

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

CARACTERIZACIÓN SISMOGÉNICA Y ESTIMACIÓN DE DESPLAZAMIENTOS DE ORIGEN COSÍSMICO DE LA FALLA PUEBLO VIEJO EN LA COSTA ORIENTAL DEL LAGO DE MARACAIBO

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Dr. Franck Audemard

TUTOR INDUSTRIAL: Dr. Gustavo Malavé

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Ingeniera González R., Moralis J.
Para optar al Título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2017.

© González Requena Moralis, 2017.

Hecho el Depósito de Ley.

Depósito Legal DC2017002401

He leído bastante, sobre las epopeyas de grandes guerreros o guerreras medievales, y me sentía llamada a vivir esas gloriosas aventuras. ¡Que tremendas dificultades tenían que arrostrar héroes y heroínas, para poder arribar a sus metas!

Han sido muchas las notas que he escrito, para deleitar a mis lectores con símiles entre las circunstancias reales, que marcan algún momento de la vida y este mundo paralelo, definido por algunos como fantasía. Obviamente, nunca pensé que tendría que vivir anécdotas de ese tipo, en pleno siglo XXI y en forma tan marcada, por supuesto, desde la óptica de un grado académico.

Haciendo una retrospectiva de los hechos que sucedieron, para poder llevar a buen puerto el trabajo, es posible dilucidar la presencia de ingredientes particulares de aquel mundo, los cuales evidentemente dieron un toque especial al asunto. A continuación, describo:

La **heroína**, sin pretensiones prepotentes de serlo, representada de la manera más simple por una enana en crecimiento (yo), que emprendió su viaje a **Ítaca** (desarrollo de la investigación), en los hombros de **dos grandes gigantes** de la Geología y la Sismotectónica (Franck Audemard), la Sismología y la Geofísica (Gustavo Malavé), quienes fungieron de guías en este reto; **Excalibur, la espada del Rey Arturo a ser desvainada de la roca**, como el grado académico de Magister, anhelado y buscado en la ilustre Universidad Central de Venezuela; **las hadas protectoras**, encarnadas en papá y mamá (Luis y Moraima), mi hermano Luis (Carnita), tíos Rosa y Carlos Villegas, ti@s, ahijad@s (Amira y Pedro Rafael), prim@s, Alex (Pulgarcito), amistades y compañeros, que ayudaron espiritualmente a la consecución del trabajo; **las musas**, aquellos seres de luz, parte íntegra de mi vida, y aunque su ausencia física ha dejado un vacío invaluable en mi existir, son objeto de mi inspiración y a quienes rindo mi más humilde homenaje (abuelas Luisa Virginia y Eustocia, abuelos Luis y Delfin, bisabuelas Eugenia y Juana, tíos Augusto y María Venegas, tío Requenota, tía Juanita, tío Ricardo – Rico -, así como mi amigo Gilberto Ribas y mi brujito Harry Ogalde); **los villanos** (elfos, brujas, hechiceros y troles), los incontables, llenos de negatividad, envidia, chisme y traición, en su mayoría intolerables, porque interpusieron trampas y espinas en el camino para retrasarme; y finalmente, los que nunca faltan, **vampiros en la ciencia**, alimentados de la inteligencia de humanos dedicados a la investigación calificada, queriendo succionar al máximo mis pensamientos e ideas, así como los resultados y productos del presente trabajo científico.

Aun así, con orgullo puedo decir que ya el viaje ha concluido, el barco está atracado en la orilla de **Ítaca** y **Excalibur** está en mis manos. . .

Por ello, me siento inmensamente agradecida **con Dios y su amado hijo Jesucristo**, al haberme dado la oportunidad de vivir esas sagas adoradas y conservar mi alma de niña, de resaltar mis virtudes, permitirme reconocer mis defectos, enmendar mis errores y al regalarme humildad en todo momento; con la **Virgen María**, mi madre celestial y abogada en toda corte, al ser el pilar que me sostiene y el manto que me cubre, al reír y llorar conmigo; con **San Antonio de Padua y San Benito de Abad**, quienes de la mano divina, me han dado lo que justamente necesito para vivir; y finalmente, con mis ángeles (**Miguel, Gabriel, Rafael y el Ángel de mi guarda**), mis fieles compañeros de viaje, por alzarme con sus alas, ayudarme a levantarme cuando caí sin fuerzas, calmar las tempestades y conducirme hacia el sendero seguro. Entonces, a toda mi gente ofrezco mi título, como un gesto que sale de mi corazón, porque sin el concurso de ustedes, la aventura no se hubiera llevado a cabo.

“Cualquiera que haya sido nuestro logro, alguien siempre nos ayudó a alcanzarlo. . .” Opus artificem probat

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación inició por solicitud de la Gerencia Diques y Drenaje de la División Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM) de PDVSA Occidente a través del Proyecto de Asistencia Técnica Especializada (ATE) para Occidente de PDVSA Intevep (2012-2013). Se llevó a cabo en el marco de mis estudios de Maestría en Ciencias Geológicas en la Universidad Central de Venezuela. El desarrollo de la misma se basó en la sinergia entre PDVSA CVP y la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), considerando el Convenio paraguas entre el Ministerio de Educación Universitaria, Ciencia y Tecnología (MPPEUCT) y PDVSA Intevep.

Por ello, expreso mis más sinceras palabras de agradecimiento a todas las personas e instituciones involucradas, por contribuir con la ejecución del trabajo, hasta su consecución final en buen término. Específicamente, agradezco:

- @ A la Universidad Central de Venezuela, por brindarme posibilidades de estudio y por formarme con calidad como profesional integral en pregrado y postgrado.
- @ A mis papás, Luis González y Moraima Requena de González por darme la vida, la crianza, la educación y por estar presentes en cada momento, a lo largo del camino que Dios escogió para mí. A Luis Rafael, por su solidaridad, por su compañía, por su ejemplo y su protección de hermano mayor.
- @ A mis dos grandes maestros, los doctores Franck Audemard y Gustavo Malavé, ejemplo de inteligencia, profesionalismo, rectitud, dedicación, estrategia y reconocimiento internacional, por compartir conmigo todos sus conocimientos técnicos y de vida.
 - ♠ Gustavo, mi maestro y mi padre, gracias por formarme íntegramente como profesional y como persona, por enseñarme a ser independiente en mi trabajo, por enseñarme a trabajar con principios, constancia, dedicación, humildad y rectitud, a pesar de las adversidades. Gracias te doy por enseñarme a hacer

ciencia y tecnología desde el corazón. Eres mi mejor ejemplo de entrega. Gracias por propiciar el estudio y permitir la ejecución de todas las fases del mismo, desde PDVSA CVP y la Dirección Ejecutiva de Producción Occidente. Sin duda alguna, apoyaste la gestión del riesgo sísmico a beneficio de la principal empresa del país, ya que este trabajo es sólo un grano de arena en el incremento de la confiabilidad operacional de la Costa Oriental del Lago.

- ♠ Franck, gracias por tu guía, tutoría, por tus ideas, por tu paciencia y buen humor durante todas las fases del trabajo. Gracias por la confianza de permitirme hacer equipo contigo y desarrollar juntos esta investigación.
- @ A la Gerencia de Diques y Drenaje de la División COLM, PDVSA E&P Occidente y a los equipos de geociencias de las empresas mixtas (EEMM) Petrolera Sinovenezolana, Petroindependiente y Petroquiriquire, por el suministro de líneas sísmicas y la información geotécnica solicitadas.
- @ A mi colega Carlos Vargas, de PDVSA Exploración Occidente, quien dedicó parte de su tiempo a atenderme para la selección de la información sísmica y su visualización desde la plataforma Landmark.
- @ A Gustavo Suárez y Harry Ogalde†, jefes del proyecto ATE Occidente de PDVSA Intevep (2012-2013), por aprobar en este marco el desarrollo de la investigación y financiar los gastos asociados durante el lapso indicado.
- @ A Alexander Belandria, por su soporte en el Sistema Integrado de Portafolio y Oportunidades (SIPO), por enseñarme conocimientos avanzados de Microsoft Office para plasmar en lienzo todo el trabajo, por acompañarme en la búsqueda de las líneas sísmicas en las EEMM, y no menos importante, por su cariño, por su aliento, por su paciencia, por sus chistes y detalles, por calmar mi estrés y saber exactamente qué decir en cada momento.
- @ A Roque Leal, por el soporte en AutoCAD y ArcGis, por la elaboración de algunas imágenes presentadas en este documento, así como por endulzarme los días con sus deliciosos chocolates caseros y sus originales postres.

- @ A Miguel González, Gerente General de Soporte Tecnológico y mentor de la pericia de Geotecnia de PDVSA Intevep, por su soporte técnico y apoyo en la revisión del análisis dinámico de los suelos realizado en este trabajo.
- @ A mis tíos Rosa Navas de Villegas y Carlos Villegas, por estar siempre pendientes de mí, a pesar de encontrarse físicamente lejos, y muy importante, por regalarme las herramientas tecnológicas (laptop, dvd player y disco duro externo portátil), que utilicé durante la captura y el resguardo de los datos, así como durante el desarrollo en general de la investigación.
- @ A todos mis familiares, amigos y compañeros, por su apoyo incondicional.

González R., Moralis J.

**CARACTERIZACIÓN SISMOGÉNICA Y ESTIMACIÓN DE
DESPLAZAMIENTOS DE ORIGEN COSÍSMICO DE LA FALLA PUEBLO
VIEJO EN LA COSTA ORIENTAL DEL LAGO DE MARACAIBO**

**Tutor Académico: Dr. Franck Audemard. Tutor Industrial: Dr. Gustavo
Malavé.**

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Coordinación de Postgrado. Año 2017, xxi+194 p + 2 anexos.**

Palabras claves: Falla Pueblo Viejo, caracterización sismogénica, magnitud.

El límite de placas Caribe-Suramérica abarca una zona de actividad transpresiva y bloques tectónicos discretos o microplacas, destacando el bloque de Maracaibo, el cual exhibe fragmentación interna por fallas (activas o potencialmente activas) submeridianas, con componente de movimiento oblicuo sinistral inverso, resultante del mecanismo en rotación en estantería de libros impuesto por las fallas limítrofes dextrales Oca-Ancón y Boconó. La falla Pueblo Viejo, uno de esos accidentes N-S, ha sido estudiada para prospección petrolera, pero no con fines de caracterización sismogénica. Es de considerar que su ruptura cosísmica podría provocar eventuales deformaciones permanentes directas, las cuales ocasionarían daños parciales o totales sobre activos de zonas aledañas. La investigación persigue efectuar la caracterización sismogénica de la falla Pueblo Viejo en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, junto con la estimación de desplazamientos cosísmicos, que pudieran tener afectación sobre instalaciones petroleras del área, a partir de la integración y evaluación de información geológica-geofísica, sismotectónica y geotécnica disponible. Los resultados indican que Pueblo Viejo es activa, con movimiento transpresivo, ampliamente dominado por la componente sinistral. Se compone de dos trazas de buzamientos centrípetos y vergencia contraria, que limitan un levantamiento estructural anticlinal, con longitud máxima de 150 km, no aflorando en toda su extensión. La falla intersecta la costa en Bachaquero, aflorando tierra adentro al NNE, con indicios geomorfológicos visibles y cubetas de licuación, pudiendo terminar en la falla Burro Negro. Se prolonga sin aflorar hacia el Sur del Lago, donde provoca deformación dúctil de capas cuaternarias. Se estimaron empíricamente los parámetros sismogénicos, obteniendo: máxima magnitud posible M_w 7,2 a 7,6; sismo máximo probable M_w 7,2; desplazamiento cosísmico $\leq 12,5$ m; tasa de movimiento 0,03 mm/a (vector desplazamiento promediado de mecanismos focales) a 0,02 mm/a (tensor de esfuerzo regional) y máximo promedio de aceleración espectral en superficie 0,48 g en Bachaquero.

TABLA DE CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	iv
TABLA DE CONTENIDO.....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	xii
LISTA DE TABLAS	xix
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Planteamiento del Problema	1
1.2. Objetivos.....	4
1.2.1 General	4
1.2.2 Específicos	4
1.3. Alcance	5
1.4. Aporte al conocimiento	7
1.5. Ubicación del área de estudio	8
ANTECEDENTES	10
CONTEXTO GEODINÁMICO	15
MARCO TECTÓNICO	20
4.1 Evolución tectónica en la Cuenca de Maracaibo	20
4.2 Tectónica cuaternaria	29
4.2.1 Esfuerzos y deformación en el noroccidente de Venezuela	32
4.3. Bloque triangular de Maracaibo	33
4.4. Cuenca de Maracaibo	38
DESARROLLO SEDIMENTARIO REGIONAL CON INFLUENCIA TECTÓNICA	40
5.1 Tectonosecuencias	40
5.2 Geología del Cuaternario.....	44
MARCO METODOLÓGICO	46
6.1. Tipo de investigación	46
6.1.1 Exploratoria	46
6.1.2 Descriptiva	47
6.1.3 Aplicada.....	48

6.2. Diseño de la investigación.....	48
6.2.1 Diseño documental.....	49
6.2.2 Diseño de campo.....	49
6.3 Metodología empleada.....	50
6.4 Programa de trabajo.....	52
ESCENARIO TECTÓNICO DEL SISTEMA PUEBLO VIEJO (SPV) EN LA CUENCA DE MARACAIBO.....	53
7.1 Escenario tectónico del SPV.....	53
7.1.1 Modelo estructural asumido para SPV.....	54
7.2 Control de las estructuras.....	67
IDENTIFICACIÓN GENERAL DEL SISTEMA DE FALLAS PUEBLO VIEJO ..	69
8.1 Evaluación neotectónica local.....	70
8.1.1 Evidencias históricas de licuación.....	72
8.2 Actividad reciente en el SPV.....	74
8.2.1 Evidencias de actividad de SPV reportadas por geofísica no convencional.....	76
8.3 Determinación del salto de la falla.....	78
8.3.1 Discordancia post-Eocena.....	81
8.3.2 Tope del Mioceno Superior.....	81
8.4 Determinación de la longitud total de las trazas del SPV.....	84
8.4.1 Descripción del tramo en tierra hacia el NE.....	85
8.4.2 Descripción del tramo en lago.....	88
8.4.3 Descripción del tramo al Sur del Lago.....	92
8.4.4 Longitud total de la falla.....	95
REVISIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL LAGO DE MARACAIBO Y LA COLM.....	97
9.1. Sismicidad 1910-2003.....	98
9.1.1 Sismo del 12-07-1988.....	102
9.2. Sismicidad 2006-2016.....	105
9.3 Selección de mecanismos focales representativos.....	107
9.3.1 Determinación de mecanismo focal promedio.....	110
9.4. Determinación del movimiento de la falla.....	111
9.4.1 Determinación del movimiento vertical.....	112
9.4.2 Determinación de los movimientos horizontal y total.....	113
COMPORTAMIENTO SISMOGÉNICO DE SPV.....	114
10.1 Parámetros de la fuente previos a este trabajo.....	114
10.2 Determinación del sismo máximo posible.....	115

10.2.1 Cálculos a partir de la longitud de la ruptura.....	115
10.2.1.1 Escenario 1: única ruptura superficial	116
10.2.1.2 Escenario 2: falla discontinua con ruptura en dos segmentos	117
10.3. Determinación del sismo máximo probable	118
10.4 Determinación del desplazamiento cosísmico	119
10.4.1 Máximo desplazamiento cosísmico	119
10.4.2 Desplazamiento cosísmico promedio	120
10.4.3 Cálculos a partir de formulación empírica de fallas con movimiento oblicuo	122
10.5. Determinación de la velocidad de la falla	124
10.6. Determinación del período de retorno.....	125
ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA Y ANÁLISIS DE RESPUESTA DINÁMICA LINEAL	127
11.1 Selección de movimientos fuertes del terreno	128
11.2 Zonificación geotécnica	130
11.2.1 Bachaquero	131
11.2.2 Lagunillas	137
11.2.3 Tía Juana.....	142
11.3 Velocidades de ondas de corte y demás parámetros de entrada para el análisis	146
11.3.1 Velocidades de ondas de corte para modelos de subsuelo	146
11.3.2 Velocidades promedio de las ondas de corte en el perfil geotécnico.....	146
11.4 Análisis de respuesta dinámica de suelos.....	149
11.5 Generación de espectros de respuesta elástica.....	151
11.5.1 Estimación de clasificación de riesgos.....	152
11.5.2 Selección de la forma espectral y factor de corrección para el coeficiente de aceleración horizontal (ϕ)	152
11.5.3 Cálculo de la aceleración horizontal máxima del terreno	154
11.6 Espectros de diseño	157
11.7 Espectros de respuesta en superficie	157
11.7.1 Bachaquero	158
11.7.2 Lagunillas	163
11.7.3 Tía Juana.....	169
11.7.4 Análisis de los espectros obtenidos en superficie	174
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	178
REFERENCIAS	184

