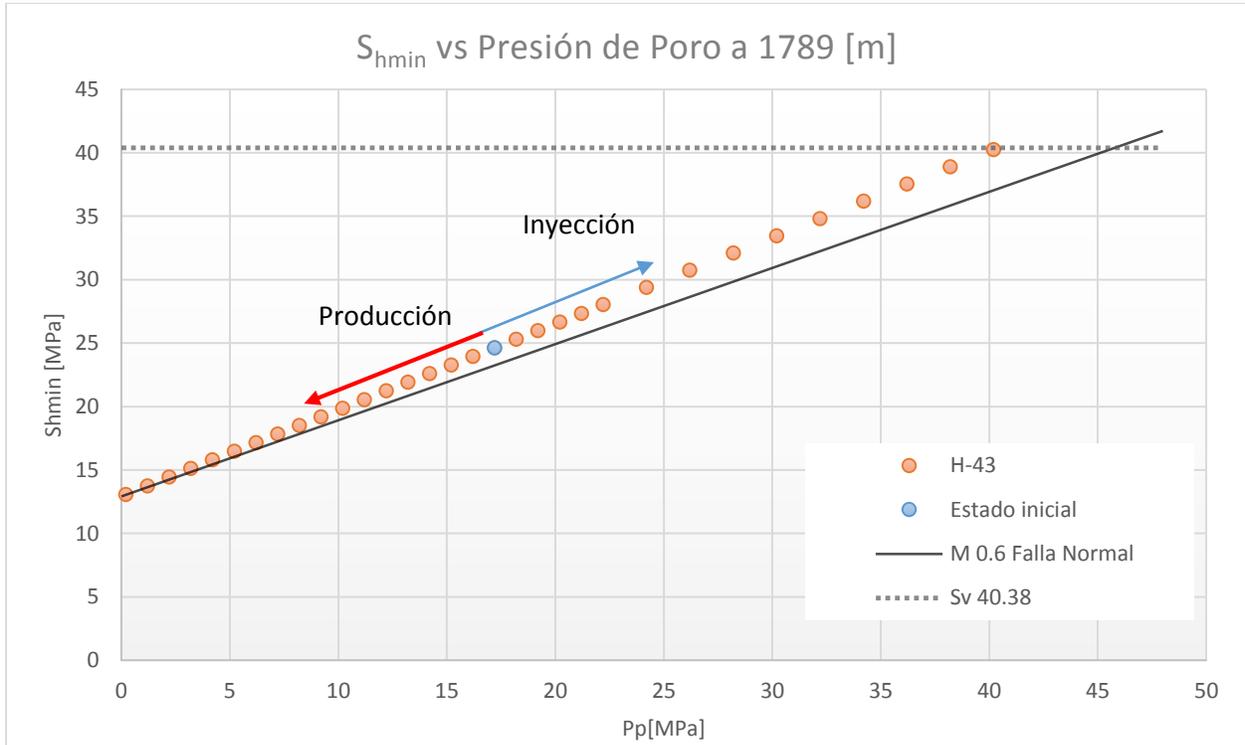
Normalizando la caída de esfuerzo con respecto al esfuerzo vertical se obtiene el estado de los esfuerzos en el reservorio. En la Figura 6.3, se puede observar que el pozo H-43 se encuentra en equilibrio por encima del límite de falla normal. La zona inestable en el pozo a 1281 m, se encuentra en los límites de falla normal, por lo que la propagación e incluso fracturamiento adicional es inminente. El pozo H-42 se encuentra estable.



**Figura 6.3 Variación de los gradientes del esfuerzo mínimo horizontal y la presión de poro, el esfuerzo de sobrecarga ( $S_v = 1.08$  psi/pie), delimita la frontera superior del fracturamiento por inyección de fluidos. Los puntos en color rojo y amarillo, representan los gradientes de  $S_{hmin}$  y Pp en cada medición del registro sísmico, para el pozo H-42 y H-43, respectivamente.**

El cambio de la Pp por inyección y producción en el reservorio suponiendo una roca en comportamiento poroelástico, en la zona con fracturamiento asociado directamente a una falla tectónica se presenta en la Figura 6.4; el límite antes del colapso por inyección se encuentra aproximadamente a 40 MPa. En la producción del reservorio no se espera fracturamiento asociado de acuerdo al modelo y reducción en la Pp, sin embargo, alteraciones debidas a los pozos inyectoros que se encuentran a 300 m de distancia, pueden producir un aumento en la presión de poro y reducir la ventana de operación, propagar la fractura y actividad en la falla.

De acuerdo a estudios de conectividad en el reservorio, se ha observado comunicación a través de la red de fracturas, pero no alteraciones en los regímenes de producción (Iglesias *et al.* 2015).



**Figura 6.4** Límites de fracturamiento asociado a la inyección y producción, en un régimen de falla normal, en el caso del campo La Antigua. La línea punteada color negro, marca el límite del esfuerzo de sobrecarga para producir una fractura normal. La línea negra, marca el límite inferior para producir también una fractura asociada al fallamiento normal ( $A = 0.67$ ).

Esta relación puede asociarse al cambio en la presión de poro como se ha discutido en los capítulos previos e identificar zonas débiles. Un aumento de 2 MPa en las zonas cercanas a la falla La Antigua puede producir sismos de hasta 2.8 grados de Md, por conducto del aumento en la presión de poro y reducción de los esfuerzos horizontales ( $S_{Hmax} - S_{hmin} = 10$  MPa), esta caída puede producir sismos de hasta 3 grados de Md, en el escenario de una eventual inyección como se discutirá en el siguiente inciso.

El desplazamiento de las envolvente de fallo en el modelo de Mohr-Coulomb de las fracturas tectónicamente activas, asociadas a la falla La Antigua en el intervalo de 1780-1805 m en el pozo H-43 (Figura 6.5), puede soportar hasta un incremento de 8 MPa (semicírculo verde, esfuerzo

efectivo normal de 0 MPa) antes de fracturarse nuevamente, desde el estado actual del intervalo (semicírculo verde, esfuerzo efectivo normal de 8.19 MPa), también puede producir una caída en la Pp producto de la extracción de hasta 8 MPa (semicírculo rojo, esfuerzo efectivo normal de 16.87 MPa) y mantenerse en apertura total, posteriormente, la fractura comenzará a ceder ante el esfuerzo de sobrecarga y comenzará su cierre.

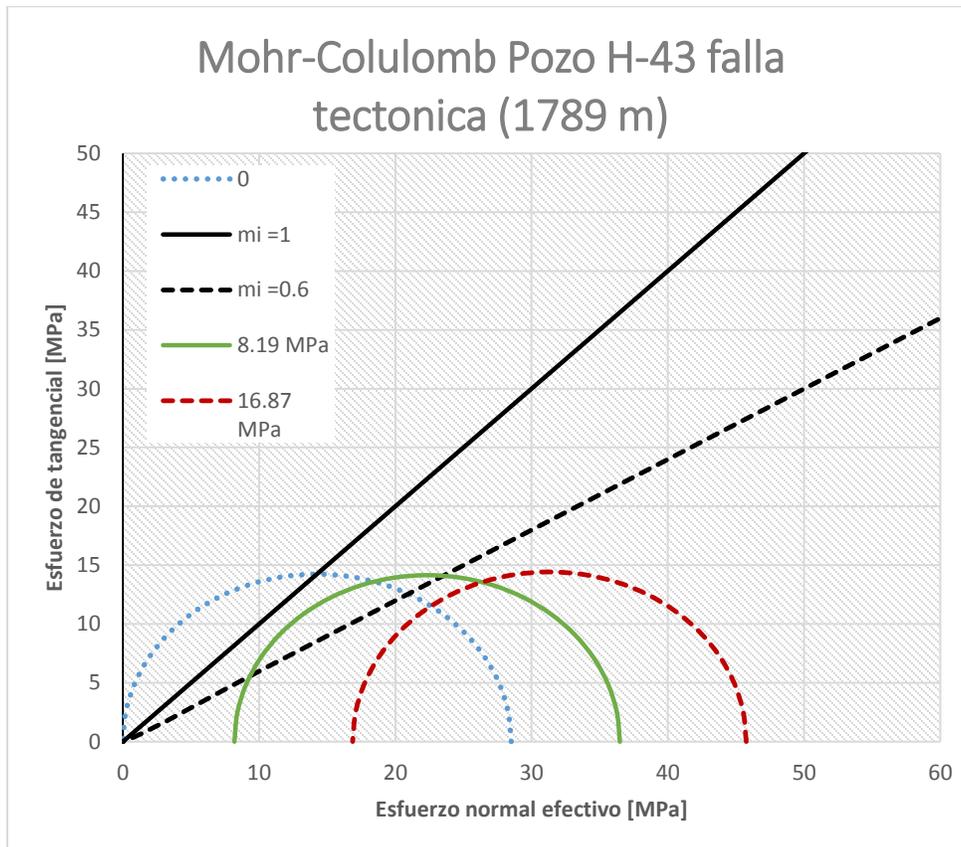


Figura 6.5 Diagrama de Mohr-Coulomb considerando desplazamiento en la Pp por conducto de la inyección y producción, en las fracturas asociadas a la falla tectónica La Antigua, con un buzamiento aproximado de 70° MPa El estado actual de las fracturas (semicírculo verde, esfuerzo normal efectivo de 8.19), en el caso de un incremento por la inyección y suponiendo un aumento de 8 MPa en la Pp (semicírculo punteado azul). Finalmente, el estado de la fractura ante una disminución de 8 MPa por conducto de la extracción de fluidos.

## 6.2 Magnitud de la sismicidad y la caída de esfuerzos

La caída de esfuerzos produce perturbaciones en las rocas de acuerdo a sus propiedades puede o no producir un deslizamiento o fracturamiento como se ha discutido previamente, eventualmente si la caída de esfuerzos produce un ángulo de deslizamiento, se producirá un evento sísmico, liberando presión y energía, proporcional a la magnitud del evento. Este análisis permitirá conocer límites de posibles magnitudes y asociar ciertos eventos a labores de explotación o actividad de fallas en el basamento del campo por debajo de los 2.5 km de profundidad.

A partir de magnitud de momento definida por Aki (1966), un evento sísmico genera un desplazamiento en la roca proporcional a su módulo de cizalla y relativo al tamaño de la falla o fractura que lo produce:

$$M_0 = G * D * S \quad (6.6)$$

donde  $M_0$  es la magnitud de momento en dyn/cm,  $G$  es el módulo de cizalla en GPa y  $S$  el tamaño de la fractura o falla que lo produce en centímetros. Esta magnitud de momento está asociada a la energía liberada (Aki, 1969; Hanks y Kanamori, 1979), por la relación entre la energía radiada que libera el rompimiento y la eficiencia sísmica:

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{n(t)}{G} \quad (6.7)$$

donde  $E_s$  es la energía liberada en dyn/cm,  $n(t)$  es la eficiencia sísmica en dyn/cm<sup>2</sup>. La eficiencia sísmica está dada por:

Por lo tanto, el momento sísmico generado por el sismo asociado a la energía liberada, por Kanamori (1977):

$$E_s = \frac{\Delta\sigma}{2G} M_0 \quad (6.8)$$

donde  $\Delta\sigma$  es la caída de esfuerzos que produce el sismo en MPa.

La magnitud de duración puede asociarse directamente a la magnitud local y la magnitud de momento empleando correlaciones empíricas. Hanks y Thatcher (1975) –a partir de la medición de eventos locales ( $3 < M_L < 7$ ,  $5 < M_L < 7$ ) –, relacionó la magnitud de Richter con la magnitud de momento para sismos observados en la falla de San Andrés, en California, EUA:

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1 \quad (6.9)$$

y

$$\log M_0 = 1.5 M_L + 16 \quad (6.10)$$

por lo tanto, la magnitud Md o  $M_L$  puede escribirse en términos del momento sísmico:

$$M_L = \left(\frac{2}{3}\right) \log M_0 - 10.7 \quad (6.11)$$

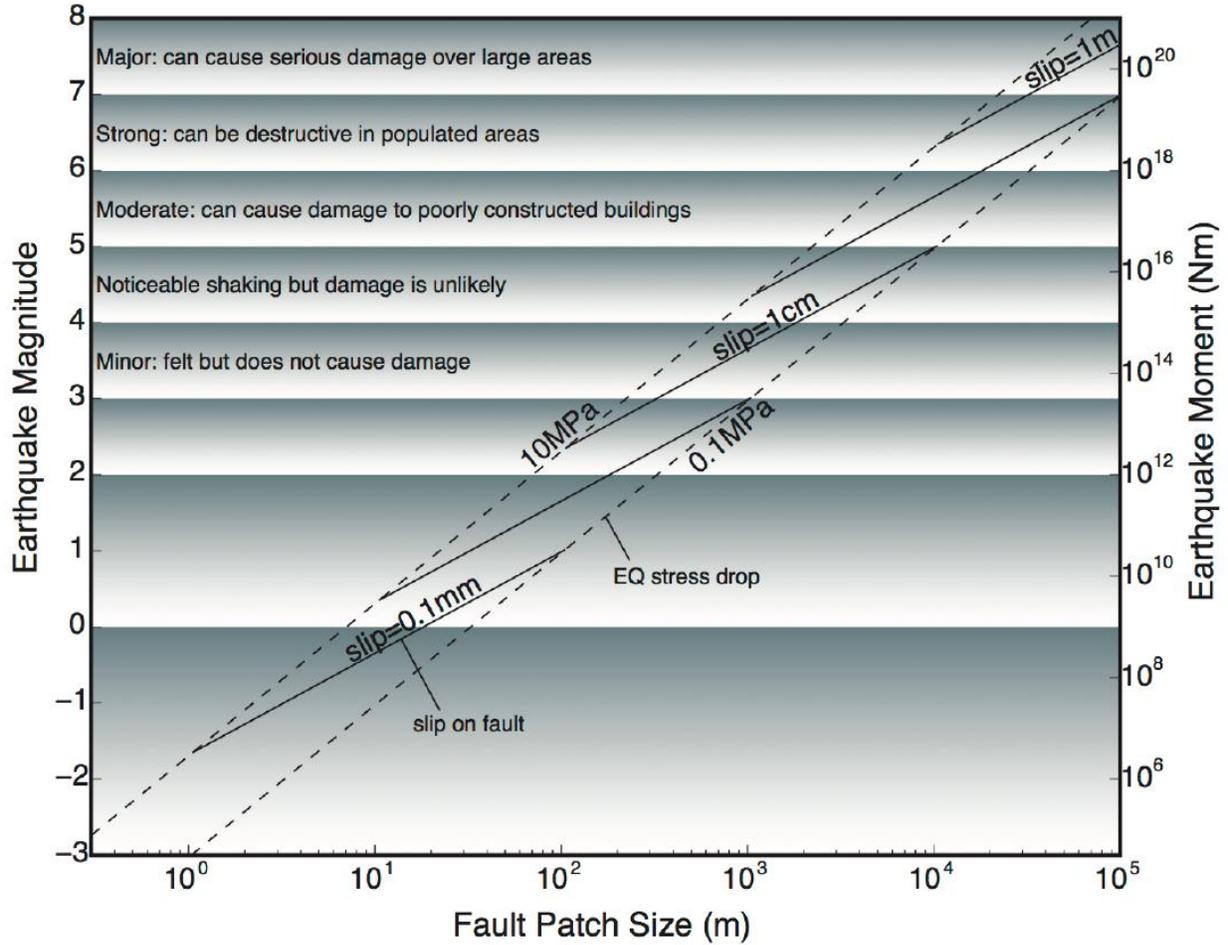
O en términos de la magnitud de momento:

$$M_w = 1.5 M_o - 6.03 \quad (6.12)$$

## Capítulo 6. Esfuerzos asociados a la explotación

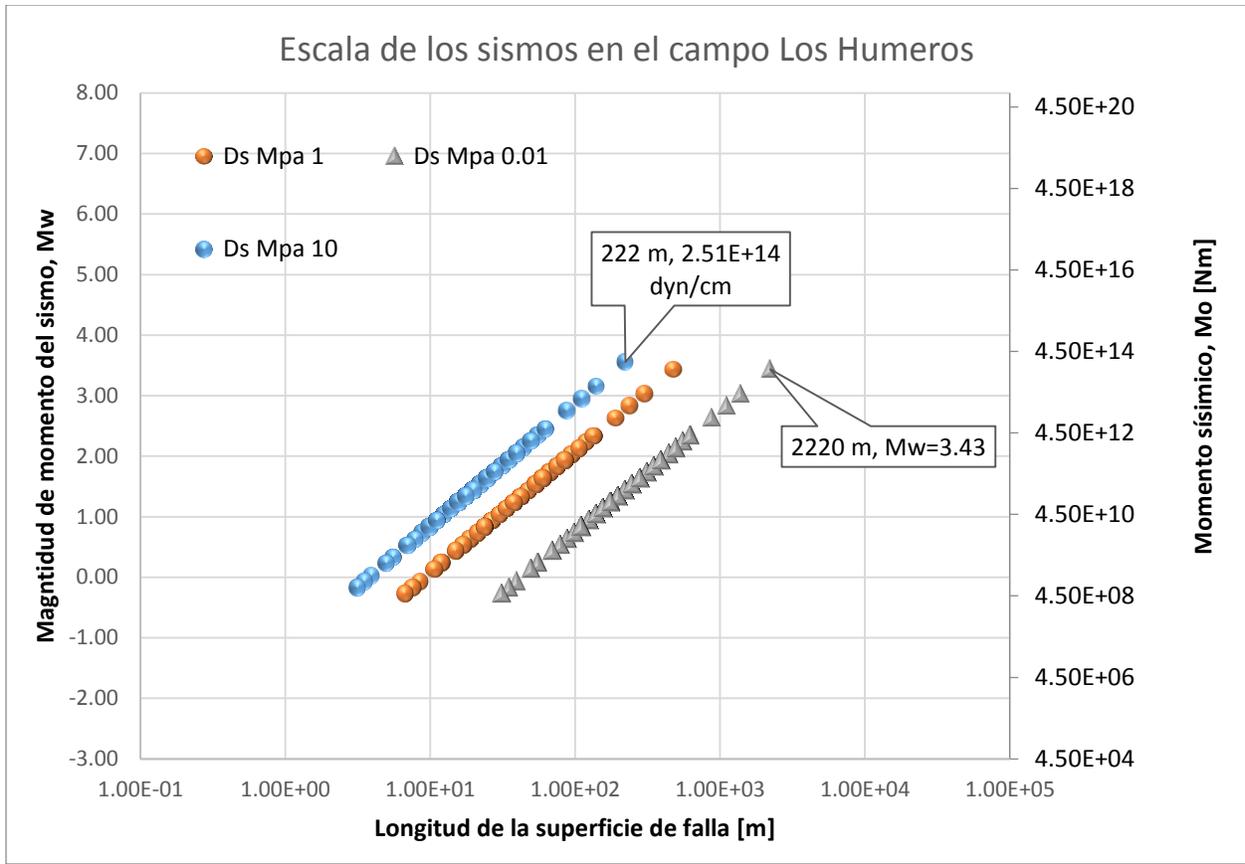
Lee *et al.* 1972, extendió la relación de la magnitud de duración a eventos locales de magnitudes menores a 3. En Los Humeros, la ecuación fue calibrada a condiciones del campo por Antayhua (2007), como se ha descrito en el Capítulo 2.