ANEXO A: CONCEPTOS Y DEFINICIONES TEÓRICAS FUNDAMENTALES	195
A.2 Relación entre deformación, esfuerzos y régimen tectónico	198
A.2.1.1 Régimen tectónico extensivo	200
A.2.1.2 Régimen tectónico compresivo	200
A.2.1.3 Régimen tectónico trancurrente	204
A.2.1.4 Régimen tectónico mixto	204
A.3 Representación puntual de los esfuerzos en una falla	206
A.3.1 Mecanismos focales	208
A.3.1.1 Datos para especificar la solución geométrica de un mecanismo focal	209
A.4 Naturaleza del movimiento sísmico y la ruptura asociada	210
A.6. Identificación y caracterización sismogénica de fallas	212
A.7. Análisis de respuesta de sitio	214
A.7.1 Caracterización de las condiciones del subsuelo	215
A.7.2 Velocidad de ondas de corte	215
A.7.4 Movimientos fuertes del terreno	216
A.7.5 Análisis de equivalente lineal	216
A.7.6 Análisis no lineal.....	216
A.7.7 Generación de espectros	217
A.8.1 Análisis de los datos geofísicos	219
A.8.1.1 Base de datos y leyes de atenuación para la determinación de la amenaza sísmica.....	219
A.8.1.2 Cálculo de la amenaza sísmica.....	221
A.8.2 Amenaza sísmica por método determinista	222
A.8.3 Aplicabilidad de los resultados de amenaza sísmica.....	222
ANEXO B. SISMICIDAD RECIENTE 2006-2015 EN LA CUENCA DE MARACAIBO.....	223

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área del área de estudio en Costa Oriental del Lago de Maracaibo.....	9
Figura 2. Distribución de velocidad de deformación y velocidad horizontal, predichas por un modelo satisfactorio que considera una velocidad del manto de 2 cm/año al este.	16
Figura 3. Banda de deformación al sur del Caribe, que se extiende al suroeste dentro de los Andes de Mérida.....	16
Figura 4. Contexto geodinámico imperante en el sur del Caribe.	17
Figura 5. Modelo geodinámico de la evolución del occidente de Venezuela.	19
Figura 6. Configuración de los AM en relación con un modelo de orógeno en flotación.....	19
Figura 7. Estilos estructurales actuales de la cuenca de Maracaibo.	21
Figura 8. Sección oeste – este de la Cuenca de Maracaibo.....	22
Figura 9. Sección esquemática NNO-SSE a través de la Cuenca del Lago de Maracaibo.....	22
Figura 10. Mapa de fallas post-Eoceno medio, con estilos estructurales típicos.	27
Figura 11. Correlación de eventos tectónicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo.	28
Figura 12. Periodos de deformación ocurridos en la COLM y asociados con los estilos estructurales.	29
Figura 13. Campo de esfuerzos regional y partición de la deformación.....	33
Figura 14. Bloque triangular de Maracaibo.	34
Figura 15. Extrusión al NNE de los bloques de Maracaibo y Bonaire.	35
Figura 16. Modelo de estantería de libros: a) posición original de los libros en la estantería, b) la hilera de libros corta por el desplazamiento en los bordes de tipo dextral, notándose un movimiento sinistral en los planos de separación de los libros	

de la estantería, c) los libros rotan como una cupla de corte dextral mientras continúa el desplazamiento.....	37
Figura 17. Mecanismo de fallamiento en estantería de libros en el bloque triangular de Maracaibo: a) patrón regional, b) diagrama de estantería de libros.....	38
Figura 18. Formaciones mesozoicas y cenozoicas de la cuenca de Maracaibo, junto con sus facies sedimentarias, a lo largo de la sección mostrada en el mapa, desde la Sierra de Perijá hasta los Andes de Mérida.	44
Figura 19. Metodología empleada en un estudio neotectónico.	51
Figura 20. Etapas de la investigación.	52
Figura 21. Fracción oriental del transecto sísmico T-3, con interpretación de la falla de Pueblo Viejo, observándose con movimientos verticales opuestos en su historia tectónica.	56
Figura 22. Transecto sísmico T-3, con interpretación de la falla de Pueblo Viejo, observándose con movimientos verticales opuestos en su historia tectónica: A) transecto sin interpretar, B) transecto interpretado, C) ubicación y D) escala de edades.....	57
Figura 23. Sección sísmica en dirección O-E donde se aprecian los estilos estructurales de SPV (parte izquierda).....	58
Figura 24. Interpretación de los estilos estructurales característicos en SPV en el Lago a nivel de la Discordancia del Eoceno. Puede observarse el Alto de Pueblo Viejo o Ceuta (ver Sección 7.1.2).....	59
Figura 25. Transectos sísmicos con interpretación de la falla de Pueblo Viejo (traza más al E), observándose su dirección, movimiento y deformación.	61
Figura 26. Evolución tectónica de SPV mediante líneas sísmicas. a) a nivel del Eoceno Medio, b) comienzo de Inversión a nivel de la discordancia del Eoceno y c) avance de la inversión a niveles del Mioceno.	62
Figura 27. Movimiento de SPV con fuerte componente en inverso, cortando el Miembro Bachaquero de la Formación Lagunillas (tope Mioceno Superior) a nivel del campo Intercampo Norte en el Lago de Maracaibo.	63
Figura 28. Efecto en arenas del componente inverso del movimiento de la falla Pueblo Viejo a nivel del Mioceno.	64

Figura 29. a) <i>Line drawing</i> de línea sísmica a través de la falla de Pueblo Viejo en la región centro-oriental del Lago de Maracaibo (corresponde a la Figura 5 indicada en la Figura 25); b) alto estructural de la falla de Pueblo Viejo en Bachaquero Lago, a nivel del tope del Eoceno.	66
Figura 30. Alto de Pueblo Viejo o Ceuta a nivel de la discordancia del Eoceno en el lago: a) Superficie en tiempo y b) analogía con el modelo de McClay y Bonora (2001).	67
Figura 31. Mapa estructural regional en el Mioceno, mostrando las tres tendencias en la estructura de la Cuenca de Maracaibo por influencia de SPV: a) Inferior y b) Superior.	68
Figura 32. Fallas activas de Audemard et al. (2000) con afectación en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo.	71
Figura 33. Sección esquemática del grado de actividad de dichas fallas en el subsuelo del lago de Maracaibo.	72
Figura 34. Evidencias superficiales de la actividad del SPV.	74
Figura 35. Transectos sísmicos del levantamiento del Grupo ESTEX, a través de la falla de Pueblo Viejo en la COLM (tramos orientales de los transectos 6 y 8 de la Figura 41), donde sus trazas cortan capas del Plioceno y más recientes.	75
Figura 36. a) Mapa de profundidad de la base Post-Eocena, donde se observa la actividad del SPV, así como el bloque hundido al oeste, con mayor espesor sedimentario; y b) perfil es de inversión de elipticidad, mostrando la influencia de la falla en sedimentos post- Eocenos y evidenciando el alto de Pueblo Viejo.	77
Figura 37. Salto mayor en la falla Pueblo Viejo, más que 2.000 pies en el Mioceno dentro de la UP Bachaquero Lago.	78
Figura 38. Interpretación de líneas arbitrarias para reconocimiento de estructuras en Bachaquero Lago, cerca de la costa. Se observa la falla Pueblo Viejo, con disminución de su salto de manera pronunciada.	79
Figura 39. Interpretación de líneas arbitrarias E-O para reconocimiento de estructuras en Bachaquero Lago, cerca de la costa. Se observa la falla Pueblo Viejo, y las capas buzando al E.	80
Figura 40. Determinación del salto del SPV en mapa estructural de la discordancia post-Eocena.	82

Figura 41. Determinación del salto del SPV en mapa estructural del tope de Mioceno Superior.....	83
Figura 42. Mapa de ubicación de transectos sísmicos del levantamiento del Grupo ESTEX.	85
Figura 43. Líneas sísmicas 2D, con la interpretación de SPV en la COLM tierra adentro: 1) ZO-91C-14 y 2) ZO-91C-30.....	86
Figura 44. Mapa estructural en profundidad al tope del Eoceno Medio (tectonosecuencia EM4), mostrando el encuentro entre SPV y la falla Burro Negro. 87	
Figura 45. Transectos sísmicos del levantamiento Grupo ESTEX, con la interpretación de las trazas de SPV cortando capas del Mioceno Medio y deformando en dúctil las capas más recientes: a) transecto 10, b) transecto 12 y c) transecto 14 de la Figura 42.....	89
Figura 46. Líneas sísmicas arbitrarias tomadas del cubo sísmico Zulia 3D (1992), con las trazas del SPV deformando en frágil al menos hasta Mioceno Inferior a Medio y deformando en dúctil las capas más jóvenes.	90
Figura 47. Línea sísmica arbitraria (2072) tomada del cubo sísmico Distom 3D MERGE Ceuta-Tomoporo (2008-2009), con una interpretación del SPV deformando en frágil hasta la discordancia post-Eocena.	90
Figura 48. Despegue en una falla con componente inversa.	91
Figura 49. Transecto sísmico en lago del levantamiento del Grupo ESTEX, donde la interpretación muestra las trazas de SPV cortando capas del Mioceno Medio a Superior, deformando ligeramente en dúctil las capas más recientes, junto con otras fallas menores (transecto 18) de la Figura 42.....	92
Figura 50. Líneas sísmicas en Sur del Lago Trujillo, con la interpretación clara de una de las trazas de SPV deformando en frágil al menos el tope del Mioceno Medio, y en dúctil las capas más superficiales: 1) FN-92C-3, 2) FN-89C-10 y 3) FN-89C-18 (tramo más oriental del transecto 18 mostrado en la Figura 49).	93
Figura 51. Transectos sísmicos 13, 15, 17 y 19 del levantamiento Grupo ESTEX de la Figura 42, con su interpretación del SPV al sur del Lago.....	94
Figura 52. Disposición de las trazas de SPV en la COLM, según la interpretación del Grupo ESTEX (MARAVEN 1994-1995) y corroborada con las líneas geofísicas analizadas.	96

Figura 53. Sismicidad instrumental de Venezuela: 1910-2003: eventos más someros que 40 km. En rojo se resalta el área considerada.	100
Figura 54. Sismicidad instrumental de Venezuela: 1910-2003: eventos más profundos que 40 km.	101
Figura 55. Sismicidad ($M_b \geq 5,0$) ocurrida en el noroccidente de Venezuela entre 1964 y 1990. En círculo rojo se encierra el sismo del 12-07-1988.	102
Figura 56. Mecanismos focales determinados para sismos $m_b \geq 5,4$, ocurridos en el occidente de Venezuela desde 1964. Con el número 19 se identifica el mecanismo asociado con el sismo del 12-07-1988.	104
Figura 57. Distribución temporal de sismos ocurridos en el Lago de Maracaibo y la COLM, entre 2006 y 2016.	106
Figura 58. Distribución de sismos ocurridos en la COLM por rangos de magnitud, desde 2006 hasta 2016.	106
Figura 59. Transformación del deslizamiento (<i>rake</i>) a la estría (<i>pitch</i>).....	108
Figura 60. Obtención de la estría (<i>pitch</i>) de SPV, a partir del tensor de esfuerzos regional, utilizando red de Schmidt.	111
Figura 61. Estructura general de la falla Pueblo Viejo, mostrando el movimiento transpresivo del sistema. Por la componente vertical, el bloque levantado se aprecia al este.	112
Figura 62. Perfil generalizado del subsuelo somero en Pueblo Viejo, Bachaquero.	132
Figura 63. Área en Bachaquero (color azul), que abarca las seis perforaciones geotécnicas ubicadas en terreno natural del dique COLM a lo largo de la costa.	133
Figura 64. Ubicación de puntos de muestreo geotécnico dique COLM Bachaquero.	133
Figura 65. Área en Lagunillas (color morado), que abarca las siete perforaciones geotécnicas ubicadas en terreno natural del dique COLM a lo largo de la costa.	138
Figura 66. Área en Tía Juana (color verde), que abarca las cinco perforaciones geotécnicas ubicadas en terreno natural del dique COLM a lo largo de la costa.	143
Figura 67. Propagación de la onda desde A (roca o suelo firme) a B (deconvolución) y finalmente a superficie, según el algoritmo SHAKE v91.	149

Figura 68. Esquema de datos de entrada requeridos por el programa SHAKE v91.	150
Figura 69. Espectro de respuesta elástica genérico.	155
Figura 70. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 1A progresiva N45+00 del dique COLM en Bachaquero.....	158
Figura 71. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 1B progresiva N38+00 del dique COLM en Bachaquero.....	159
Figura 72. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 2 progresiva N21+00 del dique COLM en Bachaquero.....	160
Figura 73. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 2A/3 progresiva S02+00 / S06+00 del dique COLM en Bachaquero. ...	161
Figura 74. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 3 progresiva S16+00 del dique COLM en Bachaquero.	162
Figura 75. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 4/4A/4B progresiva S60+00 del dique COLM en Bachaquero.	163
Figura 76. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S22+00 del dique COLM en Lagunillas.	164
Figura 77. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S56+00 del dique COLM en Lagunillas.	165
Figura 78. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S69+00 del dique COLM en Lagunillas.	166
Figura 79. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S87+20 del dique COLM en Lagunillas.	167

Figura 80. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S91+00 del dique COLM en Lagunillas.	168
Figura 81. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S101+20 del dique COLM en Lagunillas.	169
Figura 82. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S11+00 del dique COLM en Tía Juana.....	170
Figura 83. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S14+00 del dique COLM en Tía Juana.....	171
Figura 84. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S22+00 del dique COLM en Tía Juana.....	172
Figura 85. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S54+00 del dique COLM en Tía Juana.....	173
Figura 86. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S64+00 del dique COLM en Tía Juana.....	174
Figura 87. Efectos dinámicos locales.....	176
Figura A.1. a) Definición de esfuerzo uniaxial y b) elipsoide de esfuerzos.	196
Figura A.2. Clasificación de las fallas en relación con el estado de esfuerzos.	199
Figura A.3. Estilos de deformación característicos de régimen compresivos.....	201
Figura A.4. Estilos estructurales en el régimen tectónico compresivo de corteza delgada: a) pliegue por flexura de falla, b) pliegue por propagación de falla y c) pliegue por despegue.....	202
Figura A.5. Estilos estructurales en el régimen tectónico compresivo de corteza gruesa.	203

Figura A.6. Zonas triangulares.	203
Figura A.7. Zonas extensivas y compresivas en un régimen tectónico transcurrente.	204
Figura A.8. Régimen tectónico mixto: a) transpresivo y b) transtensivo.	205
Figura A.9. Doble par de fuerzas para cada tipo de falla.	206
Figura A.10. Patrón de radiación en una falla transcurrente.	207
Figura A.11. Mecanismos focales típicos por tipo de falla.	208
Figura A.12. Esfera focal con centro en el foco, donde se ilustran los hemisferios superior e inferior y el plano ecuatorial que corta a la esfera en dos mitades.	209
Figura A.13. Parámetros geométricos en un mecanismo focal.	210
Figura A.14. Evaluación de la amenaza sísmica según normativa PDVSA.	221

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Mecanismos focales compilados compatibles con SPV.	109
Tabla 2. A) Plan nodal promedio calculado, desviación estándar y error en cada parámetro. B) Rango inferior y superior del plano nodal promedio considerando la desviación estándar.	110
Tabla 3. Movimiento del SPV en Mioceno-Plioceno y discordancia Post Eocena, considerando los dos escenarios de pitch calculados (población mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional).	113
Tabla 4. Parámetros asumidos para la falla Pueblo Viejo.	114
Tabla 5. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de la magnitud, considerando sismo máximo posible y sismo máximo probable.	121
Tabla 6. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de dos escenarios de SRL.	121

Tabla 7. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de la magnitud, considerando sismo máximo posible y sismo máximo probable, con formulación para fallas con movimiento oblicuo.	123
Tabla 8. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de dos escenarios de SRL, con formulación para fallas con movimiento oblicuo.....	123
Tabla 9. Movimiento y velocidad del SPV en Mioceno-Plioceno y discordancia Post Eocena, considerando los dos escenarios de pitch calculados (población mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional).	124
Tabla 10. Período de retorno en años (a), determinado con la velocidad de la falla en Mioceno-Plioceno (por mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional; Tabla 9) y MD en milímetros (mm) resultante del cálculo con SRL de la Tabla 6.	125
Tabla 11. Período de retorno en años (a), determinado con la velocidad de la falla en Mioceno-Plioceno (por mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional; Tabla 7) y MD en milímetros (mm) resultante del cálculo con Mw de la Tabla 5.	126
Tabla 12. Acelerogramas reales en roca, bajo condiciones similares a las imperantes en la COLM.....	129
Tabla 13. Parámetros geotécnicos Sección 1A progresiva N45+00 del dique COLM en Bachaquero.	134
Tabla 14. Parámetros geotécnicos Sección 1B progresiva N38+00 del dique COLM en Bachaquero.	134
Tabla 15. Parámetros geotécnicos Sección 2 progresiva N21+00 del dique COLM en Bachaquero.....	135
Tabla 16. Parámetros geotécnicos Sección 2A/3 progresiva S02+00 / S06+00 del dique COLM en Bachaquero.....	135
Tabla 17. Parámetros geotécnicos Sección 3 progresiva S16+00 del dique COLM en Bachaquero.....	136
Tabla 18. Parámetros geotécnicos Sección 4/4A/4B progresiva S60+00 del dique COLM en Bachaquero.	136
Tabla 19. Descripción de suelos de fundación en Lagunillas.	137
Tabla 20. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-69+00 de la Sección 5 del dique COLM en el campo Lagunillas.	139

Tabla 21. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-87+20 de la Sección 7 del dique COLM en el campo Lagunillas.	139
Tabla 22. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-91+00 de la Sección 7 del dique COLM en el campo Lagunillas.	140
Tabla 23. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-22+00 de la Sección 2 del dique COLM en el campo Lagunillas.	140
Tabla 24. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-56+00 de la Sección 5 del dique COLM en el campo Lagunillas.	141
Tabla 25. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-101+20 de la Sección 8 del dique COLM en el campo Lagunillas.	142
Tabla 26. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-11+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.	143
Tabla 27. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-14+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.	144
Tabla 28. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-22+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.	144
Tabla 29. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-54+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.	145
Tabla 30. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-64+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.	145
Tabla 31. Velocidades promedio de las ondas de corte calculadas en cada perfil geotécnico.....	148
Tabla 32. Forma espectral tipificada y factor ϕ , según PDVSA JA-221.....	153
Tabla 33. Valores que definen la forma del espectro.....	156
Tabla B.1. Sismos 2006-2015 en la Cuenca de Maracaibo.....	223

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del Problema

En el occidente venezolano, el límite entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca comprende un juego de bloques tectónicos discretos, independientes del movimiento de dichas placas mayores y producto de la interacción de regímenes diferentes (Audemard y Audemard 2002). Uno de ellos es el bloque triangular de Maracaibo, que constituye una cuña litosférica limitada por las fallas principales Santa Marta-Bucaramanga, Boconó y Oca-Ancón, respectivamente. La configuración de dicho bloque muestra una intensa fragmentación interna dada por fallas sub-meridianas, la mayoría de las cuales potencialmente activas con desplazamiento sinistral y componente menor de corrimiento (Audemard y Audemard *op.cit*), mencionando por ejemplo, Icotea y el sistema de fallas de Pueblo Viejo (SPV), las cuales a la fecha sólo han sido ampliamente estudiadas para prospección petrolera en la cuenca de Maracaibo.