La caída de esfuerzos en los sismos superficiales no sobrepasa los 10 MPa de acuerdo a los estudios de Kanamori (1977), por lo tanto, la magnitud de duración y momento sísmico, puede asociarse a una determinada falla de longitud variable en términos del tamaño de deslizamiento y las magnitudes. En la Figura 6.6, se presenta la escala de los parámetros que generan un sismo, asociado a la magnitud de momento, el deslizamiento y la superficie de la falla, realizado por Walters *et al.* (2015) a partir de los estudios de Kanamori (1977), con sismos detectados en la corteza terrestre.



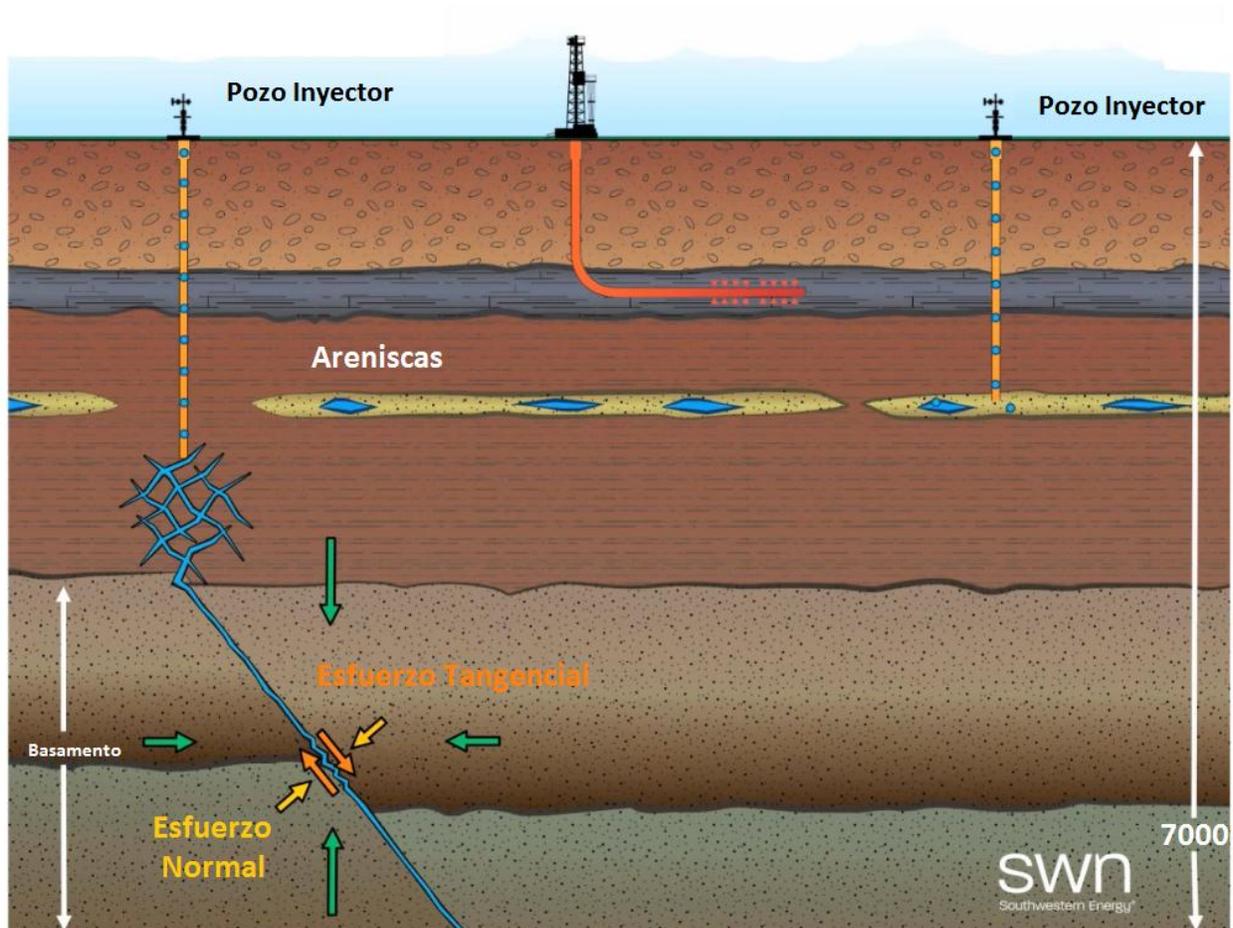
**Figura 6.6** Escala de los parámetros que generan un sismo y la relación entre su magnitud y el tamaño del deslizamiento de la falla que lo originó (Walters *et al.* 2015).

En el campo Los Humeros considerando un caída en los esfuerzos de 0.01, 1 y 10 MPa (Figura 6.7), se observa que los sismos del 21 de enero del 2002 ( $M_d = 3.2$ ) y del 8 de febrero del 2016 ( $M_w=4.2$ ), este último bautizado por Lermo *et al.* 2016 como “El Temblor de Los Humeros”, se encuentra asociados a una estructura aproximadamente de 400 m para una caída de 1 MPa, el evento de mayor magnitud registrado dentro del campo en la historia del monitoreo sísmico, a 1.7 km de profundidad en la zona del reservorio inferior.



**Figura 6.7 Magnitud de duración y la caída de esfuerzo para los 403 sismos seleccionados para el estudio del campo. La media y mayor frecuencia se encuentra entre uno y dos grados. En los cuadros se presentan el valor de máximo de la caída de los esfuerzos asociados a la magnitud de momento.**

En condiciones de producción, la Pp disminuye y la sismicidad asociada es mucho menor a la esperada en una inyección; la mayor cantidad de sismicidad se encuentra en el basamento, pero con discreta actividad en el reservorio, una evidencia de la percolación de fluidos del reservorio por conducto de las fallas tectónicas activas hacia el basamento. En la Figura 6.8, se puede observar el mecanismo en que los fluidos son transportados a profundidades de hasta 7 km por estructuras geológicas, como las fallas que se encuentran cercanas a los pozos inyectoras en el campo. Considerando que las fracturas asociadas a la falla La Antigua se encuentran tectónicamente activas, son conductoras y presentan un posible deslizamiento de hasta 1 cm.



**Figura 6.8** Esquema en el cual los fluidos inyectados son conducidos al basamento a través de fallas activas generando un deslizamiento con un determinado esfuerzo normal y tangencial (Modificado de Southwestern Energy, 2015).

En la Figura 6.9, se presentan los sismos separados por una línea roja, la cual indica el límite de producción en la zona de alimentación de fluidos geotérmicos; la mayoría de la actividad sísmica cronológicamente se encuentra en la zona del basamento, con sismos de menor magnitud en la zona de producción (Figura 6.10), lo que indica que la sismicidad asociada a la explotación en la zona superficial no representa riesgo alguno a la integridad del campo, sin embargo, es necesario considerar el aumento en la presión de poro en el basamento. La magnitud y caída de esfuerzos permite determinar el límite máximo de presión en la explotación y evitar ritmos de inyección que generen sismos mayores a 4 grados, los cuales podrían afectar la infraestructura del campo y poblaciones cercanas. Esta zona e intervalo representa una

importante zona permeable, en la cual se puede esperar fracturas asociadas al deslizamiento de falla por lo menos de 1 cm.

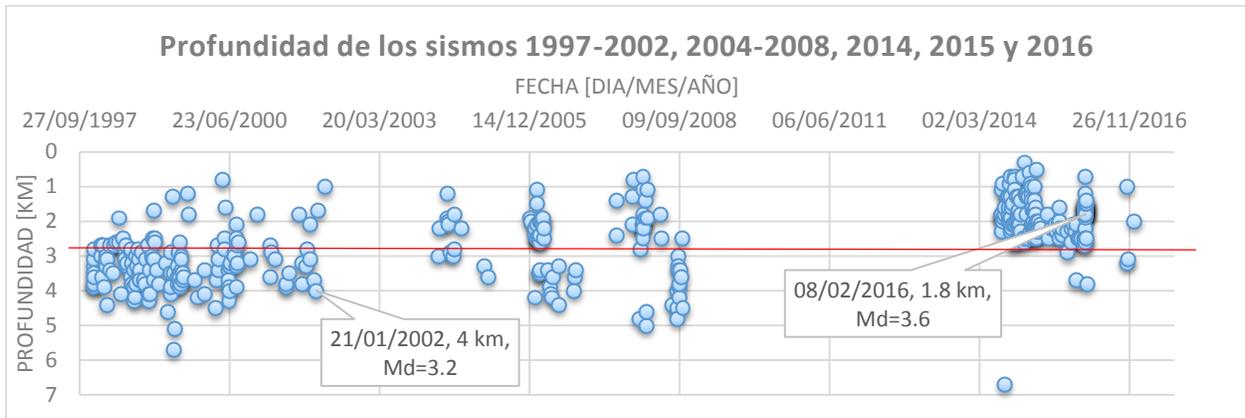


Figura 6.9 Cronología de los sismos observados en la zona del reservorio a los 2700 m y en el basamento. En los cuadros se presentan los dos sismos de mayor magnitud observados en el monitoreo sísmico del campo. Línea roja la separación entre el reservorio y el basamento.

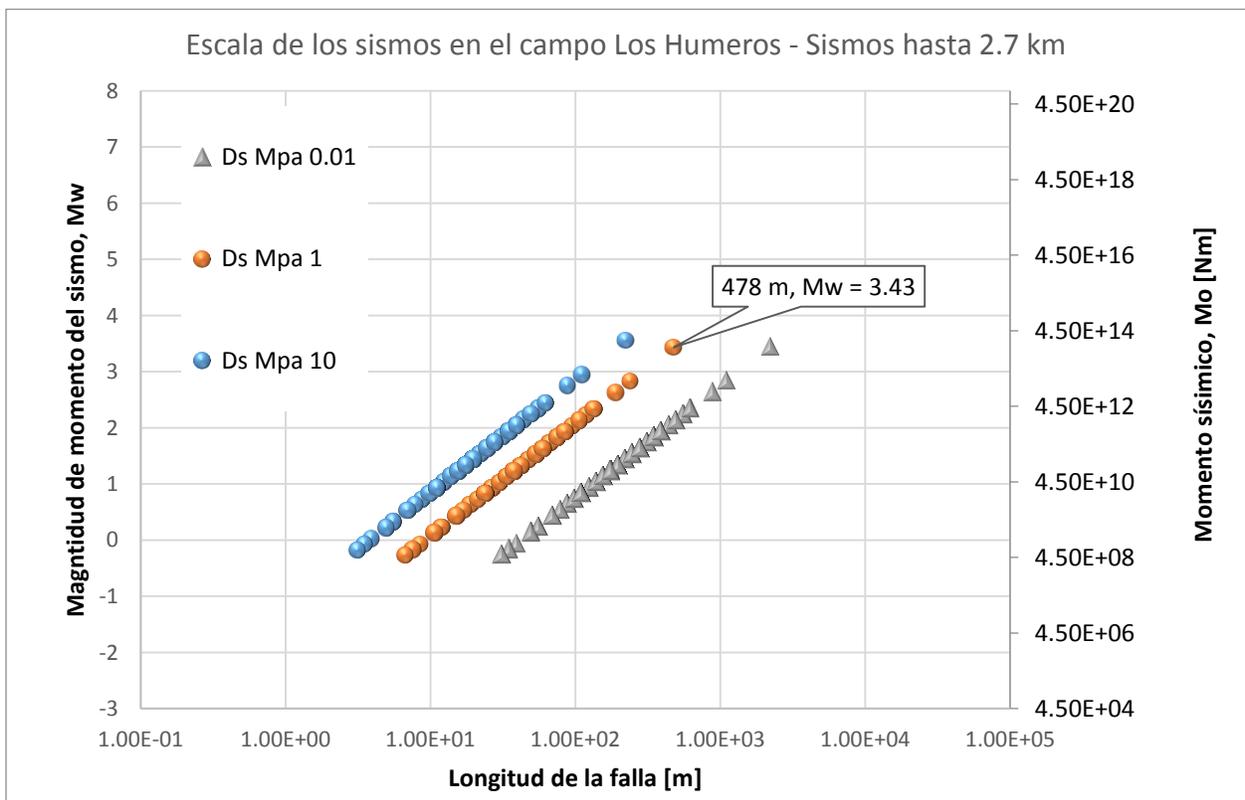


Figura 6.10 Magnitud de momento, la longitud de la superficie de la falla y la caída de esfuerzos en los sismos, por arriba de los 2700 m en la zona del reservorio. En el cuadro se presentan el

valor de medio de la caída de los esfuerzos ( $\Delta\sigma = 1$  MPa) asociado a una falla de 478 m y un deslizamiento de 1 cm.

### 6.3 Interpolación de parámetros asociados a la sismicidad

La magnitud de un sismo está asociada a la liberación de energía generada por el fracturamiento o rompimiento en la roca. A partir de la localización hipocentral, error medio cuadrático (RMS), la magnitud de duración y de momento, energía liberada y la caída de esfuerzos por el sismo, se pueden construir superficies de interpolación a partir de un modelo geoestadístico, que pronostiquen zonas de posible fracturamiento asociado a la sismicidad (Urban y Lermo, 2013).

Siguiendo el procesado de los datos para obtener la superficie de interpolación que se presenta en el Apéndice A. Se realiza la interpolación de la magnitud de duración por el método de Kriging ordinario, para realizar un pronóstico considerando los valores medios, máximos y mínimos, utilizando un semivariograma, el cual determina el alcance o la distancia máxima de influencia de un punto sobre otro.

La interpolación depende de los valores de peso y localización, por lo tanto, el refinamiento de los datos afecta la sensibilidad del modelo y la calidad de la superficie que se produce. Para esta tesis se delimitaron cuatro zonas de estudio: zona local asociada al segmento con mayor producción y temperatura y zona regional que considera el campo geotérmico y la periferia de regiones adyacentes al colapso Los Humeros. Además, se subdividieron las zonas en dos intervalos, sismicidad asociada al reservorio y al basamento.

#### 6.3.1 Interpolación a nivel local

A nivel local para la zona de mayor producción en el reservorio, donde se presenta la interacción inyección y producción. Se realizó el análisis por separado de los sismos asociados al reservorio y al basamento. En la Figura 6.11, se presentan los resultados de la interpolación para

## Capítulo 6. Esfuerzos asociados a la explotación

la zona del reservorio, la cual presenta sismos con caídas de esfuerzos de 0.09 MPa hasta 10 MPa, para sismos de magnitudes de -0.10 a 3 grados.

La mayor caída de esfuerzos se encuentra en una dirección NE-SW de los pozos inyectoros, la cual coincide con la reorientación de esfuerzos locales obtenida del estudio de anisotropía en la estación más cerca con la misma dirección NE-SW (Rodríguez et al. 2012), que se presenta en la Figura 2.13 del Capítulo 2; por lo tanto, se puede asociar estas zonas al fracturamiento por la inyección de fluidos, lo que representa un beneficio para los pozos productores en la misma dirección de esfuerzos (Pozos H-17D, H-32 y H-44), por un aumento de flujo de fluidos debido a la recarga del yacimiento por la inyección.