La cuenca de Maracaibo (o cuenca del Lago de Maracaibo) se define de tipo flexural estrecha y profunda, formada como consecuencia del levantamiento de los Andes de Mérida (Audemard y Audemard *op cit*), con un espesor máximo aproximado de sedimentos cretácicos y post-cretácicos de 36.000 pies, construida sobre el bloque triangular de Maracaibo (Gil 2011), en una región de compleja interacción tectónica en el límite de placas. Durante muchos años, esta cuenca ha aportado un número considerable de barriles de hidrocarburos, lo cual ha sido posible mediante la aplicación de diferentes técnicas de exploración y producción, así como el desarrollo y la instalación de los activos requeridos en lago y en tierra.

Dentro de las instalaciones petroleras destacan aquellas pertenecientes a PDVSA por esfuerzo propio, junto con las asignadas a diversas empresas mixtas (EEMM)

petroleras, donde PDVSA es el socio mayoritario, tales como: Lagopetrol y Petrolera Sinovenezolana, ubicadas en el lago, así como Petrozamora, localizada compartida en tierra y lago. Asimismo, se dispone de un sistema de protección costanero bajo la responsabilidad actual de PDVSA, ubicado en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM), abarcando las localidades de Tía Juana, Bachaquero y Lagunillas, con 52 km de extensión. El mismo surgió como consecuencia de la subsidencia de zonas costeras del lago, resultante de la larga y continua extracción petrolera, para brindar protección a los(as) pobladores(as) ubicados(as) en las localidades mencionadas, así como resguardar la integridad de las instalaciones petroleras, ante cualquier inundación provocada por la crecida del nivel del Lago de Maracaibo.

A lo largo del tiempo, algunas de estas instalaciones se han visto afectadas por la actividad tectónica reciente asociada con fuentes activas o potencialmente activas, o en su defecto, presentan condiciones de riesgo. Tal situación pudiera causar la interrupción parcial o total en la producción de hidrocarburos. Dentro dichas condiciones, se mencionan las siguientes:

- ✧ La sismicidad reciente en el Occidente de Venezuela reporta la ocurrencia de tres eventos con $M > 4$, siendo éstos: 9/2/2014 (M_w 4,2 en lago), 9/5/2015 (M_w 5,0 a 139 km al NO Maracaibo) y 16/10/2016 (M_w 4,3 a 13 km al O Maracaibo).
- ✧ Los pozos de la Unidad de Producción (UP) Bachaquero Lago presentaron problemas de colapso de revestidores en la zona de falla del SPV (septiembre 2014), lo que implica actividad reciente de este sistema.
- ✧ Al menos una de las trazas del SPV atraviesa el área de operación en lago de Petrolera Sinovenezolana y está muy cercana al área de operación de Lagopetrol.
- ✧ El SPV posiblemente atraviesa el substrato de los diques COLM a nivel de Bachaquero, lo cual hace vulnerable este sistema y su operatividad.

- ✦ Las trazas del SPV atraviesan el área de operación en tierra de Petrozamora y una de sus trazas está muy cercana a una de las áreas de operación de Petrocabimas (Tía Juana).

La situación anterior constituye un factor de vulnerabilidad, considerando que una eventual ruptura cosísmica de cualquiera de estas fuentes activas o potencialmente activas podría provocar eventuales deformaciones permanentes directas, las cuales pueden ocasionar daños parciales o totales sobre las instalaciones previamente mencionadas. Este panorama obliga a implantar a corto plazo acciones enfocadas en mantener y/o aumentar la confiabilidad operacional en la COLM, sobre la base de escenarios locales y regionales, fundamentados por ejemplo en la consideración de modelos representativos que reflejen las condiciones sismotectónicas actuales.

No obstante, en la región occidental del país, no se dispone de modelos sismogénicos que incorporen el comportamiento reciente observado como producto de la intervención de fallas potencialmente activas (i.e. Icotea y SPV), pues, las mismas no han sido estudiadas para evaluación sísmica. Tal particularidad impide la actualización de estudios regionales y locales de amenaza sísmica y vulnerabilidad estructural, así como de las consideraciones sismorresistentes locales, relativas al diseño, construcción y/o mantenimiento de instalaciones. Por ello, dada esta carencia, surge la necesidad de efectuar la caracterización sismogénica del SPV en la COLM, el cual se presume activo, en función de las condiciones de riesgo imperantes.

Bajo el contexto anterior, se han planteado las siguientes interrogantes:

- ✦ ¿El sistema de fallas de Pueblo Viejo (SPV) atraviesa la COLM en la localidad de Bachaquero?
- ✦ ¿Cuál es la longitud total de las trazas del SPV?
- ✦ ¿Cuándo fue la última actividad del SPV?
- ✦ ¿Cómo es el comportamiento sismogénico del SPV?

- ✦ ¿Cuál es la respuesta dinámica de los suelos de fundación de la COLM considerando actividad en el SPV?

1.2. Objetivos

Conforme al contexto anterior, la investigación se realiza de conformidad con los siguientes objetivos:

1.2.1 General

Efectuar la caracterización sismogénica del SPV en la COLM, junto con la estimación de desplazamientos de origen cosísmico, que pudieran tener afectación sobre las instalaciones petroleras de la zona, a partir de la integración de información geológica, geofísica, sismotectónica y geotécnica, disponible en el área.

1.2.2 Específicos

- ✦ Establecer la historia tectónica y la evolución del SPV, caracterizado como uno de los elementos estructurales relevantes dentro del área de estudio y de la Cuenca de Maracaibo.
- ✦ Definir la ubicación, orientación, geometría y cinemática de SPV en la COLM, con énfasis en su intersección lago-tierra.
- ✦ Determinar la longitud total de las trazas del SPV, a partir de la integración de información geológica, geofísica y sismotectónica disponible en el área.
- ✦ Definir la edad de la actividad de SPV, a partir de la deformación observada en las líneas geofísicas.

- ✧ Estimar el comportamiento sismogénico del SPV, mediante la determinación del máximo sismo posible y la tasa de movimiento.
- ✧ Revisar la actividad sísmica reciente de la cuenca de Maracaibo, en el marco de la caracterización de fallas activas presentes, a partir de información disponible y accesible.
- ✧ Realizar un análisis de respuesta dinámica lineal para perfiles de suelo en la COLM, partiendo de información geotécnica en la zona y considerando sismos probables asociados con SPV.
- ✧ Estimar los desplazamientos de origen co-sísmico asociados con el SPV, que pudiesen afectar la integridad de las estructuras atravesadas por sus trazas.

1.3. Alcance

Este trabajo contempla la caracterización del SPV, a partir de la interpretación integrada de información disponible de las diferentes pericias (geología, geofísica, sismotectónica y geotecnia). Tal opción ha planteado la inclusión de un proceso de recopilación a priori de estudios realizados, en ocasión con la identificación y delimitación de fallas activas (incluyendo la estudiada) en la zona noroccidental de Venezuela, y más precisamente en las áreas aledañas al sistema de protección costanero de la COLM, así como la identificación, solicitud, evaluación y análisis de información sísmica petrolera disponible y accesible (papel y/o digital), correspondiente a diferentes levantamientos realizados en dicha área. En específico, se verifica, revisa y analiza información o estudios previos sobre:

- ✧ Reinterpretación fotogeológica de fallas en la COLM.
- ✧ Evidencias geológicas de licuación reciente en capas cuaternarias de las zonas de Lagunillas, Pueblo Nuevo y Bachaquero.
- ✧ Análisis tectónico, estructural y sismológico regional.

- ✧ Estudios paleosísmicos y de amenaza sísmica regionales.
- ✧ Líneas de diferentes levantamientos sísmicos en las áreas aledañas.
- ✧ Pozos no geotécnicos con T-Z, sónicos, gamma ray, densidad, resistividad y/o caliper.
- ✧ Pozos con información geotécnica y datos geotécnicos en general.
- ✧ Boletines sismológicos 2007-2015.
- ✧ Datos de subsidencia en la región.

Como se dijo, para el desarrollo de la presente investigación, se toma en consideración la información geológica, sismológica y tectónica disponible, así como la correspondiente a geofísica y geotecnia. Aunque se aborda lo concerniente a fallas activas con afectación a la COLM, el trabajo se concentra en la caracterización del SPV en toda su extensión, con énfasis en la localidad de Bachaquero, donde las trazas presumiblemente atraviesan los diques COLM, en su paso de lago a tierra.

El presente trabajo se ha estructurado en diversos capítulos, cuya descripción se expresa brevemente a continuación:

- ✧ El Capítulo I corresponde a la sección introductoria, donde se expone la naturaleza del trabajo, sus objetivos, alcance y justificación.
- ✧ El Capítulo II contiene la revisión de trabajos previos disponibles relacionados con la temática de estudio, fundamentales para la ejecución de la investigación.
- ✧ El Capítulo III incluye el contexto geodinámico regional al Sur del Caribe
- ✧ El Capítulo IV desarrolla la evolución tectónica, así como el marco tectónico regional actual imperante en el área de estudio.
- ✧ El Capítulo V contiene la descripción del desarrollo sedimentario en la Cuenca de Maracaibo, bajo la influencia de la tectónica regional.
- ✧ El Capítulo VI aborda el marco metodológico, donde se indica el tipo de investigación, junto con el diseño de la misma.

- ✧ El Capítulo VII contempla el establecimiento de la historia de la actividad tectónica de la cuenca de Maracaibo, con énfasis en la evolución del SPV.
- ✧ El Capítulo VIII aborda la identificación general de las trazas del SPV y la determinación de la longitud total del mismo.
- ✧ El Capítulo IX engloba la revisión de la sismicidad instrumental en la cuenca de Maracaibo, así como los mecanismos focales identificados para la determinación de la cinemática de la falla.
- ✧ El Capítulo X contiene la estimación del comportamiento sismogénico del SPV, a partir de la determinación del máximo sismo posible y la tasa de movimiento, así como la estimación de desplazamientos de origen cosísmico.
- ✧ El Capítulo XI incluye la zonificación geotécnica y el análisis de respuesta dinámica lineal de los suelos en la COLM, considerando sismos posibles asociados con el SPV.
- ✧ El Capítulo XII contiene las conclusiones y recomendaciones del trabajo, respectivamente.
- ✧ Por último, se listan las referencias bibliográficas utilizadas para el desarrollo del trabajo.

Adicionalmente, se incluye un Anexo A, el cual abarca los conceptos y definiciones teóricas fundamentales utilizadas a lo largo del trabajo.

1.4. Aporte al conocimiento

Con el cumplimiento de los objetivos propuestos, cuyo enfoque es la caracterización del SPV en la COLM, este trabajo será fundamental para la evaluación neotectónica del occidente de Venezuela y la confirmación del modelo cinemático de estantería de libros o *Bookshelf*, definido para el bloque triangular de Maracaibo, en el entendido que la mencionada falla en estudio constituye uno de los elementos integrantes de dicho bloque.

Adicionalmente, considerando que en el marco de esta investigación, se pretende efectuar la caracterización sismogénica del SPV, junto con la estimación de desplazamientos de origen cosísmico en la COLM, será posible la generación de modelos sismogénicos que apunten a promover la actualización de los estudios de amenaza sísmica en el Occidente de Venezuela y el desarrollo oportuno de análisis sismorresistentes, como parte de la ingeniería de proyectos mayores de inversión, relacionados con la construcción o adecuación de instalaciones de superficie y facilidades de producción de las EEMM en el área. Asimismo, este trabajo propiciará el futuro desarrollo de estudios de vulnerabilidad estructural en zonas de cruce de falla, para monitoreo y control de la integridad del sistema de diques de la COLM y la confiabilidad operacional de activos petroleros existentes.

1.5. Ubicación del área de estudio

El estudio se concentra en un área ubicada en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM), compartida entre los municipios Simón Bolívar y Lagunillas del estado Zulia, Venezuela. Específicamente, este trabajo se enfoca en el impacto del comportamiento de la falla Pueblo Viejo sobre esta zona, a lo largo de las localidades de Tía Juana, Lagunillas y Bachaquero. La Figura 1 muestra la ubicación específica del área mencionada.

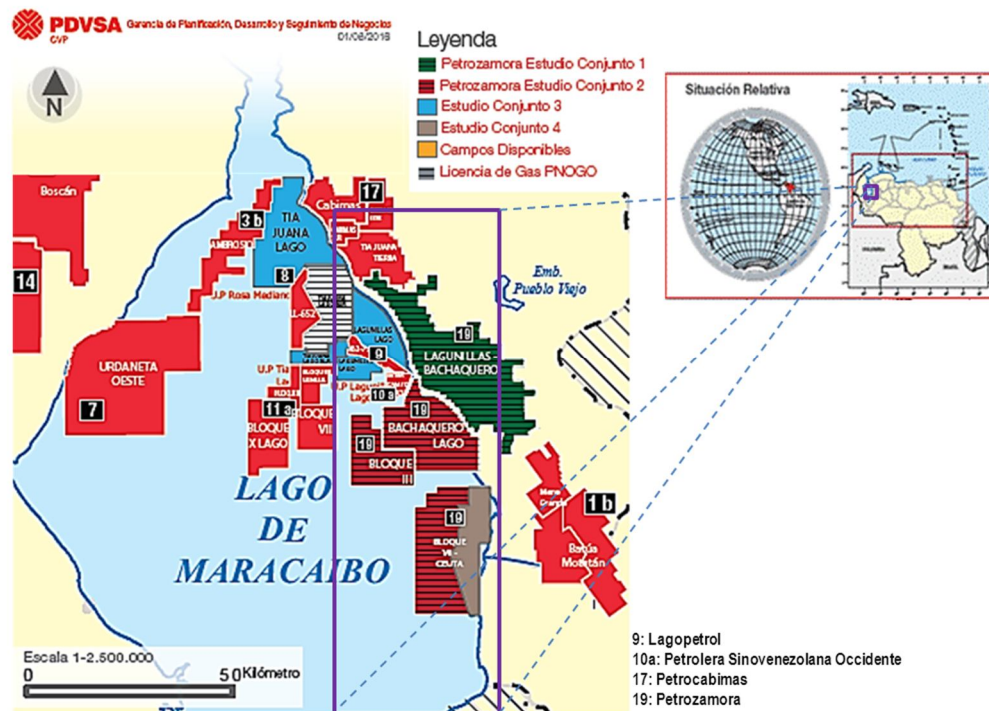


Figura 1. Ubicación del área del área de estudio en Costa Oriental del Lago de Maracaibo.

En un contexto general, el área de estudio está localizada dentro de la cuenca del Lago de Maracaibo, definida como una cuenca flexural estrecha y profunda, formada como consecuencia del levantamiento de los Andes de Mérida (Audemard y Audemard 2002), con un espesor máximo aproximado de sedimentos cretácicos y post-cretácicos de 36.000 pies, construida sobre el bloque triangular de Maracaibo (Gil 2011), en una región de compleja interacción tectónica en el límite entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca.