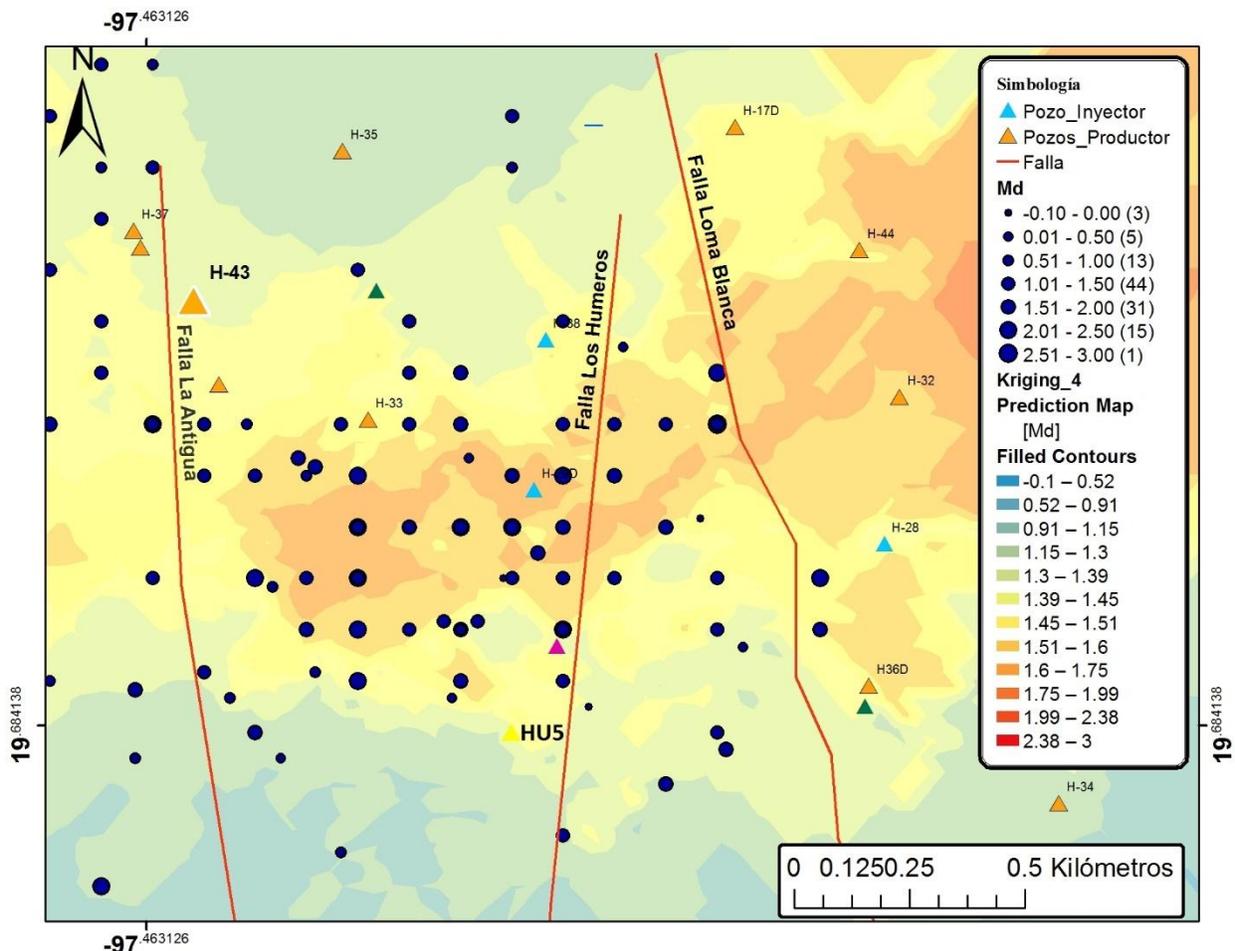


Figura 6.11 Superficie local de interpolación en la zona norte del campo. Al centro se observan los pozos inyectoros (triángulos azules), pozos productores (triángulos naranjas), la sismicidad

**(círculos azules de acuerdo a su magnitud de duración) y la frecuencia de la magnitud en paréntesis.**

En lo que respecta al basamento (Figura 6.12), se asociaron un total de sismos 123 eventos, diez más que en la zona del reservorio y con un rango de magnitud de duración menor (0.6 a 1.9 grados), considerando el mismo rango en la caída de los esfuerzos. En esta zona se muestra un corrimiento de los sismos NE-SW hacia la falla La Antigua, de acuerdo a la anisotropía sísmica, en esta área se presenta un ángulo de transcurrencia hacia el oeste en relación a los pozos inyectoros, por lo tanto, se asocia nuevamente esta actividad al posible flujo de fluidos a través de las estructuras geológicas que se encuentra activas a las partes bajas del intervalo por debajo de los 3 km de profundidad en el basamento y la intrusión de un cuerpo magmático, pobremente asociado a la rotura del sello en el reservorio inferior y al percolado de los fluidos a través de las fallas como se ha discutido previamente.

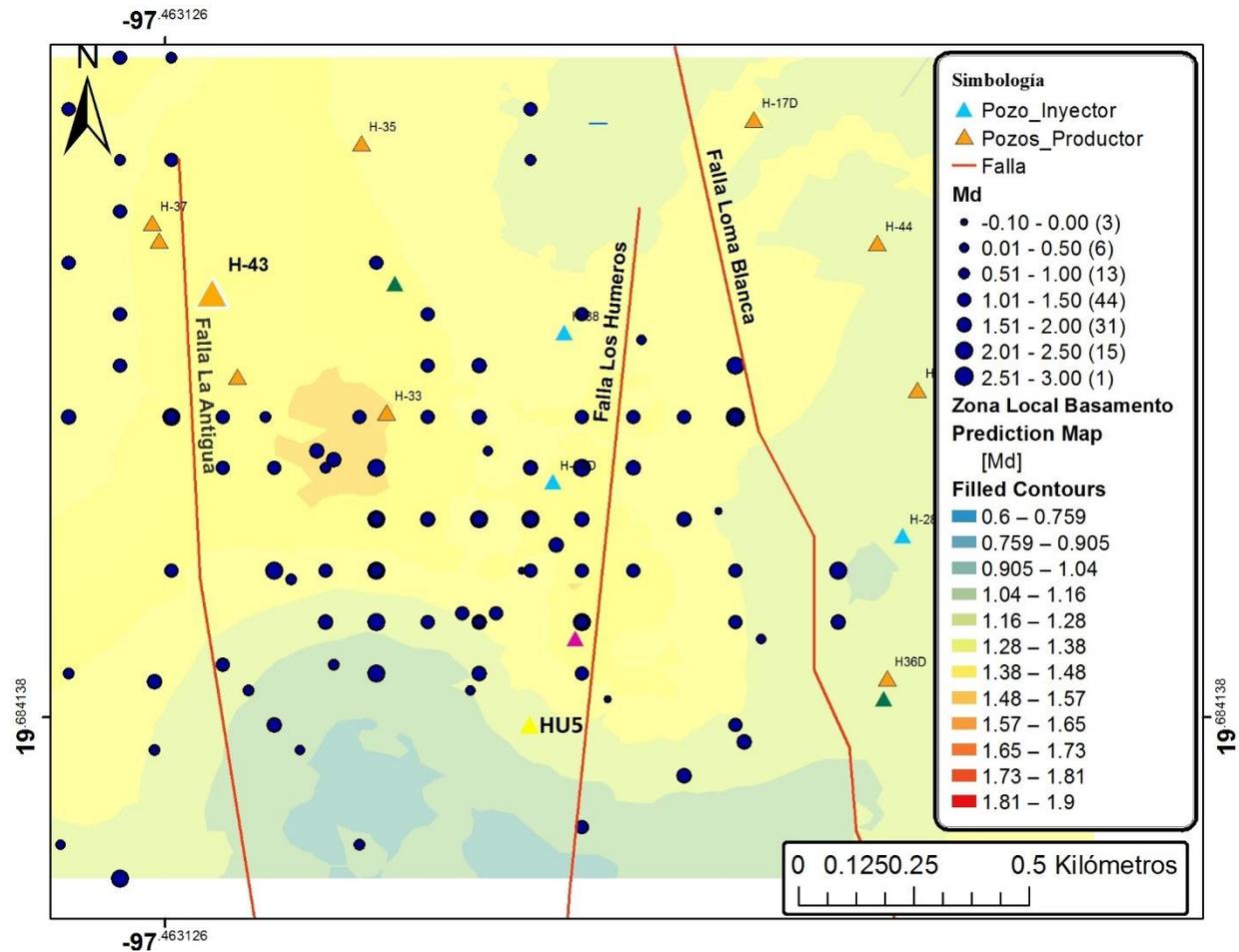


Figura 6.12 Superficie de interpolación para el nivel local del basamento en la zona norte del campo.

### 6.3.2 Interpolación a nivel regional

En la Interpolación de la zona asociada del basamento por debajo de los 2.7 km (Figura 6.13). La caída en los esfuerzos va de la misma forma que en los sismos en el yacimiento de acuerdo a la restricción de los sismos en la corteza terrestre por Kanamori (1977) de 0.01 hasta 10 MPa. En la figura 6.13, la intensidad en color rojo del sismo del 21 de enero del 2002 con una Md = 3.2 es notable, además es importante recordar que fue un posible precursor del aumento de la producción en varios pozos, particularmente en el pozo productor P1 o H-1.

En lo que respecta a la zona del reservorio (Figura 6.14), por arriba de los 2.7 Km de profundidad, se registraron sismos de -0.10 a 3.6 grados. La liberación de energía es notable

alrededor del sismo del 8 de febrero del 2016 (Md=3.6, sismo #382, Apéndice A). Un evento nunca antes observado en el campo, el cual detono un gran número de réplicas. Al norte del campo, es posible observar acumulaciones de energía (color amarillo, 1.44 a 1.58 grados) en la cercanía de los pozos productores H-37D, H35, H9 y H-3D, el incremento de energía en las cercanías del pozo productor H-32 y el reciente pozo inyector H-28. También se presenta una dispersión cercana a la falla La Antigua, Malpaís y Los Humeros, con sismos no mayores a 2.5 grados de Md.

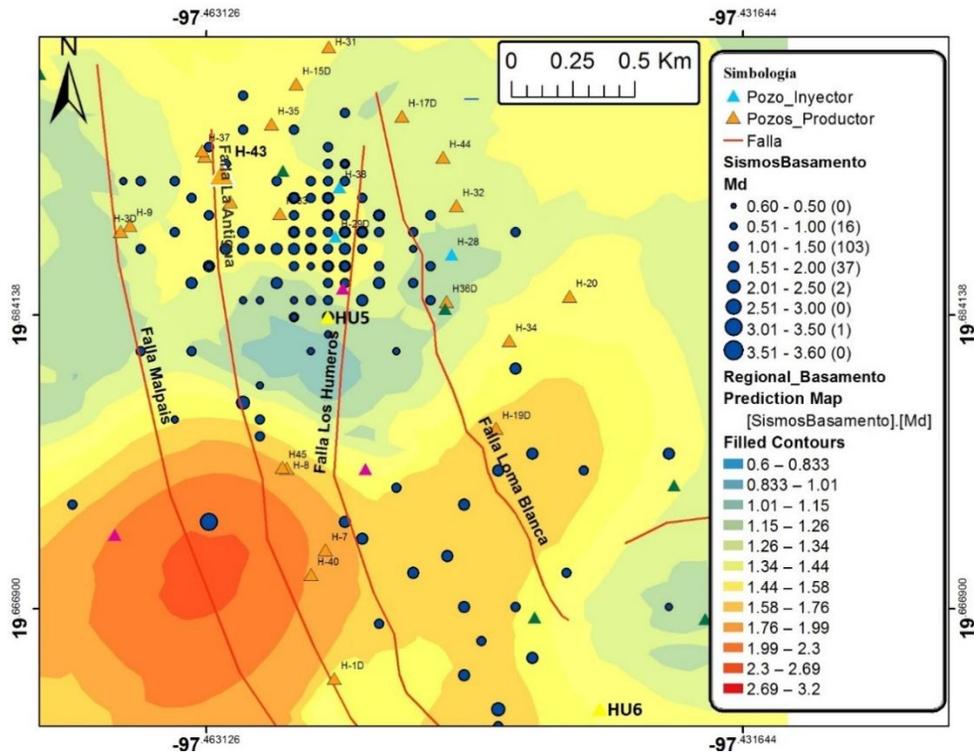


Figura 6.13 Interpolación de la zona a nivel regional del basamento (debajo de los 2.7 Km).

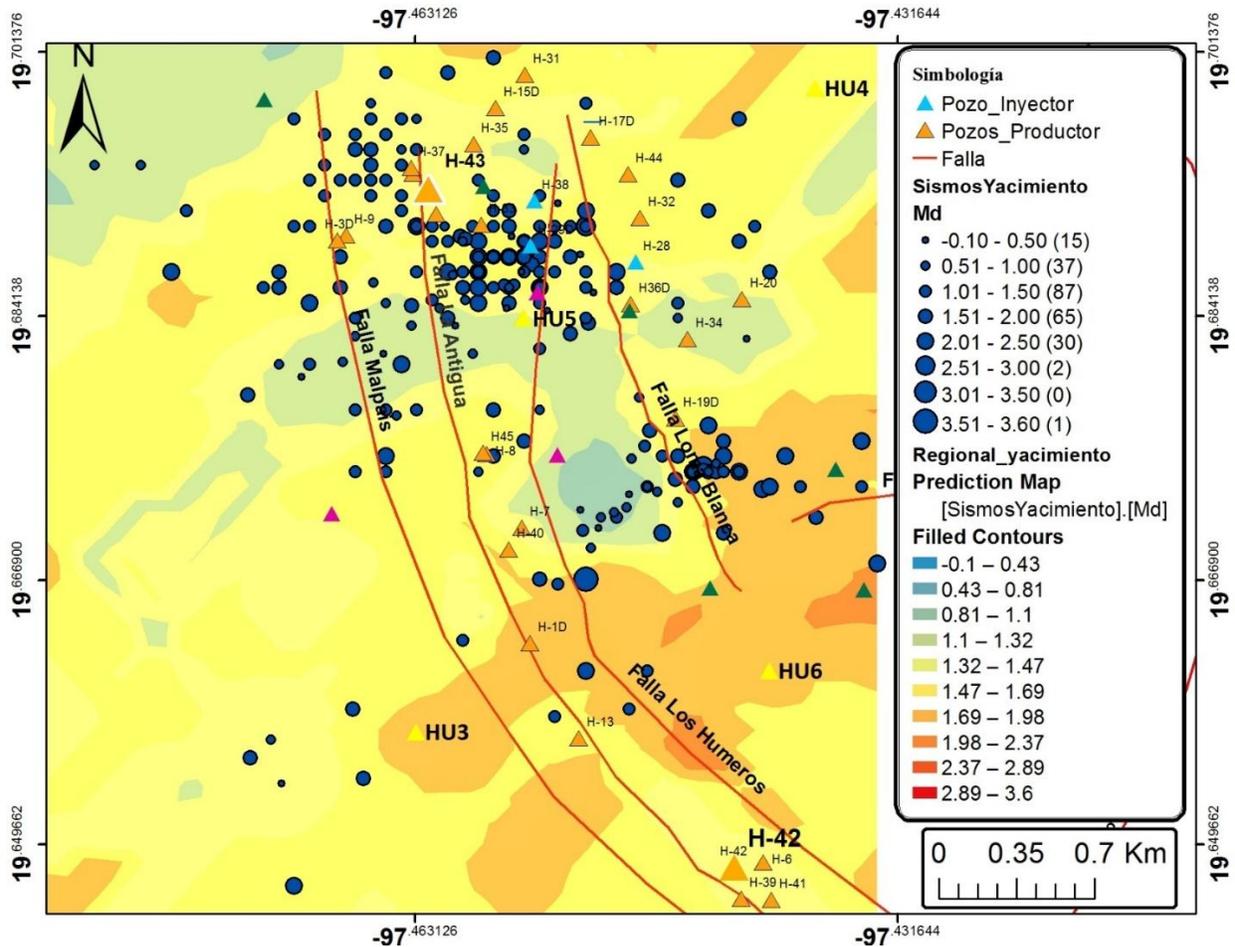


Figura 6.14 Interpolación de la zona asociada al reservorio por arriba de los 2.7 Km de profundidad, la mayor dispersión de energía se presenta en la zona norte del campo, cercana a la falla La Antigua, en la cercanía de los pozos con mejor índice de productividad y los pozos inyectoros.

## 6.4 Conclusiones

Estimando la trayectoria de los esfuerzos por la caída y el aumento en  $P_p$ , se presenta una metodología que permite observar los límites ante una eventual inducción de fractura debido a la explotación, considerando que la mayoría de los pozos en producción se encuentran asociados a un ambiente de fallamiento normal. Los pozos H-42 y H-43, eventualmente alcanzarán la inestabilidad ante una caída gradual de la  $P_p$ .

La caída de  $P_p$  seguirá una trayectoria muy estrecha con el límite de fallamiento normal asociado a la producción, lo que significa que cualquier variación producto del ambiente tectónico producirá un fracturamiento, particularmente al norte del campo donde la actividad tectónica es más compleja y variable.

Se comprueba que el límite de la magnitud en el esfuerzo máximo obtenido por el análisis de Mohr-Coulomb y los polígonos de esfuerzo para el pozo H-43, considerando el escenario de conversión del pozo de producción a inyección y el alcanzaría a sobrepasar el esfuerzo de sobrecarga a una presión de 40 MPa. Además, el análisis permite determinar el punto en que la fractura podría ser sometida a un cierre por el esfuerzo de sobrecarga, al disminuir el coeficiente del ángulo de fricción actual de 0.8 a condiciones por debajo de 0.6, lo que llevaría a considerar la falla en equilibrio y desactivada.

Al asociar la magnitud de momento con la caída de los esfuerzos, la magnitud de duración y el área de una falla, es posible determinar los límites permisibles de presión en la inyección ante la eventual liberación de energía y cambio en los esfuerzos, de las condiciones actuales de la roca a un cambio en el esfuerzo efectivo de 0.01 a 10 MPa, las cuales puede detonar un evento como el observado en el 2016 de hasta 3.6 grados de Md. Considerando la relación de la magnitud con la longitud de la superficie de falla, este evento se encuentra asociado a una falla con una caída de esfuerzos máxima de 10 MPa y 220 m de longitud, o en el caso de una caída de esfuerzo de 0.01, a una falla con una longitud de hasta 2200 m, con un deslizamiento de hasta 1 cm.

A partir de la interpolación de la magnitud de duración, es posible observar que la mayor liberación de energía asociada a los sismos, se encuentra en la dirección NE-SO de los pozos inyectoros, considerando que el cambio en la orientación de los esfuerzos observados en los estudios de anisotropía, se puede asociar esta liberación de energía a la distribución de fluidos provenientes de la inyección en el reservorio.

En la zona del basamento la liberación de energía sufre un corrimiento en dirección oeste de los pozos inyectoros, por debajo de los pozos productores, también relacionado posiblemente al cambio en la orientación de los esfuerzos, que se observa en los estudios de anisotropía y a la actividad de las estructuras sismogénicas a una profundidad de 4 a 6 km –observadas mediante

## Capítulo 6. Esfuerzos asociados a la explotación

los mecanismo focales—, posiblemente por el percolado de los fluidos y la pérdida del sello en el reservorio superior, asociado a intervalos conductivos formados por las fallas que atraviesan todo el sistema, las cuales se ha observado fracturadas y conductivas por el análisis de fallo de Mohr-Coulomb.

## 7. Conclusiones

Los dos horizontes permeables principales (augita de andesita y hornablenda de andesita) presentan alrededor de 241 sismos asociados. El sismo del 8 de febrero del 2016, localizado en esta zona a 1.6 km, es el evento de mayor magnitud registrado en la historia de monitoreo en el campo Los Humeros. Este sismo es un indicador de la liberación de energía en la zona del yacimiento, posiblemente asociada la acumulación de energía en la cercanía de los pozos inyectoros.

La actividad tectónica ha modificado las propiedades geomecánicas del reservorio, el modelo geomecánico permite observar las caídas en las magnitudes de las propiedades mecánicas, la presión de poro y el esfuerzo mínimo horizontal, en el intervalo de 1753 a 1798 m del pozo H-43.

El monitoreo sísmico permite obtener los mecanismos focales asociados a los sismos e identificar la actividad en las estructuras sismogénicas, además de la orientación y buzamiento, caracterizando los posibles planos en superficie, se pueden proponer su localización espacial. En el campo geotérmico se observaron regímenes de fallamiento normal, inverso y transcurrente, oblicuos y compuestos, por lo que la variación del esfuerzo principal cambia a lo largo del campo, lo cual es un indicador de la alta complejidad tectónica. Se concluye que la gran mayoría de estructuras en el yacimiento se han visto influenciada por la explotación del campo, en diferentes periodos de monitoreo.

El efecto de la temperatura en los esfuerzos in-situ del campo es notable a través del polígono de esfuerzos, la zona norte del campo donde la temperatura máxima es de hasta 395°, muestra un incremento del 30% en efecto de la temperatura en los esfuerzos horizontales principales, por lo que el esfuerzo máximo permisible antes del colapso se reduce, en comparación al efecto que se produce por una temperatura de 265 a 280 °C, que se observa comúnmente al sur del campo. Este efecto en los esfuerzos reduce la ventana operativa de perforación, por lo que aumenta el riesgo de inducción de fractura, daño y brotes en el pozo,

## 7. Conclusiones

adicional al riesgo por colapso debido a la fragilidad en el agujero, producto del fracturamiento asociado en el campo.

El análisis de los esfuerzos permite establecer las condiciones en las que una fractura puede estar abierta al flujo o ser considerada conductiva (coeficiente de ángulo de fricción entre 0.6 y 1), a pesar de no contar con indicadores de permeabilidad, inclusive en fracturas que se identifican por pérdidas del fluido de perforación y un cambio abrupto en el registro sísmico dipolar, como es el caso de las fracturas asociadas a la perforación, las cuales que se encuentran selladas por el esfuerzo de sobrecarga y ciertas fracturas conductivas que estarán abiertas al flujo, pero durante un corto período porque el esfuerzo efectivo no permitirá caídas de presión por la producción antes de cerrarse por completo.

A partir de la caracterización de los ángulos de fricción en las diferentes fracturas caracterizadas en condiciones de fallo, es posible identificar posibles intervalos para futuras re-estimulaciones, estimulación o fracturamiento en el caso de pozos que no alcancen a presentar una apertura necesaria para mantener un ritmo de producción rentable.

El efecto de la diferencia entre la temperatura y la pared del pozo en perforación alcanza hasta los 8 MPa en el pozo H-43 a una temperatura en el reservorio de 395°C, en la zona de mayor temperatura, esto permite evaluar los posibles sismos asociados al efecto de termoporoelasticidad en el reservorio. Un incremento adicional de 8 MPa produce una menor presión al colapso durante la perforación, pero durante la inyección esta magnitud reduce y puede superar con facilidad el límite de fallamiento y provocar el deslizamiento de la fractura como se ha observado en el análisis de Mohr-Coulomb. Es posible establecer que esta diferencia de temperatura puede facilitar la creación de microsismos no mayores a una caída de presión de 30 MPa, asociada a fracturamiento local y no tectónico, por lo que la magnitud máxima esperada es de hasta 2.5 grados de magnitud de duración, en el intervalo de temperatura de 290 a 397°C. Finalmente, en lo que respecta al enfriamiento en el medio fracturado, la caída de esfuerzos es mucho menor de hasta 10 MPa, por lo que la gran mayoría de sismos pueden pasar desapercibidos por las estaciones de monitoreo (sismo menores a  $M_d = 1$ ).

El análisis de la sismicidad, el modelo geomecánico del reservorio y las condiciones de fallo, permiten evidenciar el percolado de los fluidos provenientes de la inyección, a profundidades en el basamento, el arribo de estos fluidos se relaciona con caídas en los esfuerzos que pudieran generar eventos sísmicos de hasta 5 grados de Md.

La inyección detonó sismicidad en la sección sedimentaria y activó las fallas geológicas en el basamento. De acuerdo a la caracterización de las fracturas, el reservorio superior e inferior pueden estar interconectados a través de estas fallas presentes a lo largo del reservorio, por lo tanto, los sismos producidos en el basamento pueden ser detonados por el percolado de los fluidos inyectados, el aumento en la presión de poro y la disminución del esfuerzo normal efectivo.

En el análisis de los datos geoestadísticos, el método de interpolación y procesado de datos de Kriging permitió elaborar superficies refinadas a partir de la localización, profundidad, magnitud y la energía liberada de los eventos, para delimitar los posibles intervalos con fracturamiento asociado a las estructuras sismogénicas, cerca de los pozos inyectoros y productores. Estas zonas de fracturamiento permiten observar diferentes objetivos para la perforación de pozos de desarrollo, 500 m al sur de los pozos de inyección y a 500 m en dirección NE-SO del pozo productor H-3D, en una zona con alta liberación de la energía, temperatura y permeabilidad.

La correlación de la anisotropía sísmica y la interpolación sísmica, permitió detectar patrones de inyección de flujo y de alta permeabilidad hacia las inmediaciones de los pozos, que tras el sismo del 21 de enero 2002 (Md=3.2, sismo #148, Apéndice A) fueron seguidos con un considerable aumento en la producción.

### 7.1 Trabajo a futuro

Ampliar la metodología descrita en esta tesis a los demás campos geotérmicos de México.

Recabar la mayor cantidad de información asociada a los registros petrofísicos en el campo geotérmico, para correlacionar y calibrar el modelo geomecánica para todo el reservorio, lo que

## 7. Conclusiones

permitiría mejorar la productividad a partir de un mayor control en la relación de explotación y recarga del reservorio.

Aplicar la metodología en el desarrollo de modelos numéricos geomecánicos que permitan: estimar datos no medidos o imposibles de medir, calibrar los modelos con datos de campo, por lo tanto, mejorar la capacidad predictiva de los modelos, asociarlos a sismos específicos y gastos de explotación con mayor precisión.

### 7.2 Recomendaciones

Calibrar las mediciones de los registros geofísicos con datos obtenidos de pruebas en el laboratorio a través de núcleos o inclusive recortes de la formación –teniendo en cuenta la dificultad de los datos básicos y la facilidad para obtener recortes durante la perforación–, de esta forma mejorar el modelo geomecánico del reservorio y ajustar las mediciones dinámicas en los registros con las estáticas en el laboratorio.

Realizar pruebas triaxiales en el laboratorio con núcleos nativos de la formación, para determinar las condiciones de fracturamiento y compararlas con las pruebas hipotéticas, para calibrar los cálculos y mejorarlos supuestos en esta tesis. Además, elaborar correlaciones empíricas específicas para el campo, para parámetros que son altamente sensibles al tipo de roca local, como la resistencia a la compresión y el ángulo de fricción interna.

Verificar las estimaciones de fallo a partir de pruebas de fracturamiento y, de ser posible, realizarlas en la cercanía de una red de monitoreo sísmico.

## 8. Referencias

1. Ahrens, T. J., ed. 1995. *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*. Washington, D.C.: American Geophysical Union.
2. Aki, K. 1966. Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimating of Earthquake Movement, Release Energy, and Stress-Strain Drop from G Wave Spectrum. *Bull. Earthquake Res Inst, Tokyo Univ.* **44**: 73-88.
3. Aki, K. 1969. Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves. *J Geophys Res* **74** (2): 615-631. <http://dx.doi.org/10.1029/JB074i002p00615>.
4. Anderson, E. M. 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation: With Applications to Britain*. Edinburgh: Oliver & Boyd.
5. Andrews, R., Hareland, G., Nygaard, R. et al. 2007. Methods of Using Logs to Quantify Drillability. Artículo presentado en SPE Rocky Mountain Oil & Gas Technology Symposium, Denver, Colorado, abril 16-18. SPE-106571-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/106571-MS>.
6. Antayhua Vera, Y. T. 2007. *Sismicidad en el Campo Geotérmico de los Humeros-Puebla (1997-2004), Su Relación Con los Pozos y la Tectónica Local*. Tesis de Maestría, UNAM, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, México, D.F.
7. Arellano, V. M., García, A., Barragán, R. M. et al. 1998. Desarrollo de un Modelo Básico Actualizado del Yacimiento Geotérmico de Los Humeros, Puebla. Informe del Instituto de Investigaciones Eléctricas–Comisión Federal de Electricidad, Cuernavaca, Mor.
8. Arellano, V. M., García, A., Barragán, R. M. et al. 2000. Distribución Inicial de Presión y Temperatura del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Boletín IIE* **24** (4): 169-177.
9. Barragán, R. M., Santoyo, E., Nieva, D. et al. 1988. Caracterización de Yacimientos Geotérmicos por Medio de la Determinación de Parámetros Físico-Químicos. Informe IIE/11/2386/I01/F, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Mor.
10. Barton, C. A., Tessler, L. G. y Zoback, M. D. 1991. Interactive Image Analysis of Borehole Televiwer Data. En *Automated Pattern Analysis in Petroleum Exploration*, eds. I. Palaz y S.K. Sengupta, Cap. 12, 223-248. New York: Springer.
11. Biot, M. A. 1956. Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid Saturated Porous Solid. I. Low Frequency Range and II. Higher Frequency Range. *J Acoust Soc Am* **28** (2): 179–191. <http://dx.doi.org/10.1121/1.1908241>.
12. Boling, M. K. 2012. Hydraulic Fracturing Operations: Separating Fact from Fiction. Presentación en Fracking Forum, mayo 5. <http://www.caryinstitute.org/discover-ecology/science-management-forums/hydrofracking-focus-what-every-citizen-needs-know/hydraulic> (acceso 5 junio 2015).
13. Bundschuh, J. y Suarez-Arriaga, M.C. 2010. *Introduction to the Numerical Modeling of Groundwater and Geothermal Systems – Fundamentals of mass, energy and solute transport in poroelastic rocks*, Volume 2. Multiphysics Modeling Series, CRC Press – Taylor & Francis Group.
14. Byerlee, J. 1978. Friction of Rocks. *Pure Appl Geophys* **116** (4-5): 615–626. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00876528>.
15. Campos-Enríquez, J.O. y Arredondo-Fragoso, J.J. 1992. Gravity of Los Humeros Caldera Complex, Mexico: Structure and Associated Geothermal System. *J Volcanol Geoth Res* **49** (1-2): 69-90. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90005-X](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(92)90005-X).
16. Carmichael, R. S., ed. 1982. *Handbook of Physical Properties of Rocks*, Volume 2. Boca Raton, Florida: CRC Press.

## 8. Referencias

17. Cedillo, F. 1997. Geología del Subsuelo del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla. Informe HU/RE/03/97, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Termoeléctricos, Residencia Los Humeros, Pue.
18. Cedillo, F. 2000. Hydrogeological Model of the Geothermal Reservoirs from Los Humeros, Puebla, Mexico. *Proc. World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japón*, mayo 28-junio 10.
19. Chang, C., Zoback, M. D. y Khaksar, A. 2006. Empirical Relations Between Rock Strength and Physical Properties of Sedimentary Rocks. *J Petrol Sci Eng* **51** (3-4): 223-237. <http://dx.doi.org/10.1016/j.petrol.2006.01.003>.
20. Cheng, C. H., Paillet, F. L. y Pennington, W. D. 1992. Acoustic-Waveform Logging – Advances in Theory and Application. *The Log Analyst* **33** (3): 239-258. SPWLA-1992-v33n3a2.
21. COMESA. 1998. Informe sísmológico final (Vibrosismo). Sísmica 2D. Informe RHU-002/98, Campo Geotérmico de Los Humeros, COMESA, México.
22. Contreras, O., Hareland, G., y Aguilera, R. 2012. An Innovative Approach for Pore Pressure Prediction and Drilling Optimization in an Abnormally Subpressured Basin. *SPE Drill & Compl* **27** (4): 531–545. SPE-148947-PA. <http://dx.doi.org/10.2118/148947-PA>.
23. Corbo-Camargo, F., Arzate, J., Vsevolod, Y., Velázquez, D. 2015. Análisis geofísico estructural de la caldera de Los Humeros a partir de datos magnetotélúricos y gravimétricos. Trabajo en conferencia. Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2015, Puerto Vallarta, Jalisco, México.
24. Crain, P. 2013. Sonic Travel Time (Slowness) Logs Eng. En *Crain's Petrophysical Handbook*. <http://www.spec2000.net/07-soniclog.htm> (acceso 5 junio 2015).
25. De Rubeis, V., Tosi, P., Calvino, G. et al. 2005. Application of Kriging Technique to Seismic Intensity Data. *B Seismol Soc Am* **95** (2): 540–548. <http://dx.doi.org/10.1785/0120030250>.
26. Detournay, E. y Cheng, A. H.-D. 1993. Fundamentals of Poroelasticity. En *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice and Projects*, ed. C. Fairhurst, Vol. 2, 113-171. Oxford: Pergamon Press.
27. Deutsches GeoForschungsZentrum. 2006. Stress Maps of America. [http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/pub/stress\\_maps/america.html](http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/pub/stress_maps/america.html) (acceso 5 junio 2015).
28. Dix, C. H. 1995. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics* **20**(1), 68-86. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1438126>.
29. Eaton, B. A. 1975. The Equation for Geopressure Prediction from Well Logs. Artículo presentado en Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME, Dallas, septiembre 28–octubre 1. SPE-5544-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/5544-MS>.
30. Eberhart-Phillips D. y Oppenheimer D. H. 1984. Induced Seismicity in The Geysers Geothermal Area, California. *J Geophys Res* **89** (B2): 1191-1207. <http://dx.doi.org/10.1029/JB089iB02p01191>.
31. Fekete. 2012. Theory and Equations. [http://www.fekete.com/SAN/TheoryAndEquations/WellTestTheoryEquations/images/Minifrac\\_intro\\_History.png](http://www.fekete.com/SAN/TheoryAndEquations/WellTestTheoryEquations/images/Minifrac_intro_History.png) (acceso 21 de abril del 2016).
32. Fjær, E., Holt, R. M., Horsrud, P. et al. 2008. *Petroleum Related Rock Mechanics*, 2nd ed., Amsterdam: Elsevier.
33. Freyburg, E. 1972. Der Untere und Mittlere Buntsandstein SWThuringen in Seinen Gesteinstechnischen Eigenschaften. *Ber Dtsch Ges Geol Wiss A* **176** (6): 911–919.
34. Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. y Gregory, A. R. 1974. Formation Velocity and Density: The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps. *Geophysics* **39** (6): 770–780. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1440465>.
35. Gearhart Industries, Inc. 1982. *Formation Evaluation Data Handbook*. Fort Worth, Texas: Gearhart Industries, Inc.

36. Ghassemi, A. y Zhang, Q. 2004. Poro-Thermoelastic Mechanism in Wellbore Stability and Reservoir Stimulation. *Proc. Twenty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, enero 26-28. SGP-TR-173.
37. Ghassemi, A. y Zhou, X. 2010. A Three-Dimensional Thermo-Poroelastic Model for Fracture Response to Injection/Extraction in Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics* **40** (1): 39-49. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.12.001>.
38. Ghassemi, A., Tarasovs, S. y Cheng, A. H.-D. 2007. A 3-D Study of the Effects of Thermomechanical Loads on Fracture Slip in Enhanced Geothermal Reservoirs. *Int J Rock Mech Min* **44** (8): 1132–1148. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijrmms.2007.07.016>.
39. Golubev, A. A. y Rabinovich, G. Y. 1976. Resultaty Primeneia Appartury Akusticeskogo Karotasa dlja Predeleina Proconstych Svoistv Gornych Porod na Mestorosdeniaach Tverdykh Isjopaemych. *Prikladnaja Geofizika Moskva* **73**: 109–116.
40. Gutiérrez-Negrín, L. C. A. 1982. Litología y Zoneamiento Hidrotermal de los Pozos H-1 y H-2 del Campo Geotérmico de Los Humeros, Pue. Reporte Interno no. 23-82, Comisión Federal de Electricidad, México. Inédito.
41. Hanks, T. C., Hileman, J. A. y Thatcher, W. 1975. Seismic Moments of the Larger Earthquakes of the Southern California Region. *Geol Soc Am Bull* **86** (8): 1131-1139. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<1131:SMOTLE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<1131:SMOTLE>2.0.CO;2).
42. Hanks, T. C. y Kanamori, H. 1979. A Moment Magnitude Scale. *J Geophys Res* **84** (5): 2348-2350. <http://dx.doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>.
43. Havskov, J. y Ottemoller, L. 2009. *SEISAN: The Earthquake Analysis Software. Version 8.0. Preliminary*. Bergen, Norway: Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen.
44. Holbrook, P. W., Maggiori, D. A. y Hensley, R. 1995. Real-Time Pore Pressure and Fracture Gradient Evaluation in All Sedimentary Lithologies. *SPE Form Eval* **10** (4): 215-222. SPE-26791-PA. <http://dx.doi.org/10.2118/26791-PA>.
45. Hubbert, M. D. and Rubey, W.W. 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* **70**: 115–205.
46. Hubbert, M. K. y Willis, D. G. 1957. Mechanics of Hydraulic Fracturing. *Petr Trans*, AIME **210**: 153–163.
47. Hurtado, A. 2001. Mecanismos Focales y Modelamiento (CMT) del Sismo del 1ro de julio de 1999, Campo Geotérmico de Los Humeros. Informe Interno del Instituto de Ingeniería, UNAM, México, D.F.
48. Iglesias, E. R., Flores-Armenta, M., Torres, R.J. et al. 2015. Tracer Testing at Los Humeros, Mexico, High-Enthalpy Geothermal Field. *Proc. World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia, abril 19-25.
49. Jaeger, J. C. y Cook, N. G. W. 1979. *Fundamentals of Rock Mechanics*, third edition. London: Chapman and Hall.
50. Jaeger, J. C., Cook, N. G. W. y Zimmerman, R.W. 2007. *Fundamental of Rock Mechanics*, fourth edition. Malden, Massachusetts: Blackwell Publishing.
51. Jaimes-Maldonado J. G., Gutiérrez-Negrín, L. C. A. y Diez-León H.D. 2012. Life Cycle of Geothermal Wells – Experience in Mexico. United Nations University, Geothermal Training Programme. Santa Tecla, El Salvador. <http://www.os.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-14-20.pdf> (acceso 5 de junio del 2016).
52. Kanamori, H. 1977. The Energy Release in Great Earthquakes. *J Geophys Res* **82** (20): 2981-2987. <http://dx.doi.org/10.1029/JB082i020p02981>.
53. Kirsch, G. 1898. Die Theorie der Elastizitat und die Bedurfnisse der Festigkeitslehre. *Zeitschrift des Verlines Deutscher Ingenieure* **42**: 797-807.
54. Lee, B. 2011. *Numerical Investigation of a Fractured Reservoir Response to Injection/Extraction Using a Fully Coupled Displacement Discontinuity Method*. MS thesis, Texas A&M University.