CAPÍTULO II

ANTECEDENTES

Este capítulo resume en orden cronológico los trabajos previos disponibles relacionados con la temática de estudio. Se mencionan aquellos cuyo objeto involucra parcial o totalmente la identificación o caracterización del sistema de fallas Pueblo Viejo en la cuenca de Maracaibo, bien sea con fines de prospección petrolera, o de estudios sismotectónicos, exploración geotécnica e ingeniería de fallas activas en dicha cuenca. Las investigaciones acá mencionadas han sido utilizadas durante el desarrollo y la fundamentación del presente trabajo. Algunas de ellas, se citan con mayor detalle en los capítulos posteriores.

Pérez (1986) estableció la geología del Cuaternario de la COLM, dentro del programa Compactación y Subsistencia de INTEVEP, dedicado al estudio de la subsidencia asociada a la explotación del petróleo, mediante la ejecución de perforaciones geotécnicas de 10 m de profundidad, ubicadas a lo largo del dique costanero en Tía Juana, Lagunillas, Bachaquero y hasta unos 10 km costa adentro, perforando sedimentos del Pleistoceno y Holoceno.

Murria (1992) presentó las actividades llevadas a cabo, como parte del desarrollo en la evaluación del riesgo sísmico en el Occidente de Venezuela, haciendo especial énfasis en los estudios sobre sismicidad y geología sísmica efectuados para las instalaciones petroleras aledañas.

Sully y Murria (1992) presentaron la metodología empleada durante la ejecución de un programa de investigación aplicada emprendido por MARAVEN e INTEVEP sobre la microzonificación sísmica de la COLM, a fin de evaluar la confiabilidad del sistema de protección costanera. El mismo abarcó la caracterización geotécnica enfocada en la definición de parámetros de resistencia con ensayos de penetración estándar (Standard Penetration Test o SPT), veleta de campo, piezocono y

recuperación de muestras inalteradas; respuesta dinámica por equivalente lineal para perfiles típicos, análisis de susceptibilidad a la licuación de suelos granulares, así como análisis de estabilidad y deformaciones post-sísmicas.

De Santis et al. (1993) realizaron la caracterización geológica y geotécnica de las principales unidades de suelos presentes en la COLM, encontrando una unidad fluvio-lacustre de espesor de 30 m, de origen reciente, constituida por suelos arenosos y limosos con intercalaciones de arcilla de plasticidad intermedia a alta, y dispuesta en forma de cuña hacia tierra adentro, que suprayace una unidad de sedimentos más consolidados del Mioceno. En profundidad, se registró un aumento del contenido de arcillas. Este estudio recomendó estudiar la respuesta dinámica de los suelos de la COLM por método lineal, para obtener los factores de amplificación de sismos cercanos y lejanos.

Audemard et al. (2000) presentaron el mapa y la base de datos, que describen la ubicación y los principales parámetros de las fallas cuaternarias de Venezuela y sus zonas costa afuera. En este trabajo, se consideró que la última ruptura superficial de las fallas Lama-Icotea y Pueblo Viejo ha sido Cuaternaria sin diferenciar (<1,600,000 años) y se mostró la ubicación reconocida de las trazas.

En el marco del proyecto FUNVISIS-INTEVEP 04071, como parte del apoyo tecnológico a la gerencia de Diques y Drenaje de PDVSA Occidente, Audemard y Ollarves (2004) realizaron la evaluación bibliográfica preliminar, así como la búsqueda e identificación inicial de información de subsuelo (contenida en líneas sísmicas, mapas de topes estructurales, correlación litoestratigráfica de pozos, entre otros) para evaluar las posibilidades de la ocurrencia de eventuales deformaciones permanentes directas sobre el substrato de los diques, producto de una eventual ruptura cosísmica de fallas geológicas activas o potencialmente activas, tales como Lama-Icotea o Pueblo Viejo, que pudiesen cruzar el sistema de protección costanero de diques de la COLM, en el subsuelo.

Escalona y Mann (2006) presentaron un modelo tectónico, basado en el control ejercido por el movimiento transcurrente dextral en la zona de falla de Burro Negro sobre la estructura y la estratigrafía de la cuña sedimentaria y asimétrica del Paleógeno al NE de la cuenca de Maracaibo, a partir de líneas sísmicas regionales, considerando el contexto geológico y la configuración estructural regional. Específicamente, este modelo propone que la asimetría paleógena de la cuña sedimentaria de Maracaibo fue controlada por un desplazamiento rumbo-deslizante dextral a lo largo de la falla de desgarre Burro Negro con orientación NO-SE, la cual se formó en asociación con la convergencia (colisión oblicua) entre las placas Caribe y Suramérica. Esta falla de 100 km de longitud separa los terrenos metamórficos emplazados al E (Napas de Lara) de un área de plataforma más estable hacia el O (cuenca de Maracaibo). El horizonte en tiempo (*time slice*) de la sísmica regional mostrado en este trabajo refleja las características estructurales prominentes, incluyendo fallas de rumbo NNE, tales como Icotea y Pueblo Viejo, donde contra sus zonas de falla se ubican los principales depocentros de la cuenca de Maracaibo.

Mann et al. (2006) presentaron el contexto geológico y tectónico regional de la cuenca de Maracaibo, mediante el análisis de su estructura y estratigrafía, a partir de la compilación de datos sísmicos 2D y 3D regionales, datos de pozos y afloramientos, destacando que la geología y la sedimentación de la misma estuvieron controladas por interacciones tectónicas complejas del Mesozoico-Cenozoico entre las placas Caribe, Suramérica y Norteamérica. Adicionalmente, los autores establecen cuatro fases para explicar y subdividir la evolución estratigráfica de dicha cuenca, siendo éstas las siguientes: rifting jurásico, subsidencia cretácica y desarrollo del margen pasivo, colisión oblicua del Paleógeno, donde se reactivaron las fallas Icotea y Pueblo Viejo con movimiento de rumbo sinistral, y finalmente, orogenia norandina.

Scherer (2007) identificó evidencias geológicas de licuación reciente en capas cuaternarias de las zonas de Lagunillas y Bachaquero en la COLM, junto con su relación geométrica con las fallas geológicas activas durante el Cuaternario, incluyendo la falla Pueblo Viejo, mediante geología de campo, fotografías aéreas

disponibles a lo largo del tiempo, determinación de evidencias de licuación aplicables a las condiciones locales, así como verificación en helicóptero, automóvil y a pie.

Requena y Zambrano (2008) generaron un modelo geológico estructural a partir de datos de sísmica 2D de la región central de Zulia oriental, mediante el cual se determinó que los estilos estructurales regionales durante el Eoceno, están dominados por dos sistemas de fallas, Burro Negro-Mene Grande y Pueblo Viejo, respectivamente, así como una serie de corrimientos profundos, con despegue de techo a lo largo de toda la zona E, asociados con la tectónica andina.

Carrero (2008) realizó la reinterpretación estructural del área Bachaquero NE para el período Mioceno, a fin de definir y representar la orientación, la geometría y otros elementos estructurales del yacimiento Bachaquero 02 con fines prospectivos, obteniendo el modelo de velocidades en el alto de Pueblo Viejo.

Cabrera y Otero (2012) realizaron la interpretación sísmica 3D semiregional de las áreas Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán en la cuenca de Maracaibo, con el fin de conocer las características estructurales y la evolución de la subcuenca de Pueblo Viejo. Se identificaron dos familias de fallas en el área, una en sentido preferencial N-S, que corresponde a los principales alineamientos formados en la cuenca de Maracaibo durante el rifting del Triásico-Jurásico (Pueblo Viejo, Barúa y Motatán), reactivadas posteriormente bajo distintos regímenes, y un segundo conjunto de fallas en dirección este-oeste, enmarcadas entre los alineamientos mayores.

Rodríguez (2013) estimó parámetros geomecánicos a partir de sísmica 3D en el campo Moporo al Sureste del lago de Maracaibo, el cual se divide en dos unidades importantes de sedimentación, área sur y área norte, las cuales se extienden hacia la zona de falla Pueblo Viejo - Ceuta.

Peña et al. (2013) realizaron el estudio geomecánico del Eoceno del alto de Ceuta y área 2 norte, bloque VII del Lago de Maracaibo, encontrando que la dirección del esfuerzo horizontal máximo (σ_{hmax}) es NO-SE para las arenas “B” y “C” de la

Formación Misoa y el régimen tectónico se encuentra entre inverso y transcurrente. Las reflexiones sísmicas evidencian que las principales estructuras dentro del campo son los sistemas de fallas Pueblo Viejo, VLG3686 y VLC70, las cuales tienen dos componentes de movimiento, una transcurrente sinistral en sentido N-S y una compresiva en sentido O-E.

GEOPROYECT (2014) llevó a cabo un estudio geotécnico en las secciones 1, 2, 4, 5 y 5a del dique costanero en el sector Pueblo Viejo de la localidad de Bachaquero, a solicitud de la Gerencia de Diques y Drenaje de PDVSA Occidente, con el fin de evaluar las condiciones físico-mecánicas de dicho sistema, obteniendo a su vez, el perfil litológico y geotécnico, a través del uso del SPT, aplicando un total de ocho (8) perforaciones.

CAPÍTULO III

CONTEXTO GEODINÁMICO

La actual configuración geodinámica Caribe-Suramérica resulta de una evolución transpresiva¹ que ha ocurrido durante el período Terciario-Cuaternario. Ésta se inició como una subducción oblicua tipo B (buzamiento NO, con litósfera oceánica Suramérica subduciendo bajo el arco de islas de la placa Caribe). Posteriormente, dicha zona límite de placas evolucionó dentro de una colisión oblicua (vergencia SSE, Caribe-napas cabalgando el margen pasivo indeformado de Suramérica) con partición de deformación (Audemard y Audemard 2002):

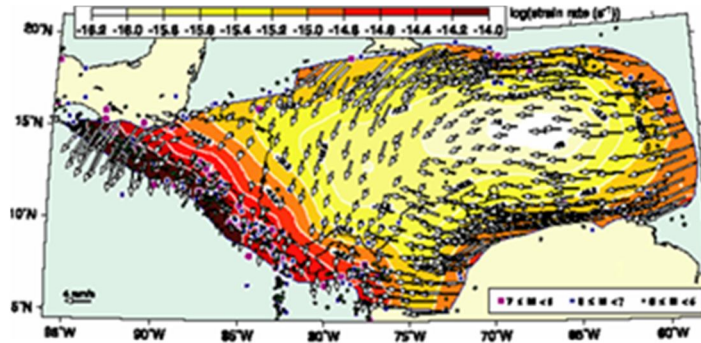
- ✪ Partición de esfuerzos¹: la deformación es compartida entre la falla rumbo-deslizante y las fallas inversas.

- ✪ Se presenta en zonas de convergencia oblicua entre placas litosféricas, entre la placa de Suramérica y el Bloque de Maracaibo (Colletta et al. 1997), así como entre las placas del Caribe y de Suramérica (Pérez et al. 1997).

Un amplio consenso establece que la placa Caribe se mueve relativamente hacia el este con respecto a Suramérica (Bell 1972; Malfait y Dinkelman 1972; Jordan 1975; Pindell y Dewey 1982; Sykes et al. 1982; Wadge y Burke 1983; Freymueller et al. 1993; Kellogg y Vega 1995; entre otros), a razón de 2 cm/año aproximadamente, siendo soportado por mediciones recientes de GPS (Figura 2). Pero el límite de placas Suramérica-El Caribe-Nazca, el cual define la tectónica activa a lo largo del norte de Venezuela (desde Colombia hasta Trinidad), no es del tipo dextral simple, ya que corresponde a una zona transpresional activa (compresiva transcurrente) de anchura

¹ Ver definición en el Anexo A

variable (en occidente alcanza unos 600 km de ancho), ocurriendo en tierra y costa afuera del norte de Venezuela (Audemard y Audemard 2002, Audemard et al. 2005; Figura 3).



Fuente: <http://www.ucm.es/info/Geofis/g-modgeo/index.html>

Figura 2. Distribución de velocidad de deformación y velocidad horizontal, predichas por un modelo satisfactorio que considera una velocidad del manto de 2 cm/año al este.

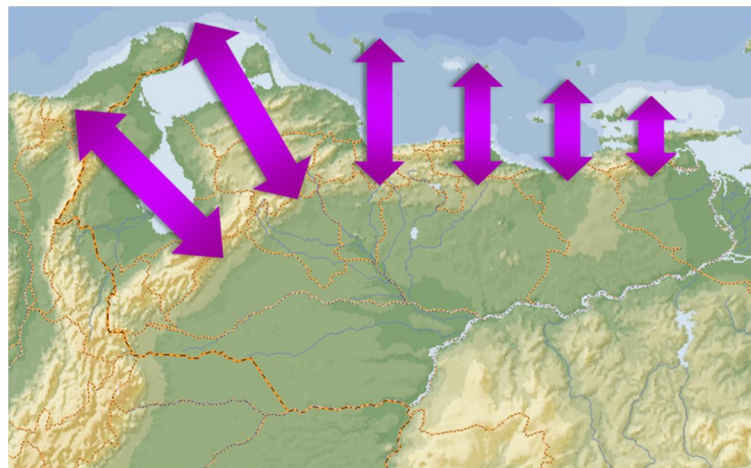
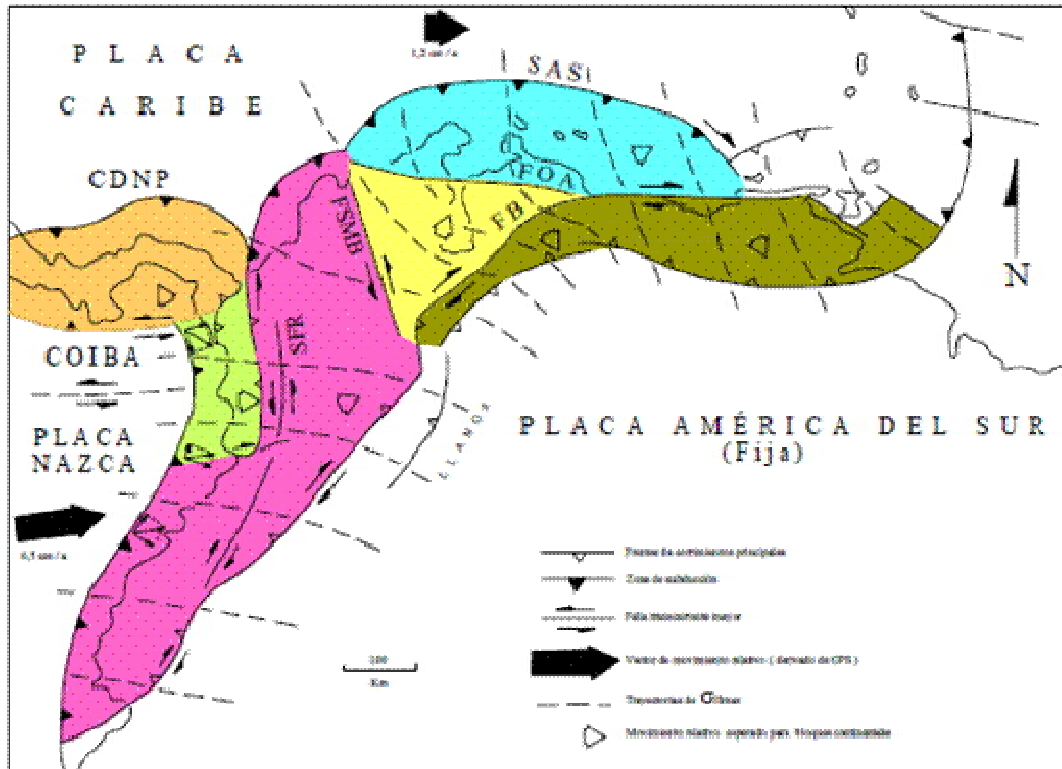


Figura 3. Banda de deformación al sur del Caribe, que se extiende al suroeste dentro de los Andes de Mérida.

La interacción entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca, así como con otros bloques continentales de menores dimensiones, entrampados entre las placas

indicadas, varía dramáticamente de oriente a occidente (Figura 4), siendo el occidente del país el que muestra un contexto geodinámico más complejo (Audemard 2002).



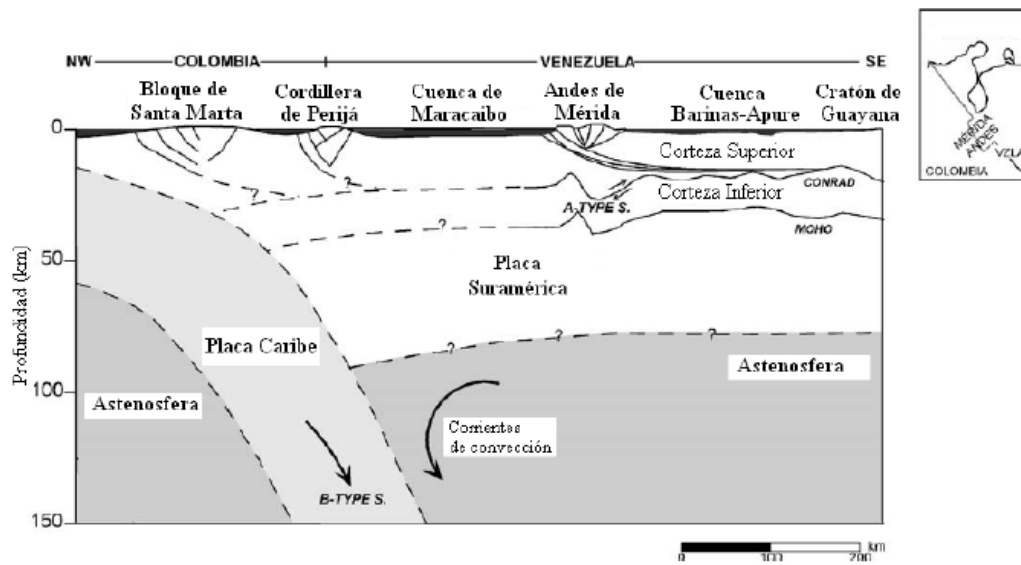
Fuente: Audemard y Audemard (2002, p. 304)

Figura 4. Contexto geodinámico imperante en el sur del Caribe.