## 8. Referencias

55. Lee, W. H. K, Bennet, R. E. y Meagher, K. L. 1972. *A Method for Estimating Magnitude of Local Earthquake from Signal Duration*. US, Geological Survey, National Center for Earthquake Research, Menlo Park, California. <http://pubs.usgs.gov/of/1972/0223/report.pdf> (acceso 21 de abril del 2016).
56. Lermo, J., Antayhua, Y., Espitia, G. et al. 2006. Monitoreo Sísmico en el Campo Geotérmico de Las Tres Vírgenes, B.C.S. Proy. 6515, Coord. Ingeniería Sismológica, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, realizado para: CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Dpto. de Exploración, México.
57. Lermo, J., Antayhua, Y., Quintanar, L. et al. 2008. Estudio Sismológico del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, Mecanismos de Fuente y Distribución de Esfuerzos. *Geotermia* **21** (1): 25-41. <http://132.248.9.34/hevila/Geotermia/2008/vol21/no1/3.pdf> (acceso 5 junio 2015).
58. Lermo, J., Bernal, I., Antayhua, Y. et al. 1997. Estudio de Actividad Sísmica en la Zona Geotérmica de Acozulco, Puebla. Informe Técnico GF-ACO-02-04, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos-Departamento de Exploración, México.
59. Lermo, J., Guerrero, J., Soto, J. et al. 1999. Procesado e Interpretación de Datos Sísmicos de la Red Sismológica del Campo Geotérmico de Los Humeros, Pue. Memoria del XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Veracruz, México.
60. Lermo, J., Hurtado, H., Soto, J. et al. 2000. Análisis de la Sismicidad del Campo Geotérmico de los Humeros, Pue. Informe Técnico Final, DEX-HU-008/2000, proyecto 9523, Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la CFE- Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, México, D.F.
61. Lermo, J., Lorenzo, C., Espitia, G. et al. 2005. Sismicidad en el Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla. Instrumentación y operación de la Red Sismológica. Informe Técnico GF-HU-01-05, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Departamento de Exploración, México.
62. Lermo, J., Lorenzo, C., Kemper, W. et al. 2002. Mantenimiento Preventivo y Calibración del Equipo Electrónico del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla. Informe Técnico GF-HU-00/2002, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, México. Inédito.
63. Lermo, J., Soto, J., Flores, J. et al. 2001. Estudio de la Sismicidad del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla. Fase III. DEX-HU-00/2001, proyecto 0563, Informe Técnico Final, Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la CFE- Gerencia de proyectos Geotermoeléctricos, México, D.F.
64. Lorenzo Pulido, C. D. 2008. Borehole Geophysics and Geology of Well H-43, Los Humeros Geothermal Field, Puebla, México. Reports 2008, Number 23. United Nations University, Geothermal Training Programme. Reykjavik, Iceland. <http://www.os.is/gogn/unu-gtp-report/UNU-GTP-2008-23.pdf> (acceso 21 de abril del 2016).
65. Mena, M. and González-Morán T., 1978. Regional gravity of The Humeros volcanic area. *Geofísica Internacional*, Volumen. 17: 429-44.
66. Militzer, H. y Stoll, R., 1973. Einige Beitrageder Geophysics zur Primadatenerfassung im Bergbau. *Lipzig* **3** (1): 21–25.
67. Miskimins, J. L., B. A. Ramirez, and R. M. Graves. 2004. The Economic Value of Information and Biot's Constant: How Important are Accurate Measurement? The 6th North America Rock Mechanics Symposium. 5-9 junio 2004, Houston, Texas: ARMA 04-507 1-9.
68. Mocsár-Vamos, M., Görög, P., Borostyáni, M. et al. 2015. Stability Analysis of Wine Cellars Cut into Volcanic Tuffs in Northern Hungary. En *Engineering Geology for Society and Territory: Preservation of Cultural Heritage*, eds. G. Lollino, D. Giordan, C. Marunteanu et al., Cap. 24, vol. 8, 153-157. Cham, [Switzerland]: Springer. [http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-09408-3\\_24](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-09408-3_24).
69. Moos, D., Zoback, M. D. y Bailey, L. 1999. Feasibility Study of the Stability of Openhole Multilaterals, Cook Inlet, Alaska. Artículo presentado en SPE Mid-Continent Operations Symposium, Oklahoma City, Oklahoma, marzo 28–31. SPE-52186-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/52186-MS>.

70. Newberry, B. M., Nelson, R. F. y Ahmed, U. 1985. Prediction of Vertical Hydraulic Fracture Migration Using Compressional and Shear Wave Slowness. Presentado en SPE/DOE Low Permeability Gas Reservoirs Symposium, Denver, Colorado, marzo 19–22. SPE-13895-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/13895-MS>.
71. Olsson, W. A. y Holcomb, D. J. 2000. Compaction Localization in Porous Rock. *Geophys Res Lett* **27** (21): 3537–3540. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL011723>.
72. Onyia, E. C. 1988. Relationship Between Formation Strength, Drilling Strength, and Electric Log Properties. Artículo presentado en SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas, octubre 2-5. SPE-18166-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/18166-MS>.
73. Palacios-Hertweg, L. y García-Velázquez, H. 1981. Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros–Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Reporte interno, Comisión Federal de Electricidad, 96.
74. Pérez-Reynoso, J. 1978. Geología y Petrografía de la Caldera de Los Humeros. *Geomimet* (91): 97- 106.
75. Phillips, W. S., Rutledge, J. T., House, L. S. et al. 2002. Induced Microearthquake Patterns in Hydrocarbon and Geothermal Reservoirs: Six Case Studies. *Pure Appl Geophys* **159** (1): 345-369. <http://dx.doi.org/10.1007/PL00001256>.
76. Plumb, R. A. 1994. Influence of Composition and Texture on the Failure Properties of Clastic Rocks. Artículo presentado en Rock Mechanics in Petroleum Engineering, Delft, Países Bajos, agosto 29–31. SPE-28022-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/28022-MS>.
77. Ponce, L. y Rodríguez C. 1978. Microearthquake Activity Associated to Los Humeros Caldera, Mexico: Preliminary Survey. *Geofis Int* **17** (4): 461-478. <http://www.journals.unam.mx/index.php/geofisica/article/view/39185/35630>.
78. Potter, C. C. y Stewart, R. R. 1998. Density Predictions Using  $V_p$  and  $V_s$  Sonic Logs. CREWES Research Report, Vol. 10, [Calgary, Alberta, Canada]. <http://www.crewes.org/ForOurSponsors/ResearchReports/1998/1998-10.pdf> (acceso 5 junio 2015).
79. Rickman, R., Mullen, M. J., Petre, J. E. et al. 2008. A practical Use of Shale Petrophysics for Stimulation Design Optimization: All Shale Plays Are Not Clones of the Barnett Shale. Artículo presentado en SPE Annual Technical Conference and Exhibition. SPE-115258-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/115258-MS>.
80. Rider, M. 1996. *The Geological Interpretation of Well Logs*, second edition. Houston, Texas: Gulf Publishing Company.
81. Ritchie, R. H. y Sakakura, A. Y. 1956. Asymptotic Expansions of Solutions of the Heat Conduction Equation in Internally Bounded Cylindrical Geometry. *J Appl Phys* **27** (12): 1453–1459. <http://dx.doi.org/10.1063/1.1722288>.
82. Rodríguez, H., Lermo, J. y Urban, E. 2012. Analysis of Seismic Anisotropy in Los Humeros Geothermal Field, Puebla, Mexico. *Proc. Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, enero 30-febrero1. SGP-TR-194.
83. Romero, Ó. 2006. Actualización del Modelo Geoquímico de Los Humeros, Puebla, México. *Geotermia* **19** (1): 23-33. <http://132.248.9.34/hevila/Geotermia/2006/vol19/no1/3.pdf> (acceso 5 junio 2015).
84. Rutledge, J. T., Phillips, W. S. y Mayerhofer, M.J. 2004. Faulting Induced by Forced Fluid Injection and Fluid Flow Forced by Faulting: An Interpretation of Hydraulic-Fracture Microseismicity, Carthage Cotton Valley Gas Field, Texas. *B Seismol Soc Am* **94** (5): 1817-1830. <http://dx.doi.org/10.1785/012003257>.
85. Rzhavsky, V. y Novick, G. 1971. *The Physics of Rocks*. Moscpw: MIR Publishers.
86. Sánchez-Luviano, M., Díez-León H. D., Ortega-Méndez M. T. 2015. Inestabilidad productiva en el pozo H-37, debido a la comunicación con el pozo inyector H-38, del campo geotérmico de los Humeros, Puebla. *Geotermia* **27** (2): 22-34.
87. Schlumberger. 1972. *Log Interpretation I. Principles*. New York: Schlumberger Ltd.

## 8. Referencias

88. Schmitt, D. R. y Zoback, M. D. 1992. Diminished pore pressure in low-porosity crystalline rock under tensional failure: Apparent strengthening by dilatancy. *J. Geophys. Res.* **97**: 273–288.
89. Segall, P. 1989. Earthquakes Triggered by Fluid Extraction. *Geology* **17** (1): 942-946. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0942:ETBFE>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0942:ETBFE>2.3.CO;2).
90. Seismocontrol, S. A. 2005. Estudio de Resistividad con Transitorio Electromagnético en el Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla. Informe: GF-HU-08-05, Seismocontrol, S. A., México.
91. Serra, O. 1979. *Diagraphies Différentes. Bases de l'interprétation*, Tome 1: *Acquisition des Données Diagraphiques*. Paris: Technip.
92. Sheriff, R.E. 1980. *Seismic Stratigraphy*. Boston: International Human Resources Development Corp.
93. Song, L. 2012. *Measurement of Minimum Horizontal Stress from Logging and Drilling Data in Unconventional Oil and Gas*. MS thesis, University of Calgary, Department of Chemical and Petroleum Engineering, Calgary, Alberta, Canada.
94. Stein, S. y Wysession, M. 2009. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Chichester, UK: J. Wiley & Sons.
95. Stephens, G. y Voight, B. 1982. Hydraulic Fracturing Theory for Conditions of Thermal Stress. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **19** (6): 279–284. [http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062\(82\)91364-X](http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062(82)91364-X).
96. Terzaghi, K. 1923. *Theoretical Soil Mechanics*. New York: John Wiley and Sons.
97. Teufel, L. W. 1992. Production-Induced Changes in Reservoir Stress State: Applications to Reservoir Management. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1992. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1822003>.
98. Teufel, L. W. y Rhett, D. W. 1991. Effect of Reservoir Depletion and Pore Pressure Drawdown on In Situ Stress and Deformation in the Ekofisk Field, North Sea. *Proc. of the 32<sup>nd</sup> U.S. Symposium: Rock Mechanics as a Multidisciplinary Science*, Norman, Oklahoma, julio 10-12. Rotterdam: A.A. Balkema.
99. Urban, E. 2012. *Relación de la actividad sísmica local, pozos inyectoros y fallas activas en los campos geotérmicos de México*. Tesis de Licenciatura, UNAM, Facultad de Ingeniería, México, D.F.
100. Urban, E. y Lermo, J. 2012. Relationship of Local Seismic Activity, Injection Wells and Active Faults in the Geothermal Fields of Mexico. 37<sup>th</sup> Stanford Geothermal Workshop, Stanford University, Stanford, California, enero 30-febrero 1. SGP-TR-194.
101. Urban, E. y Lermo, J. 2013. Local Seismicity in the Exploitation of Los Humeros Geothermal Field, Mexico. 38<sup>th</sup> Stanford Geothermal Workshop, Stanford University, Stanford, California, febrero 11-13. SGP-TR-198.
102. Vernik, L., Bruno, M. y Bovberg, C. 1993. Empirical Relations Between Compressive Strength and Porosity of Siliciclastic Rocks. *Int J Rock Mech Min* **30** (7): 677–680. [http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062\(93\)90004-W](http://dx.doi.org/10.1016/0148-9062(93)90004-W).
103. Viggiano, J. C. y Robles, J. 1988 (a). Mineralogía Hidrotermal en el Campo Geotérmico de Los Humeros, Pue. I: Sus Usos Como Indicadora de Temperatura y del Régimen Hidrológico. *Geotermia* **4** (1): 15-28.
104. Viggiano, J. C. y Robles, J. 1988 (b). Mineralogía Hidrotermal en el Campo Geotérmico de Los Humeros, Pue. II: Geometría del Yacimiento. *Geotermia* **4** (1): 29–40.
105. Walters, R. J., Zoback, M. D., Baker, J. W. et al. 2015. Characterizing and Responding to Seismic Risk Associated with Earthquakes Potentially Triggered by Fluid Disposal and Hydraulic Fracturing. *Seismol Res Lett* **86** (4): 1110 – 1118. <http://dx.doi.org/10.1785/0220150048>.
106. Weingarten, J. S. y Perkins, T. K. 1995. Prediction of Sand Production in Gas Wells: Methods and Gulf of Mexico Case Studies. *J Pet Tech* **47** (7): 596–600. SPE-24797-PA. <http://dx.doi.org/10.2118/24797-PA>.
107. Witherspoon, P. A., Wang, J. S. Y., Iwai, K. et al. 1980. Validity of Cubic Law for Fluid Flow in a Deformable Rock Fracture. *Water Resour Res* **16** (6): 1016-1024. <http://dx.doi.org/10.1029/WR016i006p01016>.

108. Wu, B. 2001. Biot's Effective Stress Coefficient Evaluation: Static and Dynamic Approaches. *Frontiers of Rock Mechanics and Sustainable Development in the 21st Century, Proceedings of the 2001 ISRM International Symposium - 2nd Asian Rock Mechanics Symposium, Beijing, septiembre 11–14*. Amsterdam: A.A. Balkema.
109. Wyllie, M. R. J., Gregory, A.R y Gardener, L.W. 1956. Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media. *Geophysics* **21** (1): 41-70. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1438217>.
110. Yañez-García, C., García-Durán, S. y Casique-Vásquez, J. 1979. Geothermal Exploration in the Los Humeros – Derrumbadas Area. *Geoth Res T* **3**: 801-803. <https://www.geothermal-library.org/index.php?mode=pubs&action=view&record=1000510>.
111. Yasar, E. y Erdogan, Y. 2004. Estimation of Rock Physico-Mechanical Properties Using Hardness Methods. *Eng. Geol.* **71** (3-4): 281–288. [http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952\(03\)00141-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952(03)00141-8).
112. Zoback, M. D. 2007. *Reservoir Geomechanics*. Cambridge: Cambridge University Press.
113. Zoback, M. D. y Healy, J. H. 1984. Friction, Faulting, and “In Situ” Stresses. *Ann Geophys* **2** (6): 689–698.
114. Zoback, M. D., Barton, C. A., Brudy, M. et al. 2003. Determination of Stress Orientation and Magnitude in Deep Wells. *Int J Rock Mech Min* **40** (7–8): 1049-1076. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.001>.

## 9. Apéndice A Interpolación de los datos sísmicos

La evaluación de la intensidad sísmica se basa en la colección de los efectos que un evento puede inducir en un entorno, incluidos los cambios temporales y permanentes. La presencia de alta variabilidad en los datos y la falta de instrumentos de medición pueden conducir a resultados con una precisión limitada. No obstante, no hay duda de que en la mayoría de casos y escenarios la información macrosísmica es insustituible, principalmente para los eventos históricos que ocurrieron antes del establecimiento de redes sísmicas. Es importante para la actividad sísmica reciente que los eventos en localizados con bajo error y numerosa información sean analizados e interpretados, de forma en que puedan ser asociados con los diferentes mecanismos y establecer causas posibles de generación (De Rubeis *et al.* 1992; Tosi *et al.* 1995; Pettenati *et al.* 1999). Para continuar con el análisis de los datos sísmicos, es recomendable tomar en cuenta un enfoque estadístico, adecuado metodológicamente a los datos disponibles y el ajuste a los diferentes objetivos (locales o regionales).

Hay dos categorías de técnicas de interpolación: deterministas y geoestadísticas. Las técnicas deterministas crean superficies de interpolación, basada en la medición de puntos o fórmulas matemáticas. Métodos como el peso Inverso de la Distancia (IDW, por su acrónimo en inglés, *Inverse Distance Weight*) se basan en el grado de similitud de las celdas mientras que los métodos como *Trend*, relacionan una superficie lisa definida por una función matemática.

Las técnicas de interpolación de estadísticas geográficas o geoestadísticas se basan en las propiedades estadísticas de los puntos medidos, se conocen principalmente por el método de Kriging, el cual fue desarrollado durante los años 1960 y 1970, donde los valores obtenidos o medidos en la circunvalación son ponderados de acuerdo un modelo de variograma o semivariograma, que se deriva a partir de un valor estimado para una ubicación no medida. La ponderación de los valores se determina a través de la distancia entre los puntos del campo de valores, los valores predichos, y la disposición espacial. Es el único entre los métodos de interpolación que proporciona un método sencillo para la caracterización de la varianza, o la precisión de las predicciones.