Efectivamente, en el occidente de Venezuela, el límite de placas se encuentra por encima de los 600 km de ancho y comprende un juego de bloques tectónicos discretos, independientemente del movimiento de las placas mayores circundantes (Caribe, Suramérica y Nazca), entre los cuales se destaca el bloque triangular de Maracaibo. Este bloque independiente se encuentra limitado por la falla transcurrente sinistral Santa Marta-Bucaramanga en Colombia, así como las fallas transcurrentes dextrales de Boconó y Oca-Ancón, respectivamente, siendo esta última el borde norte

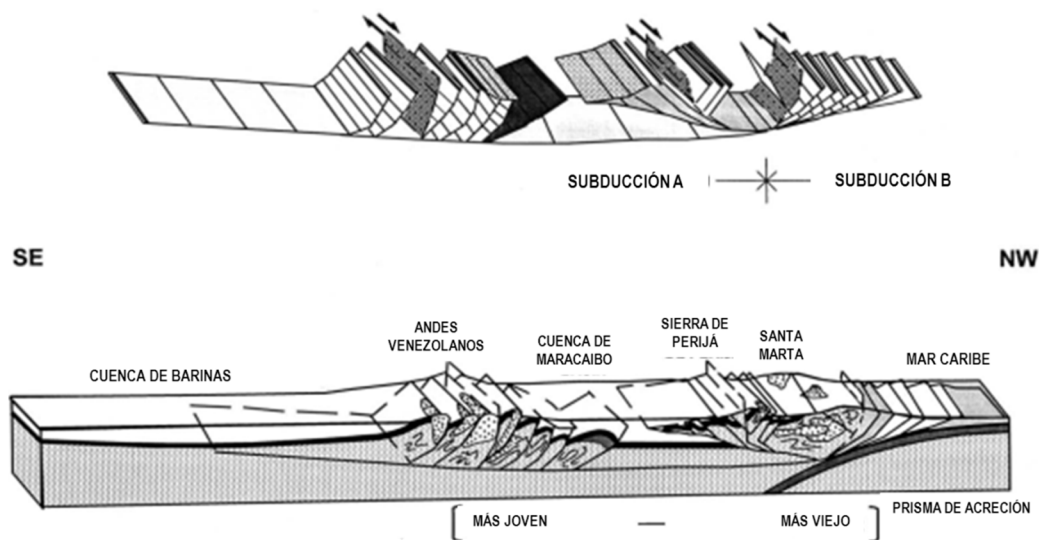
que separa dicho bloque del correspondiente bloque de Bonaire. Ambos bloques se encuentran en proceso de extrusión al NNE con respecto a Suramérica, sobrecorriendo la placa Caribe al norte de las Antillas de sotavento generando el cinturón de deformación sur-caribeño. La extrusión de dichos bloques está relacionada a la colisión del Arco de Panamá contra el norte de Suramérica en su lado hacia el Pacífico y su posterior sutura (Audemard y Audemard 2002). Los estudios recientes del movimiento de las placas a través de GPS (Freymueller et al. 1993; Kellogg y Vega 1995; Kaniuth et al. 1999) confirmaron el escape hacia el noreste de ambos bloques, con respecto a los bloques circundantes.

Según Montaña (2008), la zona occidental surcaribeña es producto de diferentes procesos, entre los cuales se menciona la subducción de la zona de la cuenca Barinas-Apure bajo el bloque de Maracaibo y el emplazamiento de los Andes de Mérida (AM), tal como se muestra en la Figura 5. Los AM funcionan como una cuña de apilamiento cortical frágil, la cual está parcialmente desacoplada de la corteza dúctil por un *detachment* (similar al propuesto para los Himalayas), adoptando un modelo de orógeno en flotación (Figura 6), donde dos placas en subducción incipiente con vergencias opuestas están llamadas a converger bajo la cuenca de Maracaibo (Audemard y Audemard 2002). El límite SE del orógeno viene dado por la subducción incipiente tipo A, con buzamiento suave en dirección NO (Maracaibo por debajo de Suramérica). El otro límite se refiere a la porción SO de la subducción oceánica de las Antillas a sotavento (LAS, por el significado en inglés de *Leeward Antilles Subduction*), con buzamiento suave al SE (Caribe por debajo de Suramérica).



Fuente: Montaño (2008, p. 55).

Figura 5. Modelo geodinámico de la evolución del occidente de Venezuela.



Fuente: Modificado de Audemard y Audemard (2002, p. 322)

Figura 6. Configuración de los AM en relación con un modelo de orógeno en flotación

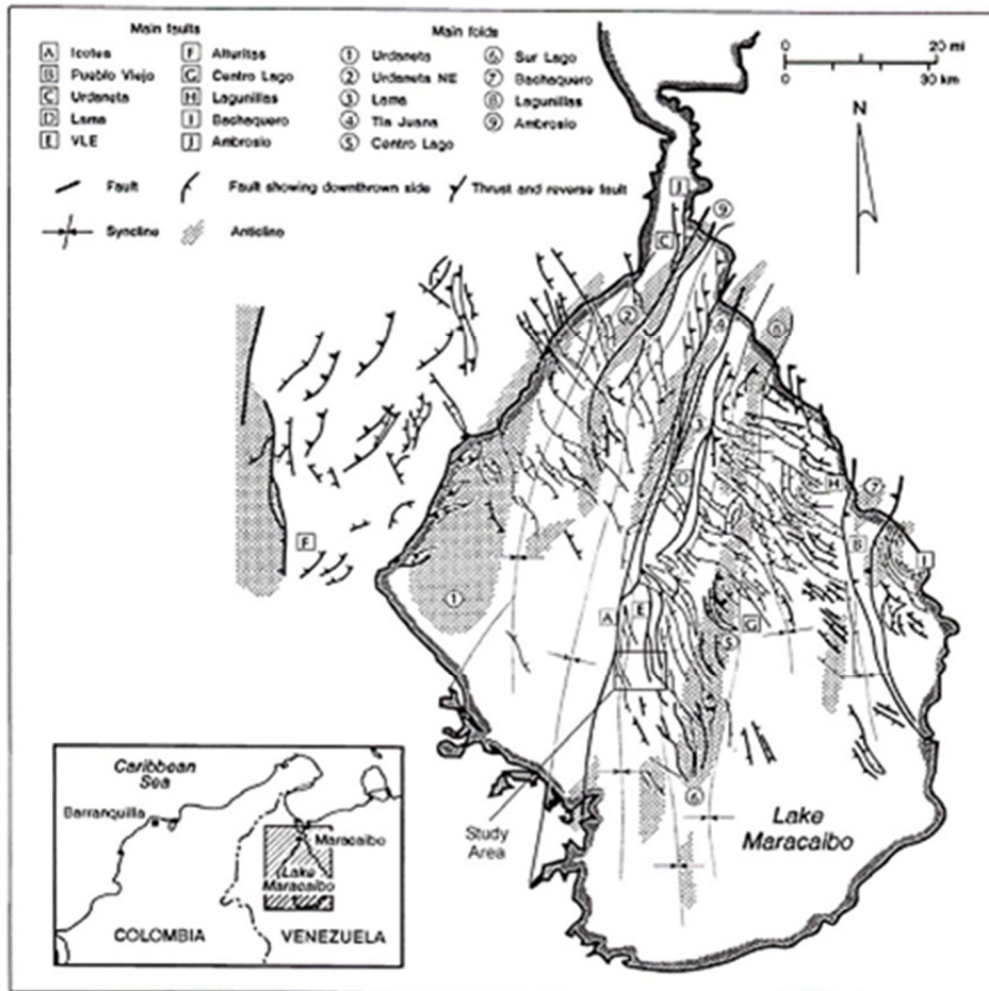
CAPÍTULO IV

MARCO TECTÓNICO

Este capítulo desarrolla la evolución tectónica, así como el marco tectónico regional actual imperante en el área de estudio.

4.1 Evolución tectónica en la Cuenca de Maracaibo

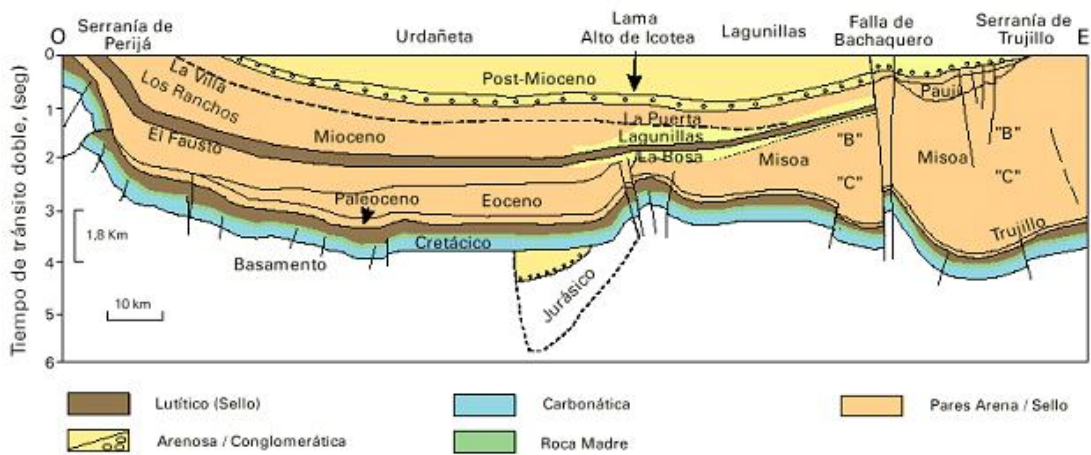
La historia tectónica de la Cuenca de Maracaibo documenta dos sistemas de fallas principales, uno con rumbo O a NO, de fallas extensionales; y otro, con rumbo N a NE, el cual experimentó deformación en compresión por pulsos episódicos (Bueno 1996), y en el que destacan Lama-Icotea, Urdaneta y Pueblo Viejo (Figura 7), de estilo transcurrente sinistral, con tendencia mayor al NNE. Estas fallas son sistemas que han sido reactivados e invertidos durante los diferentes regímenes tectónicos afectando la cuenca y su relleno sedimentario. Constituyen elementos estructurales que no mueren, dado que por el contrario, acomodan la orientación del desplazamiento de los bloques adyacentes de acuerdo con los sistemas de esfuerzos que se estén imponiendo a través del tiempo (Lugo 1992). Específicamente, son eventos de edad pre-cretácea, con subsecuente reactivación durante el Cretáceo y Cenozoico.



Fuente: Modificado de Lugo (1992) en Arzuman (2002, p. 15)

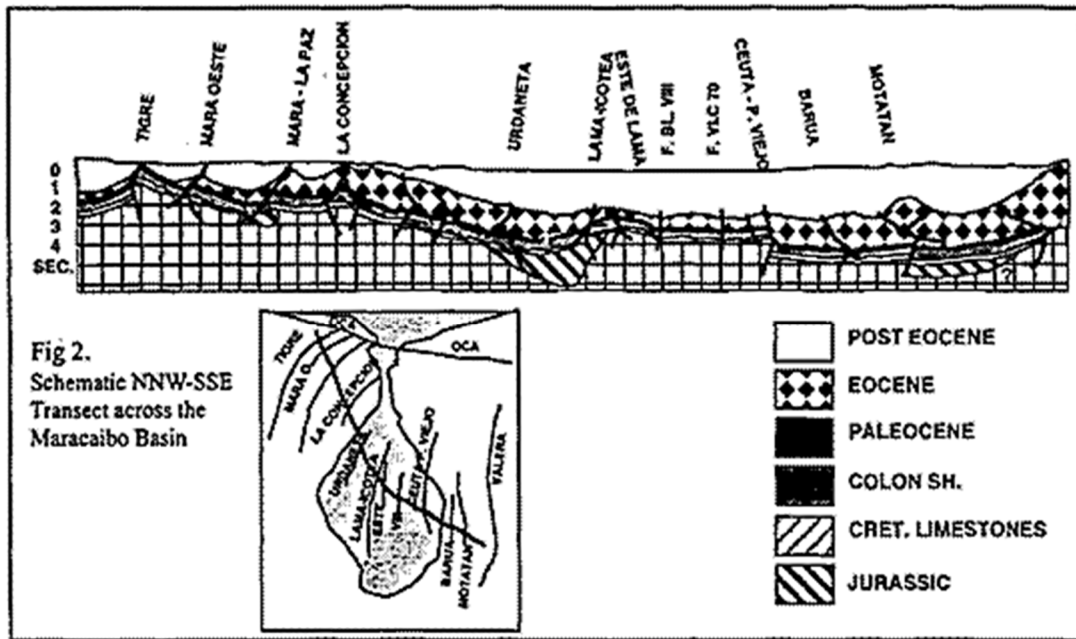
Figura 7. Estilos estructurales actuales de la cuenca de Maracaibo.

La Figura 8 presenta la estructura general de la cuenca a lo largo de un perfil O-E, mientras una sección NNO-SSE de la misma en la Figura 9. El SPV es aquí denominado como falla de Bachaquero. Este problema de multiplicidad de nombres asignados al SPV es reiterativo y diverso: Pueblo Viejo-Ceuta, VLC-70, entre otros.



Fuente: Araujo (2002, p. 62)

Figura 8. Sección oeste – este de la Cuenca de Maracaibo.



Fuente: Bueno (1996, p. 300)

Figura 9. Sección esquemática NNO-SSE a través de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

La tectónica de la cuenca se desarrolló en diferentes episodios. La evolución tectono-estratigráfica y la configuración estructural de la cuenca ha sido discutida en detalle por varios autores (Audemard 1991; Lugo 1992; Lugo y Mann 1992; Parnaud et al. 1995, Roure et al. 1997; Morales 2003; Mann et al. 2006; Martínez et al. 2010). Algunos (Audemard op cit; Lugo op cit; Lugo y Mann op cit; Parnaud et al. op cit, Roure et al. op cit; Mann et al. op cit) concuerdan en que al menos se requieren seis episodios del Jurásico al Plioceno, para explicar esta compleja evolución (Guzmán y Fisher 2006), siendo éstos los siguientes (Requena y Zambrano 2008):

1. Fallas mayores con orientación NNE-SSO, entre las cuales se encuentran las fallas Icoatea, Pueblo Viejo, Urdaneta y Lama.
2. Fallas de corrimiento NO-SE se localizan en las áreas de Centro Lago, Lagunillas, Bachaquero y Ambrosio, con vergencia SSO, lo cual indica un transporte tectónico desde el NNE, ocurrido durante el Eoceno temprano a medio.
3. Fallas normales con orientación NO-SE, siendo numerosas hacia la parte norte del Lago de Maracaibo y afectan hasta la discordancia post-Eoceno. Algunas de estas fallas fueron reactivadas durante el Mioceno.
4. Pliegues en sentido NE-SO, muchos de ellos de edad Mioceno, que afectan toda la sección sedimentaria de la cuenca y constituyen las principales rampas de hidrocarburos.
5. Fallas de corrimiento N-S, con vergencia principal al oeste. Su ocurrencia es mayor en las áreas de Perijá y es menor en la COLM. Su formación se asocia a una compresión regional con sentido E-O durante el Mioceno-Holoceno.
6. El evento más reciente se evidencia hacia el área Sur del Lago durante el Mioceno tardío, cuando ocurre la reactivación e inversión de las fallas preexistentes, debido al levantamiento andino, lo cual genera planos de despegue subparalelos a los planos de estratificación.

Con base en el contexto anterior, en términos generales para este trabajo, la actividad tectónica puede ser dividida en estilos estructurales, a lo largo de las fallas reinantes, durante la depositación de las secuencias estratigráficas (Lugo 1992; Figura 10), los cuales se correlacionan en la Figura 11 y se desarrollan a continuación (MARAVEN 1994-1995; Morales 2003):

- ♣ **Estilo extensional.** Este estilo estructural en la cuenca de Maracaibo se estableció en tiempos pre-cretácicos (Triásico-Jurásico superior o tardío), caracterizado por el establecimiento de sistemas de apertura continental o *rift*, y el desarrollo de importantes semi-grabenos corticales NNE-SSO, controlados por fallas mayores NNE-SSO, los cuales fueron rellenos con sedimentos continentales de las formaciones La Quinta (Jurásico) y Río Negro (Cretácico Inferior), ubicándose la mayor actividad tectónica a lo largo de las fallas Icotea y Pueblo Viejo, con bloques deprimidos al oeste (Pueblo Viejo) y este respectivamente (Martínez et al. 2010). Según Lugo (1992), desde el Jurásico hasta el Eoceno Inferior medio, el desplazamiento de estas fallas fue normal, en asociación con el régimen mencionado.