El método de Kriging se basa en la teoría de las variables regionalizadas, lo que supone que la variación espacial de los datos que están siendo modelados es homogénea en toda la superficie. Es decir, el mismo patrón de variación se puede observar en todos los lugares en la superficie. Las características intrínsecas de este método han sido reconocidas como el método de interpolación espacial más utilizado en el campo de las ciencias de la tierra, y en general, en cualquier situación en la que los datos espaciales deben ser interpolados (De Rubeis *et al.* 2005).

Entre las características más importantes de este método son (1) la estimación no sesgada de los resultados, (2) el mínimo error de estimación, y (3) evaluación de la incertidumbre en la interpolación de los datos.

El principal supuesto cuando se utiliza Kriging, es que los datos analizados son muestras de una variable regionalizada. Las propiedades de este tipo de variable auxiliar en el intervalo entre verdadera aleatoriedad espacial y comportamiento totalmente determinista. El determinismo no es completo y depende de la distancia espacial entre los puntos; cuanto más cerca están, más fuerte es su relación. A mayor distancia el método de determinismo se pierde y desvanece la autocorrelación espacial de los datos. El semivariograma es la herramienta analítica utilizada para evaluar y cuantificar el grado de autocorrelación espacial, y sus resultados constituyen la base del método.

Mediante un sistema de interpolación es posible calcular y producir un mapa especial asociando la localización de cada uno de los eventos, determinar una dispersión de energía a través del desarrollo de superficies que establecen la relación espacial, la magnitud y caída de esfuerzos asociada al evento (Figura 9.1). Utilizando "ArcGIS", un programa diseñado para el manejo del Sistema de Información Geografía (GIS, por su acrónimo en inglés). Se construyeron los planos de interpolación siguiendo el método ordinario, para predecir las superficies, basado en el principio de autocorrelación espacial o dependencia espacial, que mide el grado de relación y/o dependencia entre la cercanía y la distancia de los objetos (Figura 9.2).

## 9. Apéndice A Interpolación de datos sísmicos

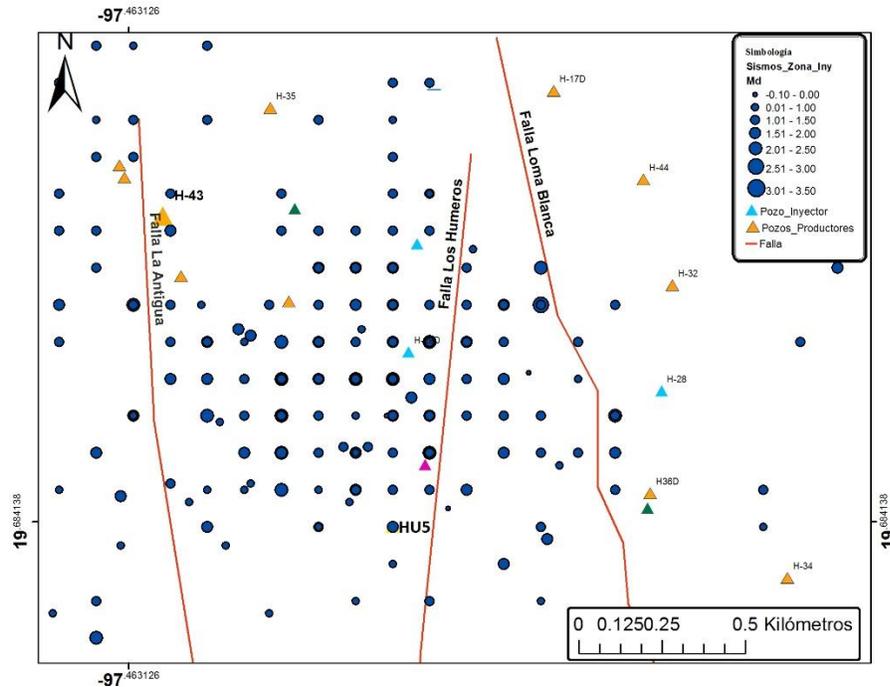


Figura 9.1 Distribución espacial de los eventos sísmicos en la zona de producción principal, que se utilizan en la interpolación.

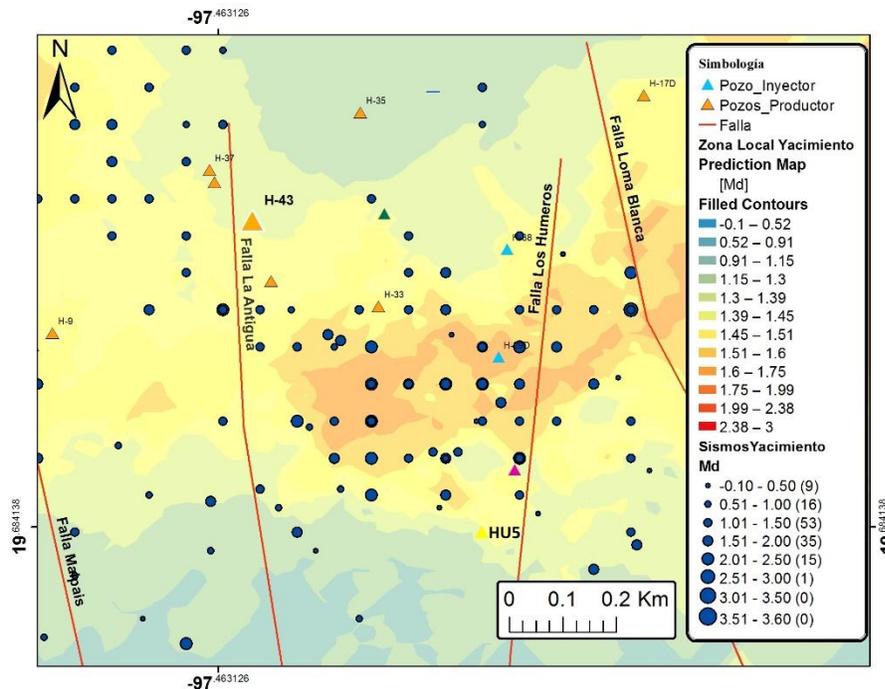


Figura 9.2 Superficie obtenida mediante la interpolación utilizando un algoritmo de Kriging ordinario (la variación de la intensidad de menor a mayor, azul a rojo, respectivamente).

En la Figura 9.3, se presentan las diferentes variaciones del método de Kriging, con un ajuste de distribución Gaussiano, ordinario lineal, ordinario esférico y universal lineal. Se puede observar que la esencia del análisis prevalece y ligeros cambios en atenuación.

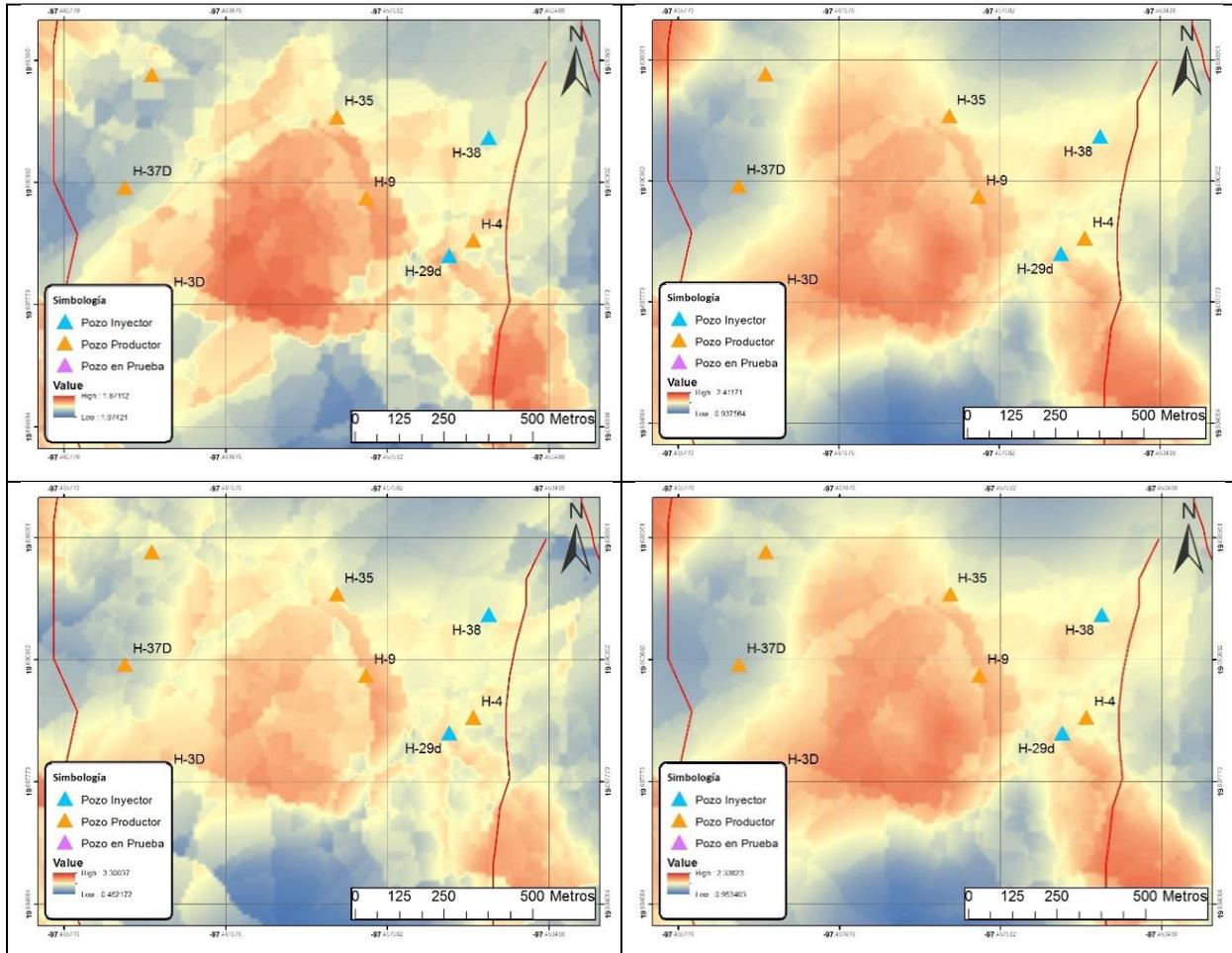
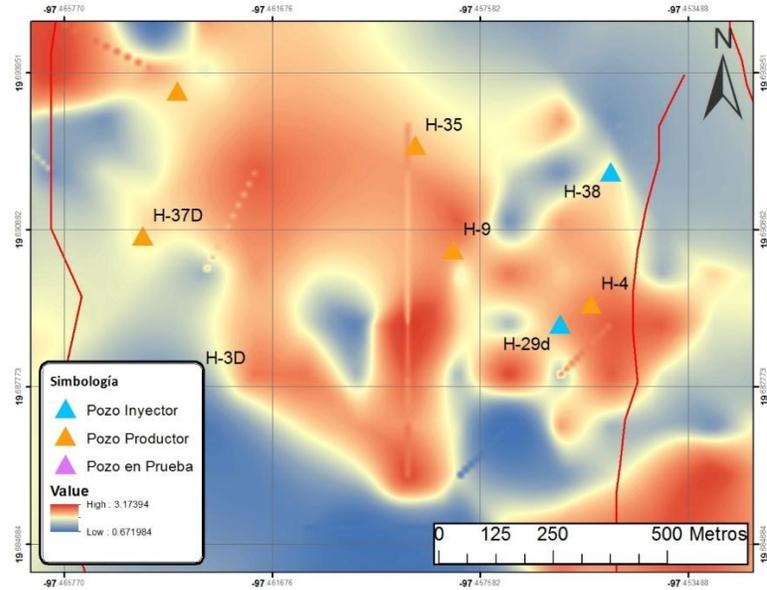


Figura 9.3 Interpolaciones de Kriging: Gaussiano (arriba izquierda), ordinario lineal (arriba derecha), ordinario esférico (abajo izquierda) y universal lineal (abajo derecha).

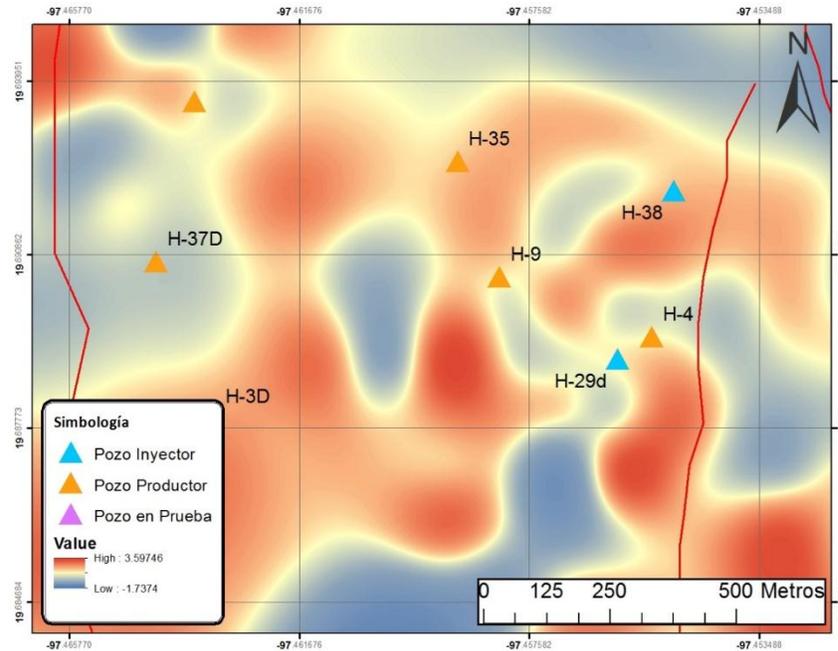
Para comparar los resultados de Kriging, se adicionaron tres diferentes métodos: *Natural Neighbor*, *Inverse Distance Weight (IDW)* y el de *Spline*. El método de *Natural Neighbor* se basa en los polígonos de Thiessen, también estudiados por Voronoi en el diagrama que lleva su nombre. Se basa en obtener un conjunto discreto de puntos espaciales. Esto tiene ventajas sobre los métodos más simples de interpolación, como la interpolación del vecino más próximo, ya que proporciona una aproximación con mayor definición (Figura 9.4), sin embargo, depende de la función de peso, que para el manejo de datos sísmicos donde la predicción es complicada.

## 9. Apéndice A Interpolación de datos sísmicos



**Figura 9.4 Superficie obtenida mediante la interpolación utilizando un algoritmo de *Natural Neighbor* esférico (de rojo a azul, la variación de la intensidad).**

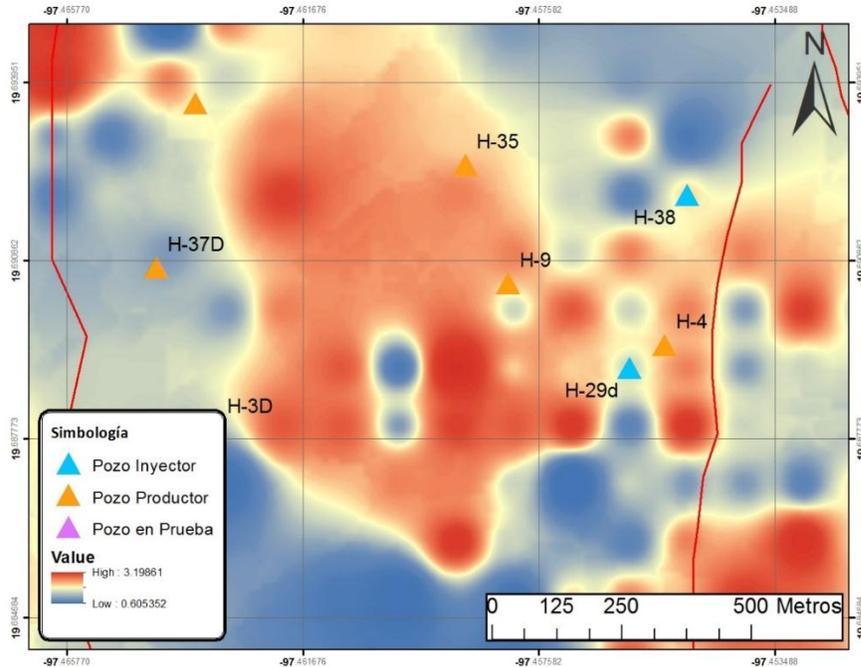
Adicionalmente se incluyó el método en importancia, la interpolación por Spline permite obtener superficies con mayor definición, basado en polinomios de bajo grado en los cuales reduce la dispersión de los datos, pero en estudios más complejos –con alta variabilidad en los parámetros como la información sísmica– puede generar polinomios de mayor grado en el que el error se amplifique, al punto en que la superficie de predicción se pierda (Figura 9.5).



**Figura 9.5 Superficie obtenida mediante la interpolación utilizando un algoritmo de Spline esférico (de rojo a azul, la variación de la intensidad).**

Finalmente, el método de *Inverse Distance Weight (IDW)* es un tipo de método determinista para la interpolación multivariada con un conjunto disperso conocido de puntos. Los valores asignados a puntos desconocidos se calculan con una media ponderada de los valores disponibles en los puntos conocidos, sin embargo, requiere la asignación de una función de peso, y marque una tendencia en los datos. En la Figura 9.6, se presenta la superficie de interpolación obtenida por el método IDW, de la misma forma que los otros métodos, es notable la variabilidad del peso las mediciones, en las cuales, ante la carencia de una función de peso, recurre a la repetición o a la frecuencia en la que se repite un valor, por lo tanto, no considera la variabilidad en los demás puntos, y se la superficie de interpolación puede perderse en el error de la función de residuos.

## 9. Apéndice A Interpolación de datos sísmicos



**Figura 9.6 Superficie obtenida mediante la interpolación utilizando el algoritmo IDW esférico (de rojo a azul, la variación de la intensidad).**

En el caso de estudio para el campo Los Humeros el método de interpolación que se ajusta mejor a los datos estadísticos y la localización espacial, con menor disperso y mejor acoplamiento a los datos es el método de Kriging, *Natural neighbor* y Spline también presentan un enfoque similar, pero Kriging mostró representación más estable de valores, por lo tanto, ofrece superficies con mejor definición de celda o mayor cantidad de celdas predichas.

## 10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Tabla 10.1 Campo Los Humeros; parámetros hipocentrales seleccionados en el estudio. La fecha en año (AA), mes (MM) y día (DD); la hora GMT en hora (HH), minuto (MM) y segundo (SS); LATITUD Y LONGITUD, en grados; Prof, la profundidad focal en kilómetros; RMS, la raíz media cuadrática en kilómetros; y Md, magnitud de coda en grados.

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
		HH:MM	SS					
1	12/30/1997	1104	53.1	19.686	-97.451	3.9	0	1.2
2	12/30/1997	1614	44.3	19.686	-97.456	3.3	0.1	1.3
3	12/30/1997	1709	24.4	19.688	-97.458	3.8	0.1	1.6
4	12/30/1997	1726	58	19.685	-97.454	3.1	0.1	1.7
5	12/30/1997	1727	38.3	19.682	-97.452	3.5	0.1	0.8
6	12/30/1997	1953	52.8	19.687	-97.456	3.8	0.2	1.9
7	12/30/1997	2002	1.2	19.684	-97.456	2.8	0.1	1.6
8	12/31/1997	503	57.7	19.686	-97.453	3.6	0.1	1.9
9	2/14/1998	909	13.7	19.69	-97.454	2.7	0.1	1.2
10	2/19/1998	714	40.9	19.688	-97.455	3	0.1	1.8
11	2/21/1998	2239	28.1	19.687	-97.452	2.7	0.1	1.4
12	2/23/1998	1935	44.7	19.689	-97.455	3.6	0.1	1.5
13	3/1/1998	1847	3.4	19.687	-97.454	2.7	0.1	1.2
14	3/7/1998	1218	57	19.686	-97.455	3.9	0.1	1.5
15	3/13/1998	2111	23.9	19.689	-97.457	3.2	0.1	1.3
16	3/21/1998	323	4.2	19.69	-97.458	3	0.1	1.3
17	3/22/1998	1402	12.4	19.688	-97.457	3.3	0	1.4
18	3/26/1998	1547	58.2	19.665	-97.447	4.4	0.3	1.3
19	3/29/1998	1357	48.2	19.688	-97.455	3.1	0.1	1.7
20	4/16/1998	1829	5.1	19.689	-97.453	3.4	0	1.3
21	4/17/1998	2232	41.9	19.684	-97.446	2.7	0	0.9
22	5/8/1998	1843	21.9	19.687	-97.455	3.5	0.1	1.7
23	5/12/1998	1547	5.9	19.686	-97.458	2.7	0.1	1.3
24	5/28/1998	1954	16.8	19.689	-97.456	2.6	0.2	1.4
25	6/18/1998	1812	20.8	19.696	-97.467	1.9	0.1	1.5
26	6/19/1998	1952	39.8	19.691	-97.464	2.6	0	1.2
27	6/29/1998	1746	22.3	19.685	-97.456	4.1	0	1.5
28	7/13/1998	2223	19.6	19.691	-97.458	2.5	0.1	1.5
29	7/25/1998	2019	34.1	19.685	-97.45	2.8	0	1.2
30	7/26/1998	2105	7.3	19.689	-97.457	3.1	0.1	1.3
31	8/6/1998	814	47.3	19.683	-97.453	2.7	0.1	1.7
32	8/7/1998	406	29.8	19.681	-97.445	3.3	0.1	1.6

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
		HH:MM	SS					
33	8/12/1998	824	27.9	19.688	-97.456	3.2	0.1	1.3
34	9/3/1998	1921	20.9	19.694	-97.456	3.6	0.1	1.2
35	9/3/1998	1928	37.1	19.693	-97.455	2.9	0.1	1.4
36	9/4/1998	934	56.8	19.693	-97.455	2.8	0.1	1
37	9/10/1998	1824	26.1	19.689	-97.454	3.8	0.1	1.2
38	9/12/1998	438	33.6	19.691	-97.456	3.2	0.1	1.7
39	9/20/1998	43	15.1	19.691	-97.457	3.9	0.1	1.3
40	9/23/1998	207	2.5	19.689	-97.457	3.4	0.1	1.4
41	9/28/1998	1152	32.8	19.691	-97.457	3.9	0.1	1.4
42	9/28/1998	2303	42.8	19.69	-97.456	4.3	0.1	1.3
43	10/2/1998	1539	48.7	19.692	-97.455	4.2	0.1	1.5
44	10/6/1998	28	55	19.672	-97.432	3.8	0.1	1.3
45	10/8/1998	225	6.5	19.689	-97.458	3	0.1	1.4
46	10/13/1998	534	30.4	19.691	-97.458	3.3	0.1	1.5
47	10/18/1998	1904	52.9	19.689	-97.456	2.8	0.1	1.3
48	10/27/1998	620	8.6	19.689	-97.461	3.1	0	1.6
49	10/30/1998	442	8.7	19.689	-97.455	3.5	0.1	1.4
50	10/31/1998	558	39.7	19.69	-97.456	3.7	0.1	1.3
51	11/1/1998	1944	56.6	19.691	-97.457	3.4	0.1	1.4
52	11/4/1998	1341	36.6	19.691	-97.457	3.7	0.1	1.5
53	11/12/1998	524	49.6	19.69	-97.456	2.9	0.1	1.2
54	11/14/1998	642	31.6	19.688	-97.454	2.9	0.1	1.3
55	12/3/1998	325	19.7	19.691	-97.458	3.7	0.1	1.2
56	12/4/1998	1452	23.4	19.69	-97.456	3.8	0.1	1.6
57	12/10/1998	1832	19.1	19.689	-97.455	3.1	0.1	1.4
58	12/23/1998	2358	43.2	19.687	-97.456	2.7	0.1	1.3
59	12/29/1998	818	9.2	19.685	-97.457	4.3	0.1	1.4
60	1/4/1999	1035	45.8	19.691	-97.454	4.1	0.1	1.5
61	1/6/1999	715	7.3	19.693	-97.455	3.4	0.1	1.1
62	1/9/1999	919	35.2	19.689	-97.458	4.1	0.1	1.3
63	1/23/1999	300	33.7	19.689	-97.454	3	0.1	1.2
64	1/27/1999	1709	47.9	19.69	-97.455	3.1	0.1	1.3
65	1/30/1999	4	51	19.692	-97.455	2.5	0.1	1.4
66	2/2/1999	135	1.7	19.674	-97.467	1.7	0.1	1.4
67	2/2/1999	141	49.3	19.69	-97.455	3.1	0.1	1.5
68	2/3/1999	602	47.7	19.691	-97.456	3.7	0.1	1.1
69	2/11/1999	137	26.5	19.661	-97.448	2.5	0.1	1.1
70	2/12/1999	1732	43.9	19.698	-97.452	2.6	0	1.3
71	2/20/1999	1304	52.3	19.687	-97.458	3.4	0.1	1.3

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT HH:MM SS		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
72	3/10/1999	53	56.3	19.691	-97.457	3.8	0.1	1.3
73	4/26/1999	612	2.9	19.69	-97.456	3.2	0.1	1.4
74	5/11/1999	437	5.5	19.69	-97.463	4.6	0.1	1.3
75	5/28/1999	245	10.4	19.692	-97.457	3.5	0.1	1.3
76	5/28/1999	253	19.9	19.692	-97.456	2.9	0.1	1.3
77	5/28/1999	303	55.4	19.693	-97.456	4.1	0.1	1.5
78	5/28/1999	409	42	19.691	-97.454	3.9	0.1	1.2
79	6/11/1999	1556	47.2	19.658	-97.454	1.3	0.2	1.4
80	6/18/1999	1728	52.1	19.693	-97.462	5.7	0.1	1.5
81	6/18/1999	1734	19.9	19.69	-97.455	3.5	0.1	1.5
82	6/24/1999	1006	46.5	19.682	-97.464	5.1	0	1.4
83	7/11/1999	1501	6.1	19.686	-97.456	3.3	0	1.2
84	7/16/1999	16	52.4	19.684	-97.458	3.6	0	1.1
85	7/16/1999	1004	18.4	19.684	-97.458	3.8	0	0.9
86	7/16/1999	1733	16.7	19.685	-97.46	3.6	0	0.8
87	7/21/1999	150	40.9	19.696	-97.455	2.9	0	1.3
88	7/22/1999	747	57.6	19.685	-97.461	2.9	0.1	1
89	7/23/1999	137	52	19.682	-97.457	3.5	0	1
90	7/23/1999	309	29.7	19.687	-97.455	3.9	0	1.1
91	7/24/1999	713	9.3	19.688	-97.458	2.6	0.1	1.2
92	7/28/1999	1327	16	19.685	-97.46	3.6	0	0.7
93	7/30/1999	1926	41	19.685	-97.458	3.8	0	0.9
94	8/5/1999	2317	6.4	19.689	-97.454	3.4	0.1	1.1
95	8/6/1999	141	25.8	19.691	-97.457	3	0.1	1.1
96	8/6/1999	806	47.7	19.692	-97.456	3.1	0	1.1
97	8/19/1999	1108	44.7	19.683	-97.456	3.7	0	0.7
98	8/19/1999	1527	10.7	19.687	-97.457	3.5	0	0.6
99	8/21/1999	1844	41.8	19.667	-97.448	3.6	0.1	1.8
100	9/17/1999	1338	46.3	19.678	-97.465	1.2	0.1	1.4
101	9/23/1999	1029	8.4	19.678	-97.463	1.8	0.1	1.4
102	11/2/1999	449	26.7	19.669	-97.432	3.7	0.1	1.1
103	11/23/1999	412	48.4	19.674	-97.452	4.2	0	1.3
104	1/9/2000	1313	13.4	19.671	-97.454	3.4	0.1	1.7
105	1/9/2000	1820	48.4	19.67	-97.449	4.1	0.1	1.8
106	3/22/2000	113	57.8	19.689	-97.445	4.5	0	1.3
107	3/28/2000	150	30.3	19.689	-97.456	3.7	0.1	1.5
108	4/3/2000	452	49.3	19.69	-97.452	2.7	0.1	1.3
109	4/7/2000	731	38	19.691	-97.456	3.4	0.1	1.5
110	4/11/2000	142	19.8	19.688	-97.454	3.1	0.1	1.3

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
		HH:MM	SS					
111	5/7/2000	2359	32.4	19.624	-97.459	0.8	0.2	1.4
112	5/17/2000	533	39.7	19.689	-97.454	2.5	0	1.8
113	5/17/2000	533	39.6	19.688	-97.457	2.8	0	1.8
114	5/27/2000	1801	21.4	19.69	-97.453	1.6	0.1	1.5
115	6/13/2000	2209	15.5	19.689	-97.455	3.4	0.1	1.1
116	6/16/2000	2229	26.5	19.663	-97.448	3.7	0.1	1.9
117	6/19/2000	219	25.5	19.667	-97.445	3.9	0.1	1.5
118	6/19/2000	451	38.1	19.66	-97.446	4.3	0.1	1.1
119	6/25/2000	2053	7.8	19.675	-97.441	4	0	1.5
120	6/25/2000	2340	42.4	19.689	-97.451	3.3	0	1.5
121	6/28/2000	1047	18.5	19.688	-97.456	3.2	0.1	1.4
122	7/28/2000	1917	15.9	19.688	-97.456	2.9	0.1	1.1
123	7/28/2000	1917	15.9	19.688	-97.456	3	0.1	1.2
124	8/6/2000	7	3.3	19.674	-97.465	2.1	0	1.5
125	8/6/2000	7	28.9	19.672	-97.455	3.3	0	1.8
126	8/8/2000	638	53.8	19.69	-97.457	2.5	0	1.6
127	8/8/2000	638	53.7	19.689	-97.454	3.9	0	1.7
128	8/17/2000	2336	49.1	19.69	-97.453	3.2	0.1	1.7
129	8/17/2000	2342	42.1	19.686	-97.455	2.7	0.1	1.3
130	8/22/2000	1903	58	19.693	-97.459	2.6	0	1.4
131	11/5/2000	713	50.1	19.688	-97.461	3.1	0	1.6
132	12/22/2000	349	45.6	19.678	-97.467	1.8	0.1	1.4
133	3/25/2001	301	6.3	19.689	-97.455	3.6	0.1	1.7
134	3/25/2001	1402	37.2	19.69	-97.455	2.7	0	1.5
135	3/26/2001	17	49.6	19.69	-97.453	2.9	0.1	1.4
136	4/21/2001	1243	22.6	19.668	-97.429	3.1	0.1	1.6
137	7/7/2001	21	7.1	19.688	-97.46	3.9	0.1	1.4
138	7/7/2001	21	7.1	19.688	-97.459	3.8	0.1	1.7
139	7/27/2001	345	7.1	19.687	-97.463	3.5	0	1.7
140	9/27/2001	5	29.1	19.687	-97.44	1.8	0	1.9
141	10/20/2001	458	41.7	19.691	-97.464	3.2	0.1	1.4
142	10/22/2001	1023	57.4	19.691	-97.458	3.8	0	1.7
143	11/16/2001	622	35.7	19.69	-97.463	3.3	0	1.2
144	11/24/2001	441	47.1	19.692	-97.462	2.8	0	1.7
145	12/11/2001	531	53.8	19.693	-97.446	2.1	0.1	1.7
146	12/11/2001	537	18.7	19.687	-97.456	3.1	0	1.5
147	1/10/2002	1844	25.1	19.669	-97.451	3.7	0.1	1.8
148	1/21/2002	1815	34.8	19.672	-97.463	4	0.5	3.2
149	2/4/2002	1226	25.5	19.691	-97.444	1.7	0.1	1.8

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT HH:MM SS		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
150	3/20/2002	113	20.7	19.689	-97.459	1	0.2	2.1
151	4/13/2004	802	13.7	19.686	-97.459	3	0	1.8
152	4/25/2004	2220	25.1	19.685	-97.47	2.2	0	2.1
153	6/15/2004	1117	33.4	19.687	-97.472	1.9	0	1.6
154	6/15/2004	1712	53.6	19.663	-97.46	1.2	0.1	1.5
155	6/19/2004	1422	9	19.686	-97.473	2	0	1.3
156	6/19/2004	1529	51.9	19.686	-97.472	2.1	0.1	1.9
157	7/3/2004	1232	59.6	19.689	-97.458	2.9	0.1	1.9
158	7/22/2004	2312	35.6	19.689	-97.457	3	0	1.2
159	7/28/2004	1651	52.3	19.681	-97.47	1.8	0.1	1.3
160	7/29/2004	1704	11.4	19.688	-97.467	2.8	0	1.4
161	9/18/2004	2028	20.5	19.673	-97.438	2.2	0	1.2
162	2/13/2005	1954	17.7	19.661	-97.446	3.3	0	2.2
163	3/14/2005	1744	27.3	19.686	-97.456	3.6	0	1.1
164	12/19/2005	2038	43.5	19.697	-97.442	1.9	0	1.7
165	12/25/2005	1854	21.9	19.689	-97.442	2	0	1.6
166	1/19/2006	1336	6.8	19.686	-97.452	2.4	0.1	1.4
167	1/21/2006	750	2.6	19.689	-97.465	4.2	0.1	1.3
168	1/21/2006	1615	38.2	19.696	-97.469	2.2	0	1.4
169	1/30/2006	108	59.6	19.698	-97.466	1.1	0.1	1
170	1/30/2006	109	15.4	19.695	-97.463	1.5	0.1	1.5
171	1/31/2006	1155	23.8	19.693	-97.467	2.1	0	1.5
172	2/2/2006	253	9.3	19.687	-97.455	2.5	0.1	1.2
173	2/4/2006	901	41.6	19.69	-97.47	2.1	0	1.3
174	2/4/2006	1921	10.4	19.687	-97.46	2.5	0.1	1.5
175	2/11/2006	2105	38.2	19.694	-97.464	2.5	0.1	1.5
176	2/13/2006	700	22.9	19.692	-97.459	3.5	0.1	1.5
177	2/21/2006	737	32.3	19.687	-97.459	2.6	0.1	1.5
178	2/24/2006	242	14.9	19.692	-97.467	3.5	0	1.4
179	2/24/2006	242	14.9	19.692	-97.468	3.4	0	1
180	2/24/2006	850	12.8	19.689	-97.461	2.4	0.1	1.3
181	2/24/2006	2057	40.4	19.693	-97.467	2	0	1.3
182	2/24/2006	2057	40.5	19.692	-97.466	2	0	1.1
183	3/3/2006	1537	11.6	19.69	-97.471	2	0	1.5
184	3/9/2006	1744	16.2	19.693	-97.466	1.9	0.1	1.2
185	3/11/2006	1109	10	19.693	-97.465	2.1	0	1.1
186	3/16/2006	2018	20.5	19.693	-97.468	1.9	0.1	1.5
187	3/19/2006	1226	39.4	19.69	-97.463	2.5	0.1	1.2
188	3/20/2006	1629	20.5	19.69	-97.462	2.2	0.1	1.5