Hay tres aspectos relevantes del sistema de *rift*: (1) las fallas de borde persistieron como zonas de debilidad a través del tiempo y dieron lugar a sedimentación preferencial en las depresiones; (2) la presencia de *rift* triásico-jurásicos tuvo un impacto significativo sobre la historia termal de la cuenca en las áreas afectadas, ya que este tipo de zonas forma áreas de alto flujo de calor; y (3) en las mencionadas zonas se observan grandes rasgos de inversión, entre los cuales están los levantamientos perijanero, andino y los asociados con las fallas Icotea y Pueblo Viejo.

Aunque los rift triásico-jurásicos se limitan a las zonas de Machiques (Perijá), Centro del Lago (Urdaneta, Rosario) y Uribante-San Lázaro (Andes), no se descarta la presencia de un cuarto *rift* al este de la falla Pueblo Viejo. El mismo no ha sido confirmado por pozos, pero en el área de Ceuta, en MARAVEN (1994-1995) se describen reflectores pre-cretácicos semejantes a los de Urdaneta, no descartando tal posibilidad. Adicionalmente, el estilo estructural de la falla Pueblo Viejo, así como la historia tectónica y termal de la región durante el Terciario, refuerzan dicho planteamiento. No obstante, para la verificación del mencionado *rift*, se requerirá de una evaluación geofísica mediante métodos potenciales.

♣ **Estilo transpresional.** El régimen transpresivo de la Cuenca de Maracaibo puede ser dividido en tres períodos:

a) *Eoceno Superior.* Este período está caracterizado por la delineación de los principales estilos estructurales: (1) fallamiento conjunto en dirección nor-noreste, mostrando estructuras en flor positiva a lo largo de las fallas Icotea, VLE-400 y Pueblo Viejo, y (2) fallamiento normal en echelon alineado al noroeste. La falla de Pueblo Viejo, presenta básicamente desplazamiento normal durante este período. Sin embargo dada su orientación subparalela con la falla Icotea, es factible indicar que esta falla haya acomodado algo de movimiento horizontal, pero la evidencia ha sido removida por deformaciones posteriores.

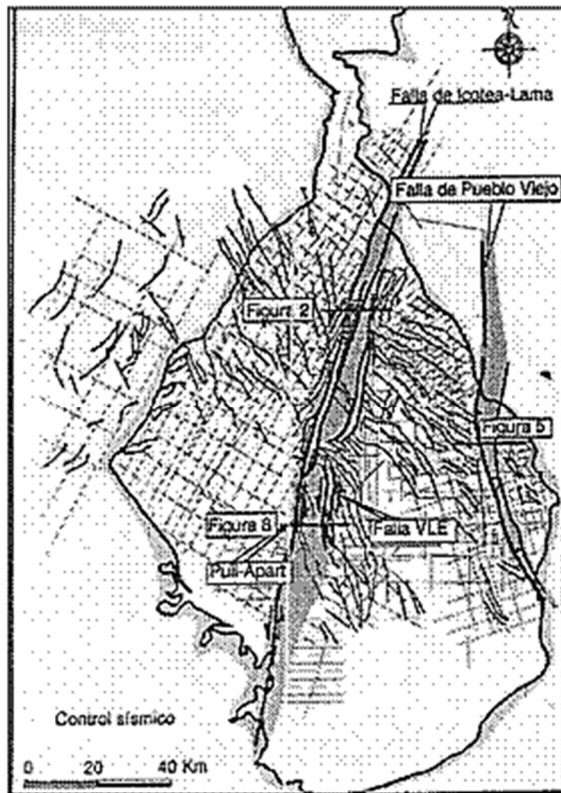
b) *Tranquilidad tectónica o período pasivo intermedio.* La cuenca de Maracaibo estuvo sujeta a un régimen erosivo desde el Eoceno Superior hasta el Mioceno temprano, durante el cual las estructuras transpresivas fueron truncadas.

c) *Rejuvenecimiento transpresivo del Mioceno Medio al Plioceno.* En este tiempo, la mayor evidencia de transpresión se reconoce a lo largo de la falla de Pueblo Viejo, donde se reconocen estructuras en flor del Mioceno Medio a Plioceno. La falla se alinea NNO al sur y dobla al NNE en su parte

norte, para formar el alto de Pueblo Viejo (ver Sección 7.1.2), el cual se interpreta como un dobléz de restricción (*restraining bend*) típico de fallas de rumbo sinestrales, producido cuando la falla Pueblo Viejo alcanzó el dobléz a la izquierda en su traslación (Carrero 2008).

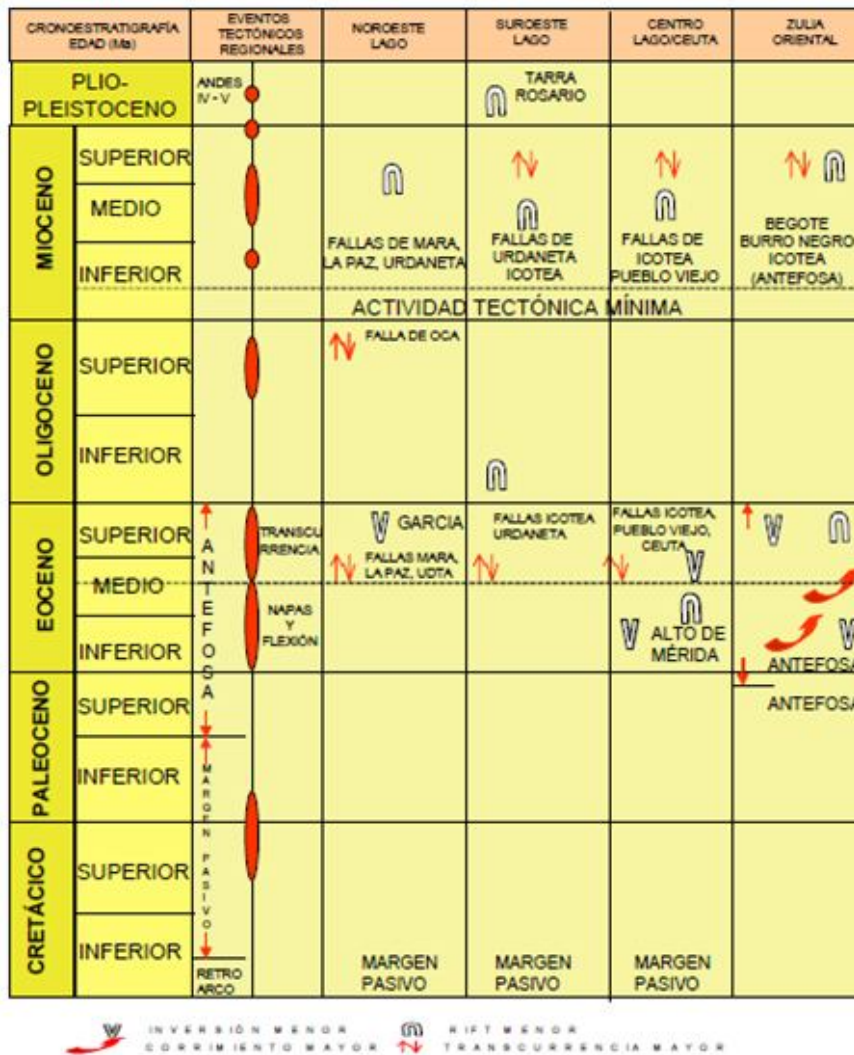
- ♣ **Estilo compresional.** El último evento tectónico afectó el comportamiento de las fallas de Icotea y Pueblo Viejo y se asigna a la compresión este-oeste del Plio-Pleistoceno. Este evento se asocia a los últimos pulsos del levantamiento a lo largo de la Sierra de Perijá y Andes de Mérida y en la cuenca de Maracaibo se expresa por corrimientos cortos divergentes alineados norte-sur. Las fallas de Icotea y Pueblo Viejo son elementos estructurales mayores e importantes en la estructuración de la cuenca de Maracaibo, por tanto son sistemas susceptibles a la reactivación durante los diferentes períodos tectónicos que afectaron la región.

La Figura 12 muestra la deformación ocurrida en la COLM, a raíz de la ocurrencia de los estilos anteriores.



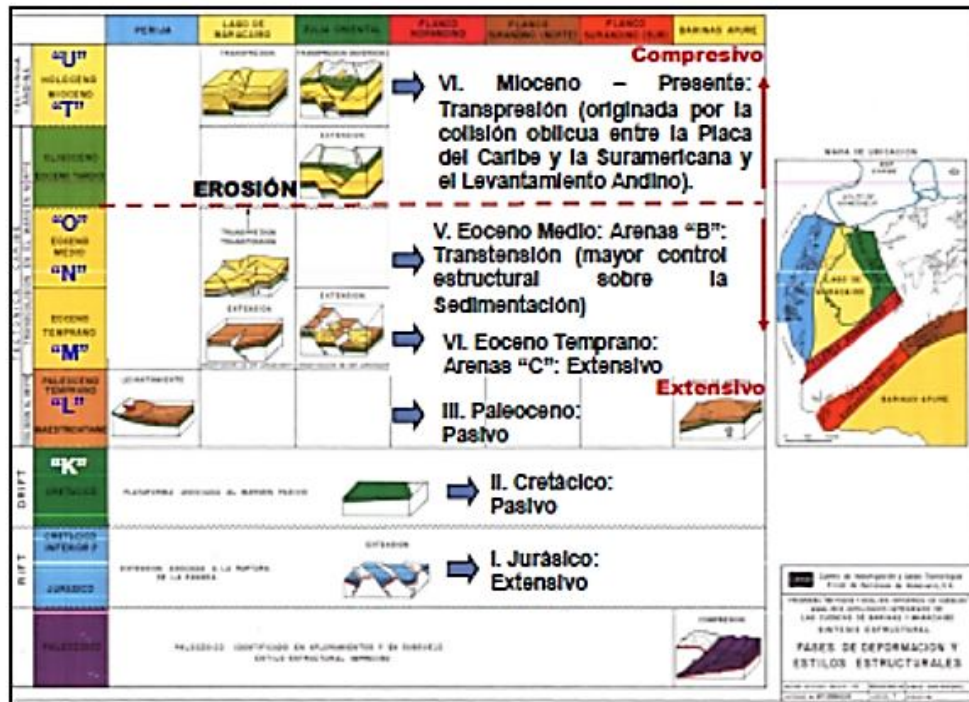
Fuente: Modificado de Lugo (1992)

Figura 10. Mapa de fallas post-Eoceno medio, con estilos estructurales típicos.



Fuente: Morales (2003, p.70)

Figura 11. Correlación de eventos tectónicos en la Cuenca del Lago de Maracaibo.



Fuente: Cabrera y Otero (2012, p. 21)

Figura 12. Periodos de deformación ocurridos en la COLM y asociados con los estilos estructurales.

4.2 Tectónica cuaternaria

La tectónica activa en Venezuela, se encuentra subordinada al marco geodinámico imperante, explícito con anterioridad, estando el país inmerso en un límite de placas activo de tipo transpresivo², cuya evolución terciaria ha sido polifásica, donde una subducción oceánica oblicua (corteza atlántica adosada al margen pasivo suramericano se consumió por debajo de la corteza del Caribe engrosada

² Ver definición en el Anexo A

anómalamente) pasó a colisión oblicua diacrónicamente de O a E, para proseguir en una transpresión o régimen compresivo-transcurrente (Audemard y Audemard 2002):

En Venezuela continental, la tectónica activa, resultante de la partición de esfuerzos y resaltada por una sismicidad moderada, en términos de frecuencia y magnitud, se caracteriza por lo siguiente (Audemard 2002):

- ✪ La deformación cuaternaria no se reparte en forma homogénea a lo largo del territorio nacional, por cuanto se concentra a lo largo de cinturones o franjas en el oeste y norte de Venezuela, donde se concentra el desplazamiento. El cinturón principal de fallamiento transcurrente y plegamiento corresponde gruesamente con los sistemas montañosos mayores (Andes de Mérida, Cordillera de la Costa, Serranía del Interior): Este cinturón exhibe un sistema de fallas dextral de primer orden, que en su mayoría corre a lo largo de la columna vertebral del cinturón.
- ✪ La zona de mayor movilidad, donde ocurren las principales deformaciones, la constituye el cinturón de 100 km de ancho, desarrollado en los dos bloques contiguos separados por los accidentes dextrales de primer orden de Boconó (NE-SO), San Sebastián y El Pilar (ambos E-O). Tales accidentes se prolongan desde la frontera con Colombia hasta Trinidad, estos tres accidentes se concatenan para formar un sistema continuo o cinturón móvil de 1200 km de largo, donde se concentra lo esencial del movimiento relativo dextral entre Caribe y Suramérica o el bloque triangular de Maracaibo y Caribe, constituyendo así el límite transcurrente principal dentro del cinturón en deformación.
- ✪ La mayor parte del desplazamiento dextral entre el Caribe y Suramérica es acomodado esencialmente por el sistema de fallas Boconó-San Sebastián-El Pilar. La tasa de desplazamiento asociada con la gran longitud de dicho

sistema es de 1 cm/año, lo cual se traduce en una marcada actividad sísmica. En contraposición, las demás fallas escasamente superan un desplazamiento de 1 mm/año (Oca-Ancón, Valera, La Victoria, entre otras).

- ✪ El sistema Boconó-San Sebastián-El Pilar despliega varias complicaciones estructurales a escala kilométrica y pluri-kilométrica, en transtensión (cuencas pull apart, como San Juan de Lagunillas, Apartadero, Fosa de Cariaco y Golfo de Paria) o en transpresión (en la región nororiental de Venezuela, en relación con la falla El Pilar), no teniendo complicaciones a escala regional, salvo en sus extremos suroeste y este.
- ✪ El bloque triangular de Maracaibo, delimitado por la falla sinistral de Bucaramanga y las dextrales de Boconó y Oca-Ancón, se caracteriza por estar en su sector más oriental compartimentado en bloques de eje mayor N-S a NE-SO, los cuales están separados por fallas esencialmente sinestrales (con componentes verticales secundarias inversas), tales como: Icotea, Burbusay, Hato Viejo, Valera, Pueblo Viejo, entre otras). Esta estructuración mayor resulta en un mecanismo de estantería de libros, generado por una cupla cizallante introducida por las fallas de Boconó y Oca-Ancón (ver sección 4.3).

Ahora bien, al noroccidente de Venezuela las principales manifestaciones estructurales relacionadas con la frontera de placas en esta región, se expresan en una zona de compresión al norte, grandes fallamientos transcurrentes dextrales (Boconó, Oca Ancón, entre otras) y un gran número de fallas secundarias relacionadas con estos sistemas principales (Malavé 1992). Estas fallas presentan un potencial sismogénico alto, a pesar de no haber generado un sismo instrumental de gran magnitud (Malavé op cit.).

4.2.1 Esfuerzos y deformación en el noroccidente de Venezuela

Según Audemard et al. (2005), la deformación³ a lo largo de la costa sur caribeña se ha confirmado a través de la compilación de tensores de esfuerzos derivados de la cinemática en los planos de las fallas presentes (microtectónica), siendo a su vez, soportada por las soluciones de mecanismos focales³ de los principales sismos ocurridos en la zona. Dicha deformación resulta de un régimen transpresivo, caracterizado por un esfuerzo horizontal máximo en dirección NNO-SSE y/o un esfuerzo horizontal mínimo en dirección ENE-OSO.

En lo que respecta al Occidente de Venezuela, la orientación y la variación espacial del campo de esfuerzos resulta de la superposición de dos esfuerzos horizontales máximos entre placas vecinas, siendo estos los siguientes: el vector de convergencia oblicua de la placa Caribe con respecto Suramérica en dirección NNO-SSE y el vector de convergencia en subducción tipo B entre las placas Nazca y Suramericana en territorio colombiano en dirección E – O (Figura 13).

El máximo esfuerzo horizontal sobre el bloque de Maracaibo y al sur de la falla Oca-Ancón gira progresivamente en sentido anti horario para convertirse en una orientación E-O, permitiendo el deslizamiento sinistral y dextral a lo largo de las fallas de rumbo N-S y de las fallas de rumbo NE-SO, respectivamente.

En lo que respecta a Occidente, a partir de la correlación entre las fallas activas y sus mecanismos focales, Malavé (1992) indicó que la energía sísmica no ocurre en un sistema de fallas único, tal como en Boconó o en Oca-Ancón; sino que la sismicidad se genera en fallas con diferentes orientaciones, distribuidas sobre un gran volumen sismogénico. El cálculo de la deformación volumétrica de esta región considerada como un solo bloque, mostró una tasa de deformación compresiva de $5,6 \times 10^{-10}$ año⁻¹ orientada casi N-S, mediante la utilización del tensor de momento sísmico. Al separar la región en dos sectores al norte y al sur de la latitud 10° N, los principales valores de

la tasa de deformación fueron $1,6 \times 10^{-9}$ año⁻¹ en la dirección N5°E y $1,7 \times 10^{-9}$ año⁻¹ orientado ~N99°E, respectivamente.



Figura 13. Campo de esfuerzos regional y partición de la deformación.

Los mecanismos focales obtenidos por Malavé (1997) en su análisis de la sismicidad superficial ocurrida en Occidente de Venezuela, sugieren dos diferentes direcciones del campo de esfuerzos en la región. Así pues, los sismos localizados al SO demuestran un campo de esfuerzos compresivo orientado E-O, y los mecanismos focales de los sismos ubicados al NO (aproximadamente al norte de la latitud 10°N) muestran una rotación de los ejes P desde NNO-SSE hasta NNE-SSO.

4.3. Bloque triangular de Maracaibo

El resultado de la interacción de regímenes tectónicos tan diferentes en un mismo límite de placas constituye la formación de microplacas o bloques tectónicos. Así por ejemplo, como se dijo con anterioridad, en el occidente venezolano, el límite de

placas comprende un juego de bloques tectónicos discretos, independientemente del movimiento de las placas mayores circundantes. Uno de ellos es el bloque triangular de Maracaibo, el cual es un pedazo de corteza continental independiente (Cedeño 2011) o cuña litosférica (Arzuman 2002), de forma triangular, localizado en el noroccidente del territorio venezolano y está limitado por la falla sinistral de Santa Marta-Bucaramanga, por la falla dextral de Boconó y por la falla dextral Oca-Ancón, respectivamente (Figura 14). Su formación está asociada con la interacción entre las placas Caribe, Suramérica y Nazca (Cedeño *op cit.*).

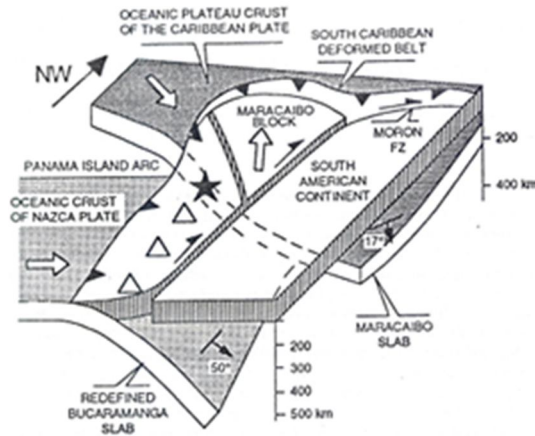


Fuente: Pindell et al. (2000)

Figura 14. Bloque triangular de Maracaibo.

El bloque de Maracaibo se destaca por su movimiento en expulsión hacia el NNE con respecto a Suramérica (aproximadamente a $N37^{\circ}E$ según Malavé 1992), al igual que el bloque de Bonaire. Ambos sobrecorren la placa Caribe al norte de las Antillas Menores de sotavento, generando el cinturón de deformación sur-caribeño (Figura 15). La extrusión de estos bloques esta inducida por la colisión del arco de Panamá en

el lado noroeste de Suramérica (Audemard 2002; Audemard y Audemard 2002; Audemard et al. 2005; Cedeño 2011).



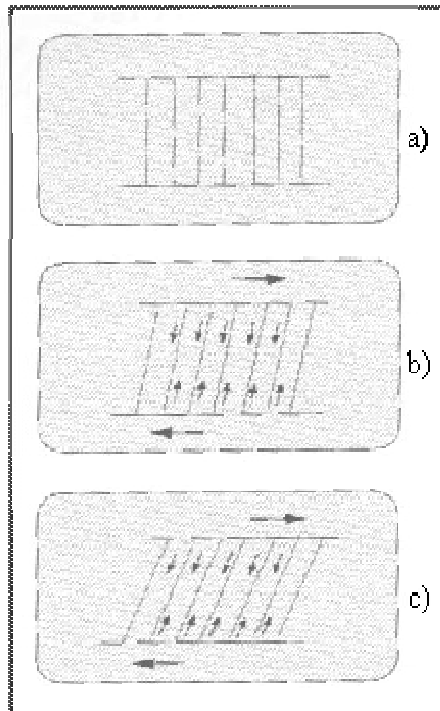
Fuente: Van der Hilst y Mann (1994)

Figura 15. Extrusión al NNE de los bloques de Maracaibo y Bonaire.

Según Cabrera y Otero (2012), el Instituto Potsdam y GeoMechanics International, determinaron que el bloque de Maracaibo presenta movimiento en dirección NNE a una velocidad aproximada de 10 mm/año, continuando la colisión de forma oblicua contra la Placa Suramericana.

El esfuerzo máximo horizontal en Venezuela occidental, particularmente en el bloque de Maracaibo y al sur de la falla de Oca-Ancón, progresivamente tuerce en sentido anti-horario para orientarse este-oeste, permitiendo la activación simultánea de fallas sinestras y dextrales de orientación norte y NE respectivamente (Audemard et al. 2006). En específico, dicho bloque muestra una intensa fragmentación interna por fallas en dirección NNE-SSO a N-S, la mayoría de las cuales con desplazamiento de rumbo sinistral (Malavé 1992), y con componente menor de corrimiento en algunos casos. Entre ellas, se puede mencionar de oeste a este: Icotea, Pueblo Viejo, Valera, Burbusay, entre otras.

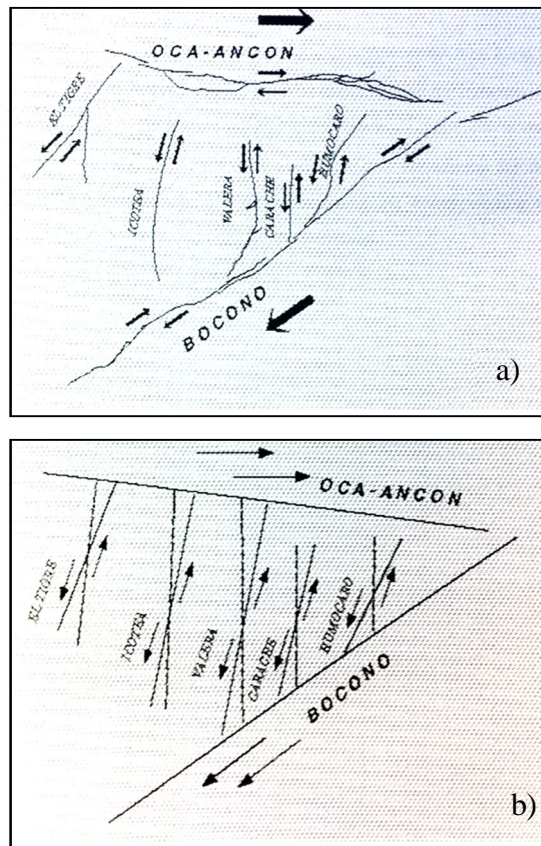
Aunque el fallamiento dentro del mencionado bloque es extremadamente complejo y su origen no está suficientemente bien explicado, la evaluación neotectónica de las fallas en el occidente de Venezuela, aunado a la determinación de los mecanismos focales y a las direcciones de los principales ejes de esfuerzos, su configuración puede resultar de un mecanismo de rotación de estantería de libros o *Bookshelf* (Figura 16), inducido por el movimiento de los sistemas de fallas Boconó y Oca-Ancón (Malavé 1997; Audemard y Audemard 2002). Al actuar estos sistemas de fallas, en forma individual o como pareja de esfuerzos con desplazamiento lateral derecho (cupla cizallante), las fallas de alto ángulo (NNE-SSO), que separan los bloques alargados en esa misma dirección, experimentan un deslizamiento lateral izquierdo, antitético al de la cupla, y se produce una rotación de los bloques en sentido horario. Se debe considerar que los sistemas que integran la cupla de corte lateral dextral, en este caso Boconó y Oca-Ancón, no son paralelos, de manera que es de considerar que las fallas de corte no se mueven a la misma tasa, teniendo una relación 3:1 de velocidad relativa entre ellas (Malavé 1997).



Fuente: Modificado de Malavé (1997, p. 119)

Figura 16. Modelo de estantería de libros: a) posición original de los libros en la estantería, b) la hilera de libros corta por el desplazamiento en los bordes de tipo dextral, notándose un movimiento sinistral en los planos de separación de los libros de la estantería, c) los libros rotan como una cupla de corte dextral mientras continúa el desplazamiento.

Las fallas en el bloque de Maracaibo presentan la forma de un abanico que se abre hacia el sur (Figura 17). Estas fallas orientadas casi N-S y con componente transcurrente sinistral terminan en su parte norte cambiando de rumbo hacia el noreste, como consecuencia del movimiento del bloque de Maracaibo en esa dirección (James 1985, referido en Malavé 1992).



Fuente: Malavé (1997, p. 120)

Figura 17. Mecanismo de fallamiento en estantería de libros en el bloque triangular de Maracaibo: a) patrón regional, b) diagrama de estantería de libros.

4.4. Cuenca de Maracaibo

La cuenca de Maracaibo constituye una cuenca flexural estrecha y profunda, asociada a carga puntual (Audemard y Audemard 2002), que cubre entre 30.000 y 50.000 Km², limitando al este y al oeste por los Andes de Mérida (AM), la Serranía de Trujillo (ST) y por la Sierra de Perijá (SP), respectivamente, y al norte por el sistema de fallas rumbo-deslizantes dextral Oca-Ancón.

La cuenca de Maracaibo constituye un dominio intracratónico poligonal relativamente estable, totalmente limitado por bordes de placas activas y abruptas, ubicado al noroeste de Venezuela. Dada su particular topografía, esta cuenca ha entrampado la mayoría de los sedimentos de la erosión progresiva de los cinturones orogénicos del Caribe de edad paleógena y de los Andes de edad neógena hacia el norte y este respectivamente, así como la Sierra de Perijá del Paleógeno al Neógeno en el oeste. La configuración presente de la cuenca de Maracaibo está totalmente asociada a la reorganización intraplaca del Neógeno en el cratón de Sur América con la transferencia de masas Pacífico-Atlántico (Morales 2003).

CAPÍTULO V

DESARROLLO SEDIMENTARIO REGIONAL CON INFLUENCIA TECTÓNICA

En este capítulo, se muestra el desarrollo sedimentario de la cuenca de Maracaibo, bajo la influencia de la ocurrencia de seis episodios tectónicos imperantes. Se presenta la descripción de las distintas tectonosecuencias identificadas y delimitadas en el área.

5.1 Tectonosecuencias

Los diferentes estudios de la geología regional en la cuenca de Maracaibo han permitido conocer la distribución de afloramientos y sub-afloramientos de rocas en esta región, cuyos registros de estructura y estratigrafía evidencian los eventos tectónicos mayores ocurridos en la zona. A partir de ello, se han establecido seis tectonosecuencias características de la cuenca. Específicamente, las mismas están definidas a partir de las discordancias observadas en afloramientos y de las discontinuidades principales observadas en datos de reflexión sísmica (Mann et al 2006; Carrero 2008). A continuación, se realiza una breve descripción de cada una, según Mann et al. (2006):

♣ **Tectonosecuencia 1: Apertura Jurásica (*Rifting* entre Norte y Suramérica).**

La secuencia consiste en rocas metasedimentarias del Paleozoico Superior (Formación Mucuchachí) y las suprayacentes capas rojas del Jurásico Superior (Formación La Quinta), derivadas de la erosión de bloques metamórficos del Paleozoico separados y expuestos como tierras altas durante la ruptura de Pangea. Estas capas rojas relativamente fracturadas constituyen una fuente de material piroclástico, depositada a lo largo de los semigrábenes. Los

semigrábenes relacionados con el proceso de *rifting*, que contienen rocas jurásicas, subyacen la cuenca de Maracaibo con una tendencia al NNE.

- ♣ **Tectonosecuencia 2: Margen pasivo del Cretáceo.** Esta secuencia fue depositada sobre un amplio margen pasivo, incluyendo unidades carbonáticas del Cretáceo Inferior, así como unidades clásticas limitadas por la discordancia basal de este período, la cual la separa del basamento metamórfico infrayacente. La configuración estructural de la cuenca se caracterizó por paleo-elevaciones, pequeñas cuencas y actividad tectónica al occidente de la cuenca de Maracaibo, la cual ha sido asociada posiblemente con el levantamiento de la Cordillera Oriental Colombiana. La tectonosecuencia incluye las siguientes formaciones Río Negro, Apón, Lisure, Aguardiente, Maraca (Grupo Cogollo), La Luna y el Miembro Socuy de la Formación Colón, que actúa como el tope de la misma. Todas las rocas del Grupo Cogollo fueron depositadas en una plataforma carbonática, siendo caracterizadas por dos principales estilos: ciclos grano-decreciente ascendente durante el lapso Aptiense-Albiense Medio y ciclos grano-creciente ascendente del Albiense Superior. La Formación La Luna, que suprayace al Grupo Cogollo forma la roca fuente responsable de más del 98% de los hidrocarburos producidos en la cuenca de Maracaibo.
- ♣ **Tectonosecuencia 3: Tectónica ante-país del Paleoceno.** Se formó debido a los efectos tempranos de la colisión oblicua entre el gran arco del Caribe y la parte noroccidental de Suramérica. Está limitada en su base por la Formación Socuy; y en su tope, por la discordancia del Paleoceno. La tectonosecuencia fue depositada en una cuenca ante país y está compuesta de rocas sedimentarias clásticas del Cretáceo Superior de las formaciones Colón y Mito Juan, junto con la Formación Guasare del Paleoceno. Las rocas clásticas pelágicas de la Formación Colón pudieron ser depositadas en la región distal de la cuenca. Las rocas paleocenas de la cuenca de Maracaibo consisten de una sección de plataforma marino-somera con una mezcla de carbonatos y clásticos. Las areniscas del Cretáceo de la Formación Colón exhiben un cambio importante en

litología, de las infrayacentes ricas en cuarzo y derivadas continentalmente, del Jurásico y Cretáceo Inferior, y las unidades estratigráficas continentales. La aparición de un cinturón de gravaucas y subgravaucas en el occidente y sur-occidente de la cuenca de Maracaibo sugieren la acreción de un arco terrígeno en dicha zona. La formación Guasare suprayacente, del Paleoceno, fue depositada sobre una topografía relativamente plana, no siendo influenciada por la colisión temprana y el evento al oeste. La caída del nivel relativo del mar durante el cretáceo Superior – Paleoceno es responsable de la facies regresiva de la Formación Colón observada durante este tiempo en la cuenca.

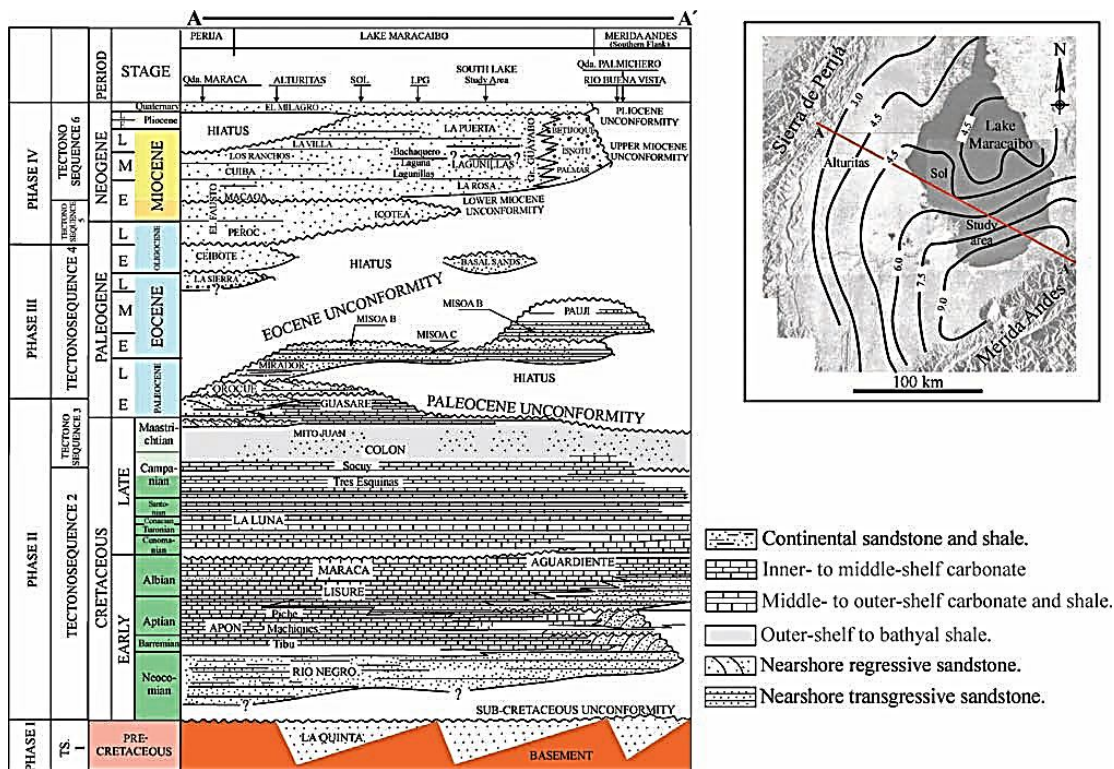
- ♣ **Tectonosecuencia 4: Compresión Caribe y flexión de ante-país.** Se compone de rocas lacustrinas a fluviales-deltaicas, limitadas en su base por la discordancia del Paleoceno y la discordancia del Oligoceno-Mioceno (también conocida como del post-Eoceno) en su tope. Esta tectonosecuencia incluye las siguientes formaciones: fluvio-deltaica Formación Misoa, rocas sedimentarias más distales a aguas profundas de la Formación Trujillo, y finalmente, marino-somera de la Formación Paují. En general, se caracteriza por un total carácter regresivo, definido por facies fluviales. La sucesión eocena se compone principalmente de areniscas cuarzosas de grano medio a fino, subangulares a redondeadas, con intercalaciones de lutitas. Las unidades sedimentarias de esta tectonosecuencia registran una transición de margen pasivo a margen activo, la cual coincide con el emplazamiento de las napas de Lara de vergencia sur, durante el Eoceno Medio-Superior, originando simultáneamente una cuenca flexural de ante-país.