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT HH:MM SS		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
189	4/19/2006	411	58.9	19.688	-97.451	3.4	0	0.9
190	5/2/2006	1159	32.8	19.687	-97.453	3.9	0	1.1
191	5/5/2006	17	58.2	19.686	-97.451	4.1	0	1.1
192	5/15/2006	1716	16.6	19.697	-97.461	4.2	0	1.5
193	5/16/2006	1939	24.9	19.679	-97.433	3.6	0	1.2
194	6/26/2006	36	40.1	19.682	-97.467	3.3	0	1.1
195	6/28/2006	2113	29	19.695	-97.458	4.4	0	1.2
196	10/7/2006	2054	3.2	19.695	-97.461	4	0	1.4
197	10/9/2006	120	9.1	19.694	-97.463	3.6	0	1.3
198	10/15/2006	1924	57.3	19.692	-97.465	3.4	0	1.3
199	7/14/2007	721	9.7	19.689	-97.46	2.4	0	1
200	7/19/2007	123	54.6	19.697	-97.471	1.4	0	1.2
201	11/3/2007	302	5.2	19.692	-97.464	2.1	0	1.3
202	11/3/2007	302	5.1	19.694	-97.469	1.3	0	1.5
203	11/5/2007	2259	25.8	19.696	-97.456	0.8	0.2	1.1
204	12/14/2007	1345	50.6	19.688	-97.462	4.8	0	1.6
205	12/25/2007	25	43.4	19.68	-97.46	2.8	0	0.7
206	1/5/2008	450	29.1	19.695	-97.467	2.1	0	1.6
207	1/9/2008	1119	16.4	19.695	-97.464	2.1	0	0.8
208	1/9/2008	1119	31.3	19.697	-97.463	2.2	0	0.9
209	1/9/2008	2012	54.5	19.696	-97.465	2	0	1.5
210	1/10/2008	1952	39.1	19.694	-97.484	1.1	0	0.6
211	1/10/2008	1952	39.2	19.694	-97.481	0.7	0	0.8
212	1/10/2008	1952	53.5	19.691	-97.478	1.8	0	1.4
213	1/10/2008	1952	53.8	19.673	-97.448	2.5	0.1	0.9
214	1/14/2008	126	30.8	19.697	-97.466	2	0	1.4
215	1/15/2008	839	28.7	19.694	-97.466	2.2	0	1.9
216	1/27/2008	248	56.4	19.692	-97.469	1.4	0	1.4
217	1/28/2008	235	37.6	19.697	-97.464	1.9	0	1.4
218	1/31/2008	1407	35.9	19.677	-97.46	5	0	1.4
219	2/4/2008	2307	57.7	19.678	-97.465	4.6	0	1
220	2/9/2008	401	15.8	19.695	-97.466	1.9	0	1.8
221	2/11/2008	1032	41.6	19.693	-97.47	1.1	0	1.5
222	5/7/2008	444	26	19.69	-97.441	1.8	0	1.4
223	5/13/2008	1047	40.9	19.679	-97.474	2.5	0.1	1.9
224	7/23/2008	642	38.2	19.664	-97.444	4.4	0	1.7
225	8/23/2008	750	37.1	19.687	-97.45	4	0.1	1.1
226	8/23/2008	750	37.1	19.69	-97.45	4.5	0.1	1.1
227	8/25/2008	1747	39.4	19.688	-97.46	4.8	0.1	1.2

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
		HH:MM	SS					
228	8/30/2008	233	27.1	19.687	-97.463	3	0.1	0.9
229	8/31/2008	13	29.1	19.673	-97.471	3.3	0.1	1.5
230	8/31/2008	27	47.9	19.666	-97.453	3.4	0.1	1.2
231	9/6/2008	1948	13.7	19.669	-97.442	3.9	0	1.3
232	9/8/2008	1631	22.3	19.676	-97.436	4.2	0	1.7
233	9/8/2008	1633	2.7	19.667	-97.436	3.8	0.1	1
234	9/14/2008	318	38.2	19.689	-97.458	3.4	0	1.4
235	9/22/2008	309	19.5	19.68	-97.432	3.6	0	1.1
236	9/25/2008	517	41.1	19.673	-97.434	2.5	0	1.4
237	10/1/2008	1941	35.1	19.678	-97.46	4.5	0	1.3
238	7/28/2014	1852	4.99	19.68933	-97.4568	2.3	0.08	0.4
239	7/29/2014	839	49.76	19.67017	-97.4522	1.8	0.03	1.2
240	7/29/2014	907	13.53	19.6725	-97.4492	1.8	0.04	0.1
241	7/29/2014	907	18.65	19.67167	-97.4493	1.8	0.02	0.7
242	7/30/2014	59	15.49	19.67033	-97.4512	1.1	0.01	0.3
243	8/5/2014	2044	34.36	19.69983	-97.5045	0.9	0.13	1.3
244	8/6/2014	852	9.98	19.6835	-97.4633	2	0.05	0.9
245	8/8/2014	1729	56.45	19.68483	-97.4633	1.9	0.04	2
246	8/13/2014	810	1.71	19.67283	-97.4405	1.9	0.06	2.3
247	8/17/2014	741	42.92	19.68633	-97.4658	1.8	0.04	0.6
248	8/17/2014	1711	10.82	19.74183	-97.4875	1.6	0.17	1.7
249	8/17/2014	1712	36.44	19.742	-97.4752	6.7	0.08	1.9
250	9/8/2014	316	8.88	19.68017	-97.4705	1.3	0.06	0.3
251	9/9/2014	2005	18.42	19.68117	-97.4678	1.3	0.1	1
252	9/10/2014	327	21	19.68167	-97.4652	1.8	0.01	0.4
253	9/11/2014	610	23.1	19.68467	-97.4615	1.8	0.03	0.6
254	9/11/2014	1717	28.68	19.68517	-97.462	2	0.06	1.4
255	9/14/2014	803	55.14	19.67133	-97.4502	1.6	0.04	0.6
256	9/14/2014	1302	35.13	19.68283	-97.467	1.3	0.05	0.8
257	9/17/2014	2215	18.16	19.68683	-97.4607	2	0.06	1
258	9/20/2014	747	35.79	19.67767	-97.4643	0.9	0.14	1
259	9/24/2014	824	20.14	19.669	-97.4517	0.7	0.05	1
260	9/24/2014	1909	15.47	19.69	-97.4593	1.9	0.06	1.2
261	9/26/2014	55	39.48	19.68817	-97.4523	1.3	0.06	0
262	9/26/2014	2314	46.28	19.67667	-97.4478	2.6	0.03	1.9
263	9/28/2014	1235	7.26	19.68517	-97.4598	2.3	0.07	1
264	9/29/2014	1217	34.69	19.68367	-97.4518	1.9	0.05	1.6
265	10/5/2014	1749	19.98	19.67567	-97.4482	2.2	0.05	1.2
266	10/5/2014	2155	46.17	19.6585	-97.4492	1.6	0.03	1.5

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT HH:MM SS		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
267	10/12/2014	734	29.93	19.68917	-97.4598	2.1	0.05	1.8
268	10/12/2014	2034	11.74	19.69	-97.4612	1.5	0.06	1
269	10/21/2014	821	7.08	19.674	-97.4435	2.6	0.04	1.6
270	10/22/2014	730	30.42	19.65533	-97.4738	0.7	0.03	2
271	10/22/2014	731	13.64	19.6585	-97.4672	0.8	0.07	1.8
272	10/22/2014	737	33.64	19.65367	-97.4718	0.8	0.04	0.3
273	10/22/2014	737	37.93	19.6565	-97.4725	1.1	0.05	0.8
274	10/23/2014	38	27.53	19.66667	-97.4538	2.1	0.09	1.5
275	10/28/2014	354	45.69	19.68617	-97.4573	2	0.05	1.4
276	11/1/2014	1534	53.16	19.6915	-97.4538	1.3	0.08	0.4
277	11/4/2014	1237	57.46	19.67483	-97.449	2.6	0.12	1
278	11/11/2014	2131	0.69	19.68933	-97.4602	1.8	0.06	1.9
279	11/14/2014	603	48.41	19.6845	-97.4545	2	0.04	-0.1
280	11/14/2014	1343	53.32	19.6715	-97.4523	1.9	0.01	-0.1
281	11/14/2014	1344	2.26	19.67417	-97.4443	2.1	0.11	1.5
282	11/16/2014	1221	50.93	19.687	-97.4562	1.3	0.1	0
283	11/19/2014	1307	11.26	19.68617	-97.4567	2	0.08	1.5
284	11/20/2014	715	3.2	19.6835	-97.4605	1.7	0.16	0.4
285	11/21/2014	203	35.04	19.68467	-97.4572	2.3	0.13	0.4
286	11/21/2014	1357	48.59	19.6875	-97.4555	2.1	0.05	1.9
287	11/25/2014	111	11.06	19.68567	-97.4515	1.9	0.06	0.3
288	11/28/2014	2246	18.22	19.68267	-97.4415	2.1	0.05	-0.1
289	11/30/2014	318	38.52	19.6745	-97.4435	2.3	0.07	0.8
290	12/3/2014	1042	39.71	19.6735	-97.4462	1.8	0.01	1.6
291	12/4/2014	1034	49.44	19.67267	-97.4473	1.4	0.01	0.7
292	12/12/2014	605	45.69	19.654	-97.4665	0.7	0.1	1.8
293	12/18/2014	340	8.19	19.67433	-97.4443	2.6	0.04	2.8
294	12/20/2014	1214	3.41	19.68167	-97.4593	2.5	0.12	0.6
295	12/27/2014	237	42.7	19.67883	-97.4485	0.3	0.02	0.9
296	1/4/2015	10.1	2113	19.686	-97.457	1.2	0	0.9
297	1/4/2015	46.5	2114	19.686	-97.457	1.2	0	1.8
298	1/8/2015	43.5	143	19.674	-97.444	1.8	0.1	2
299	1/8/2015	6.7	1804	19.667	-97.455	1.3	0.1	2
300	1/10/2015	18.6	731	19.682	-97.455	1.2	0.1	1.5
301	1/12/2015	15.7	744	19.687	-97.456	2.5	0.1	1.3
302	1/17/2015	36.4	313	19.675	-97.446	1.2	0	1.8
303	1/21/2015	51.1	1737	19.673	-97.448	1.3	0	1.3
304	1/24/2015	48.8	1121	19.685	-97.457	1.3	0.1	1.6
305	1/28/2015	51.1	716	19.671	-97.45	0.6	0.1	1.5

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT HH:MM SS		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
306	2/4/2015	12.4	1448	19.685	-97.465	0.9	0	1
307	2/8/2015	32.2	152	19.674	-97.445	2.3	0	2.2
308	2/10/2015	10.9	539	19.684	-97.461	1.2	0	1.9
309	2/10/2015	15.3	1423	19.67	-97.447	1	0	2.3
310	2/10/2015	46.6	1945	19.67	-97.443	1.4	0	1.9
311	2/13/2015	30.3	411	19.675	-97.443	2.1	0	2.1
312	2/18/2015	13.3	807	19.688	-97.457	1.7	0.1	1.6
313	2/18/2015	42.6	1416	19.691	-97.452	1.6	0.1	2.1
314	2/21/2015	49	2212	19.674	-97.445	2.2	0.1	1.8
315	2/22/2015	8.7	1524	19.681	-97.464	2.1	0.1	2.1
316	2/26/2015	53.9	2341	19.692	-97.458	2	0.1	1.5
317	3/1/2015	15	410	19.674	-97.445	2.5	0.1	1.3
318	3/2/2015	2.5	839	19.671	-97.451	1	0	1
319	3/3/2015	44.5	2212	19.688	-97.458	2.2	0	1.6
320	3/4/2015	23.3	38	19.688	-97.459	2.2	0.1	1.5
321	3/6/2015	6.5	659	19.673	-97.445	2.3	0.1	2
322	3/7/2015	8.9	1629	19.675	-97.446	1.7	0.1	1.8
323	3/7/2015	8.9	1629	19.675	-97.447	1.7	0.1	1.4
324	3/7/2015	55	2214	19.672	-97.446	1.4	0	1
325	3/8/2015	51.2	1142	19.688	-97.457	2.2	0.1	1.6
326	3/8/2015	51.2	1142	19.688	-97.457	2.1	0	1.7
327	3/9/2015	43.8	1205	19.647	-97.471	1.6	0.1	2.1
328	3/13/2015	40.1	1148	19.687	-97.459	1.8	0.1	1.5
329	3/16/2015	27	1103	19.687	-97.459	2.3	0.1	2.2
330	3/17/2015	48	1809	19.674	-97.442	2.3	0.1	1.3
331	3/18/2015	18.9	321	19.674	-97.442	2.5	0.1	2.4
332	3/19/2015	56.5	1523	19.685	-97.459	0.5	0	2.1
333	3/19/2015	23.8	1806	19.674	-97.443	2.3	0.1	1.5
334	3/20/2015	4.6	33	19.685	-97.455	2	0	1.5
335	3/23/2015	22.5	21	19.668	-97.433	2.1	0.1	2.4
336	3/28/2015	35.3	1122	19.686	-97.455	2	0	2.2
337	3/30/2015	14.7	1223	19.674	-97.444	2.3	0.1	1
338	3/30/2015	5.6	2153	19.687	-97.459	2.3	0.1	2
339	3/31/2015	40	2208	19.686	-97.459	2.2	0.1	2.1
340	4/10/2015	45.8	1326	19.688	-97.457	2.1	0.1	2.3
341	4/15/2015	35.5	944	19.688	-97.458	2.2	0	2
342	5/30/2015	24.9	841	19.687	-97.45	1.8	0.1	2.4
343	6/7/2015	27.2	704	19.675	-97.439	2.5	0	2.1
344	6/28/2015	54	636	19.689	-97.455	2.2	0	2.5

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT HH:MM SS		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
345	7/23/2015	47.6	2115	19.687	-97.461	2.1	0	2.4
346	7/25/2015	19.5	2137	19.686	-97.455	2.3	0.1	2.2
347	7/28/2015	56.1	557	19.688	-97.456	2.3	0	1.8
348	8/11/2015	30.7	1954	19.688	-97.459	2.1	0.1	2.1
349	8/16/2015	21.1	254	19.686	-97.45	2	0.1	1.6
350	8/16/2015	16.5	1429	19.69	-97.452	1.6	0	3
351	8/19/2015	9	709	19.673	-97.44	2.5	0	2.1
352	8/19/2015	35.1	1310	19.688	-97.456	2.2	0	2.3
353	9/20/2015	46	912	19.688	-97.456	2.4	0.1	1.8
354	9/5/2015	9.6	1458	19.686	-97.457	2.4	0.1	2
355	9/7/2015	1.2	2158	19.661	-97.452	2.2	0.1	2.5
356	10/11/2015	21	622	19.676	-97.444	2.9	0	1.9
357	10/12/2015	31.1	607	19.686	-97.455	2.3	0	1.8
358	11/2/2015	33	705	19.688	-97.455	2.2	0	2
359	11/6/2015	46.2	1837	19.677	-97.444	2.6	0	2.4
360	11/16/2015	35.5	452	19.686	-97.46	2.1	0.1	1.7
361	12/2/2015	5.2	1652	19.684	-97.452	2.3	0.1	1.5
362	12/5/2015	31.8	1031	19.69	-97.458	2.1	0.1	1.5
363	12/6/2015	3.2	1027	19.673	-97.448	3.7	0.1	2
364	12/22/2015	50.3	17	19.688	-97.453	2.5	0.1	2
365	12/22/2015	2.9	525	19.676	-97.443	2.5	0.1	1.8
366	12/30/2015	0.9	1520	19.685	-97.446	2.5	0.1	1.4
367	1/6/2016	14	1035	19.671	-97.437	2.5	0.1	1.8
368	11/10/2016	55.8	318	19.7	-97.465	1	0.1	1.4
369	11/10/2016	31.9	1345	19.675	-97.446	3.2	0.1	1.8
370	11/18/2016	29.2	1029	19.686	-97.464	3.1	0.1	1.8
371	12/29/2016	45.3	2249	19.69	-97.463	2	0.1	2.1
372	2/1/2016	29.6	1336	19.687	-97.463	2.7	0.1	1.5
373	2/1/2016	29.7	1336	19.689	-97.462	2.5	0.1	1.5
374	2/3/2016	45	2122	19.69	-97.465	2.2	0.1	1.6
375	2/3/2016	45	2122	19.69	-97.465	2.2	0.1	1.7
376	2/6/2016	46.2	1031	19.691	-97.457	2.5	0.1	1.7
377	2/6/2016	46.2	1031	19.689	-97.456	2.6	0.1	1.7
378	2/6/2016	11.1	1151	19.701	-97.458	1.5	0.1	2
379	2/6/2016	11	1151	19.7	-97.461	1.9	0.1	1.9
380	2/6/2016	43.1	2320	19.703	-97.457	0.7	0	2
381	2/8/2016	40.9	552	19.695	-97.456	1.2	0.1	1
382	2/8/2016	2.6	2116	19.667	-97.452	1.5	0.1	3.6
383	2/8/2016	8.2	2125	19.678	-97.455	1.7	0.1	1

10. Apéndice B Tablas Hipocentrales

Nº SISMO	FECHA MM/DD/AAAA	HORA GMT HH:MM SS		LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF (km)	RMS (Km)	Md (grados)
384	2/8/2016	8.2	2125	19.678	-97.455	1.7	0.1	1
385	2/8/2016	41.8	2129	19.675	-97.458	1.6	0.1	2
386	2/8/2016	41.8	2129	19.675	-97.458	1.6	0.1	2
387	2/8/2016	30.7	2131	19.676	-97.456	1.6	0	1.8
388	2/8/2016	30.7	2131	19.676	-97.456	1.6	0	1.8
389	2/8/2016	47.3	2132	19.674	-97.459	1.8	0	1
390	2/8/2016	47.3	2132	19.674	-97.459	1.8	0	1
391	2/8/2016	6.1	2152	19.678	-97.458	1.8	0	2
392	2/8/2016	6.1	2152	19.678	-97.458	1.8	0	2
393	2/8/2016	5.6	2157	19.681	-97.472	1.8	0	1
394	2/8/2016	23.1	2157	19.684	-97.467	1.7	0.1	1.5
395	2/8/2016	22.8	2201	19.684	-97.467	1.5	0.1	1.4
396	2/8/2016	26.4	2203	19.686	-97.468	1.5	0.1	2
397	2/8/2016	56	2216	19.675	-97.465	1.8	0.1	2.5
398	2/8/2016	24.8	2224	19.688	-97.468	1.5	0.1	1.8
399	2/9/2016	2	636	19.687	-97.479	1.5	0.1	2.3
400	2/10/2016	52.6	755	19.676	-97.434	2.5	0	2.5
401	2/14/2016	16.5	351	19.705	-97.463	1.4	0.1	2.1
402	2/15/2016	44.7	1454	19.679	-97.461	3.8	0.1	2.5