Tectonosecuencia 5: Fase compresiva Eoceno medio – Oligoceno. Está limitada por la discordancia del post-Eoceno en su base, y la discordancia del Mioceno Inferior en su tope. Los depósitos clásticos marino-someros a continentales dominan la tectonosecuencia e incluyen arenas transgresivas de la Formación Icotea del Oligoceno Superior. La cuña clástica oligocena fue depositada durante el levantamiento de la Sierra de Perijá, lo cual controló la

subsistencia, así como la dispersión de sedimentos dentro del depocentro asociado.

- ♣ **Tectonosecuencia 6: Erosión de sistemas montañosos adyacentes del Mioceno Inferior al Cuaternario.** Está definida por la discordancia del Mioceno Inferior en su base, y por el fondo actual del Lago de Maracaibo, el cual consiste en rocas sedimentarias clásticas producidas por la erosión de los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá. Las rocas del Mioceno Inferior-Medio consisten en depósitos marino-someros, que gradacionalmente pasan a depósitos continentales en el Mioceno Superior (formaciones La Rosa y Lagunillas). La parte equivalente al Plioceno-Holoceno de la tectonosecuencia incluye las formaciones Onia y El Milagro, depositadas en ambientes fluvio-deltaicos y lacustrinos.

La Figura 18 incluye una columna estratigráfica regional, resumiendo las principales tectonosecuencias, relacionadas con la tectónica imperante (ver más detalles en el Capítulo IV), así como los nombres de las formaciones y los paleoambientes establecidos en la cuenca de Maracaibo. Las tectonosecuencias se encuentran limitadas por las principales discordancias en la cuenca, las cuales a su vez, son designadas por las edades estratigráficas de sus hiatus (Mann et al 2006; Carrero 2008).



Fuente: Mann et al. (2006, p. 457)

Figura 18. Formaciones mesozoicas y cenozoicas de la cuenca de Maracaibo, junto con sus facies sedimentarias, a lo largo de la sección mostrada en el mapa, desde la Sierra de Perijá hasta los Andes de Mérida.

5.2 Geología del Cuaternario

Según Pérez (1986), en la COLM, el Pleistoceno está representado por sedimentos de la formación El Milagro, caracterizados litológicamente por arenas grises y ocasionales lentes de limo y arcilla; y el Holoceno está representado por sedimentos arenosos, limosos y arcillosos, de colores grises y pardos, donde además se encontraron lentes importantes de turba.

La actividad tectónica del área está condicionada por fallas preexistentes, que limitan generalmente facies tectónico-sedimentarias; como por ejemplo depósitos de turba en los bloques deprimidos, observados en el Holoceno y en la actualidad.

CAPÍTULO VI

MARCO METODOLÓGICO

Como se ha mencionado, la presente investigación responde a la necesidad de caracterizar el sistema de fallas de Pueblo Viejo en la COLM, el cual se presume activo, y posiblemente atraviese el substrato de los diques COLM en Bachaquero. Este capítulo describe el marco metodológico general utilizado para el desarrollo del trabajo y la consecución de los objetivos propuestos.

6.1. Tipo de investigación

La definición del tipo de investigación se ha concretado, en el entendido que existen diversas formas clasificatorias al respecto, las cuales varían de una óptica a otra y de un autor a otro. Para este caso particular, se han utilizado diferentes criterios para enfocar el tipo de investigación respectivo.

6.1.1 Exploratoria

En Cabrera (2009), se comenta que las investigaciones exploratorias son aquellas que se proponen alcanzar una visión general y aproximativa del tema en estudio. Se realizan generalmente cuando predomina alguna de las siguientes circunstancias: a) el tema escogido ha sido poco estudiado hasta el momento y no existe sobre el mismo un conocimiento tal que permita formular hipótesis precisas o hacer una descripción sistemática; b) cuando aparecen en un campo de estudio determinado, nuevos fenómenos que, o bien no se conocen aun exactamente, o bien no se comprenden a cabalidad sobre la base de las teorías existentes.

Dentro del marco mencionado, este trabajo tiene carácter exploratorio en un sentido general, por cuanto representa uno de los pocos estudios de caracterización del sistema de fallas de Pueblo Viejo en la COLM, basada en la interpretación integrada de información de diferentes áreas periciales, aunque es claro que se han realizado múltiples acercamientos en distintas disciplinas.

6.1.2 Descriptiva

Según Hurtado (2000), la descripción tiene como objeto central lograr la descripción o caracterización de un evento dentro de un contexto particular. Entonces, aunque en la sección anterior se mencionó un carácter exploratorio, la investigación realizada en el marco de este trabajo también sigue una lógica descriptiva, por cuanto consiste en la caracterización del sistema de fallas de Pueblo Viejo (SPV), con el fin de establecer su comportamiento en la COLM. A continuación, se hacen algunas analogías entre la finalidad de una investigación descriptiva y los rasgos identificados acá:

- ★ Captar la presencia de un evento en un contexto (fuentes sísmicas activas en el occidente de Venezuela, con énfasis en SPV).
- ★ Caracterizar globalmente el evento de estudio o enumerar sus características (comportamiento sismogénico de SPV, mediante el máximo sismo probable, el desplazamiento cosísmico, así como edad de su actividad a partir de la deformación asociada).
- ★ Identificar las formas o modalidades bajo las cuales aparece el evento (componentes del movimiento, rumbo y tendencia de SPV, siendo parte de la fragmentación interna del bloque de Maracaibo en el modelo de estantería de libros)
- ★ Identificar y clasificar eventos dentro de un contexto (identificación en la transición lago-tierra del SPV en la COLM; revisión de la actividad sísmica

ocurrida en el orden de identificar eventos que puedan atribuirse a la actividad de SPV).

- ✪ Detectar cuantas veces aparece un evento, o con cual intensidad, así como donde aparece, cuando y quienes participan en él (escenario tectónico del SPV en la Cuenca de Maracaibo)

6.1.3 Aplicada

Adicionalmente a lo comentado con anterioridad, el presente trabajo tiene un enfoque de investigación aplicada, considerando que la misma abarca trabajos originales realizados para adquirir nuevos conocimientos, pero está dirigida fundamentalmente hacia un objetivo práctico específico (OCDE 2002). Este tipo de investigación es el estudio y aplicación de la investigación a problemas concretos, en circunstancias y características concretas. Esta forma de investigación se dirige a su aplicación inmediata y no al desarrollo de las teorías (Cabrera 2009). En específico, en este contexto, se intenta generar un aporte, que permita incrementar la investigación en el ámbito de la evaluación neotectónica del occidente de Venezuela y promover el desarrollo oportuno de estudios de amenaza sísmica en el área, con la consideración del SPV.

6.2. Diseño de la investigación

Esta sección presenta la estrategia definida y adoptada para responder al problema planteado en el marco de la investigación desarrollada. El enfoque asumido alude a las fuentes de información.

6.2.1 Diseño documental

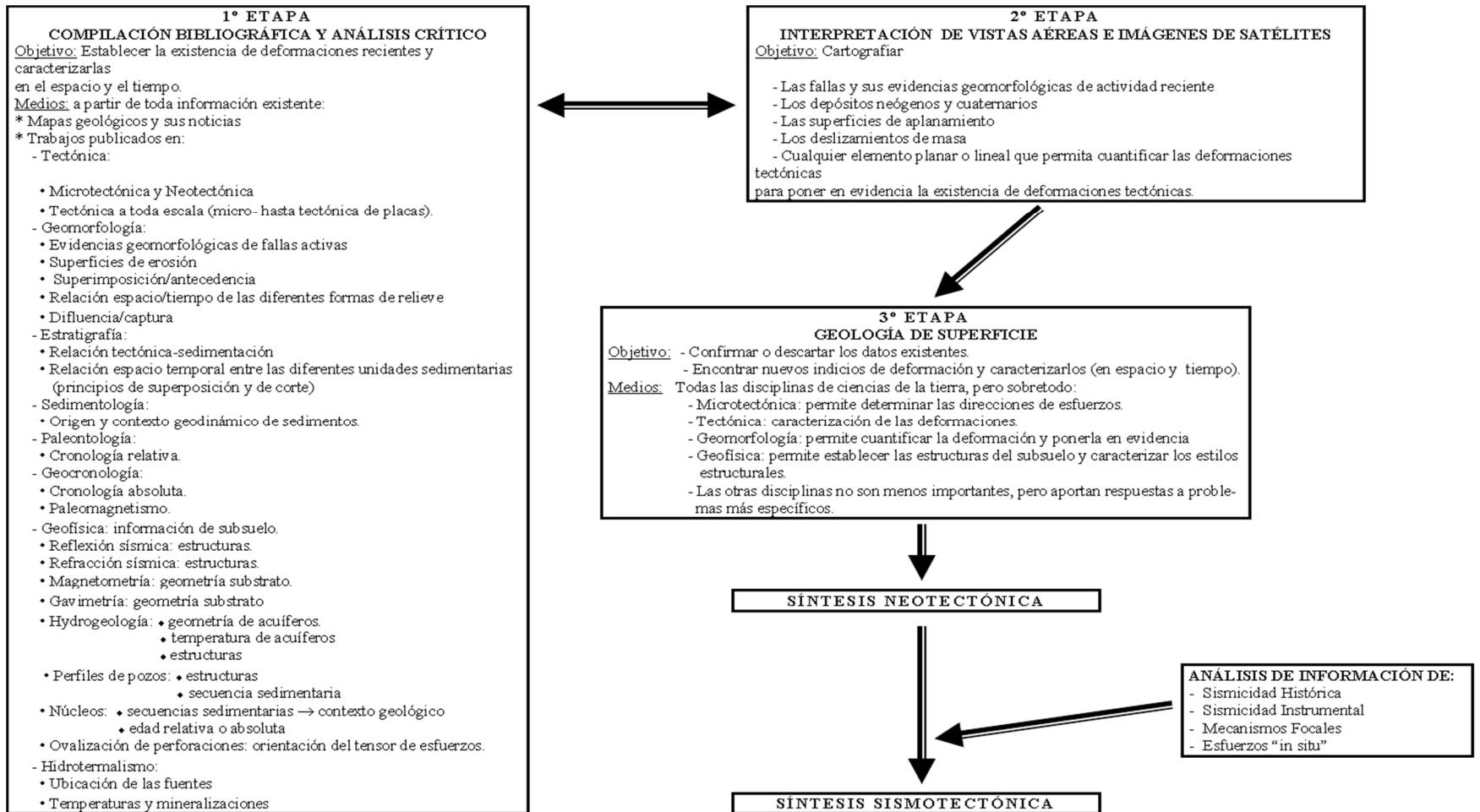
La investigación se ha definido en parte documental, dado que las actividades propuestas se relacionan directamente con la obtención de datos, de manera que la información requerida para abordarlas (información sísmica petrolera disponible y accesible, tal como: líneas sísmicas en digital o en papel, datos de pozos geotécnicos y petroleros, boletines sismológicos) se encuentra básicamente en materiales impresos, audiovisuales y/o electrónicos (trabajos previos disponibles, informes técnicos, artículos nacionales o internacionales en memorias de congresos relacionados, o en su defecto, en revistas científicas, entre otros).

6.2.2 Diseño de campo

Una de las actividades planteadas en el contexto del trabajo contempla la identificación de la traza de la falla Pueblo Viejo en tierra, mediante la integración de información relevante y disponible de diferentes tópicos en el área de afectación. Lógicamente, los datos requeridos de la falla deben obtenerse directamente de las áreas operacionales, razón por la cual una parte de la investigación se vincula con la recopilación de tales datos (líneas sísmicas, información de pozos, reconocimiento geológico de superficie previo, entre otros) en las distintas dependencias de la zona. En este orden de ideas, en Cabrera (2009) se comenta que la investigación de campo, es aquella que consiste en la recolección de datos directamente de los sujetos investigados, o de la realidad donde ocurren los hechos (datos primarios), sin manipular o controlar variable alguna, por cuanto el investigador obtiene la información pero no altera las condiciones existentes.

6.3 Metodología empleada

Existen diversas metodologías publicadas para la ejecución de estudios neotectónicos. En este trabajo, se consideró la metodología descrita por Audemard (1989), basada en el desarrollo de tres etapas fundamentales, las cuales se describen en la Figura 19.



Fuente: Audemard (1989)

Figura 19. Metodología empleada en un estudio neotectónico.

6.4 Programa de trabajo

El desarrollo de la investigación ameritó la ejecución de actividades de diversa índole. De allí que, partiendo de la metodología de Audemard (1989; Figura 19), se definió un programa de trabajo, basado en dos etapas, a fin de propiciar su ejecución. El detalle de cada etapa se presenta en la Figura 20.

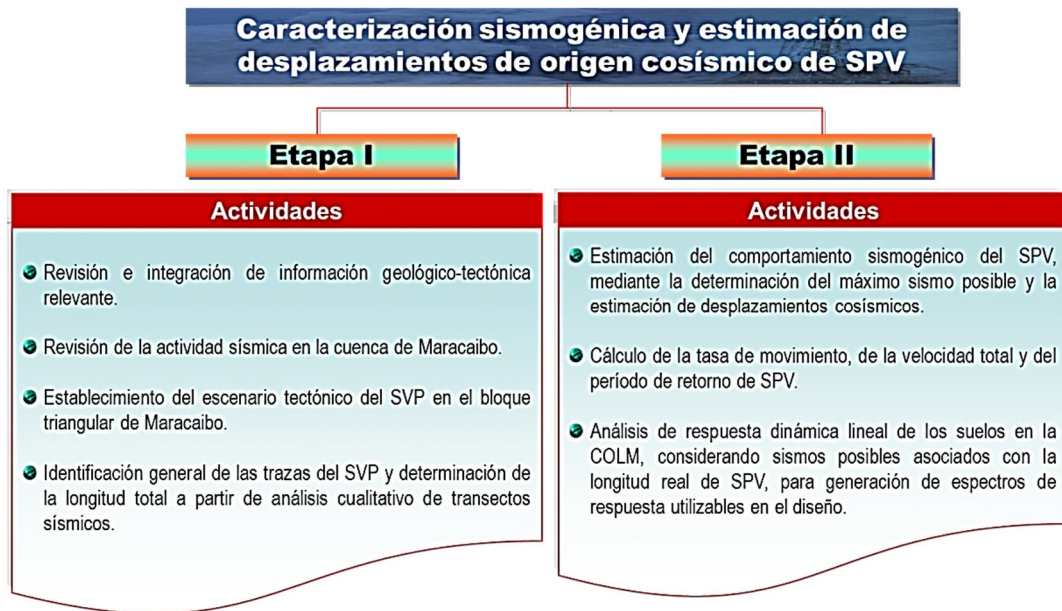


Figura 20. Etapas de la investigación.

CAPÍTULO VII

ESCENARIO TECTÓNICO DEL SISTEMA PUEBLO VIEJO (SPV) EN LA CUENCA DE MARACAIBO

En el área occidental de Venezuela, la actividad tectónica se encuentra gobernada principalmente por la falla Boconó, las fallas Oca y Valera, así como los sistemas de fallas Icotea y Pueblo Viejo, los cuales son elementos mayores e importantes en la estructuración de la Cuenca de Maracaibo (Lugo 1992). De allí que, el capítulo presenta el papel de la falla Pueblo Viejo en la historia y evolución tectónica, dentro de dicha cuenca, considerando que dicha falla constituye uno de los elementos estructurales relevantes en la misma. Este escenario tectónico se ha establecido, en función de la información disponible y pertinente.

7.1 Escenario tectónico del SPV

La falla Pueblo Viejo ha sido objeto de varios trabajos de interpretación estructural (ver Capítulo II). A partir de ellos (Serrano 2003, Requena y Zambrano 2008, Carrero 2008, Cabrera y Otero 2012), se han obtenido dos modelos estructurales, los cuales son:

- ✪ El primero consiste de una falla normal, que estuvo activa durante toda su historia geológica, desde el Jurásico hasta el Eoceno. Durante el Eoceno Inferior permitió la expansión hacia el este de la secuencia sedimentaria y luego fue reactivada durante el Post-Eoceno con movimiento de componente en inversa.

- ✪ El segundo modelo consiste de una falla normal similar al primer modelo, con expansión de la secuencia Eocena e inversión con planos de fallas a través de las lutitas de la formación Colón o en la superficie del Paleoceno.

En ambos casos, la tectónica permite explicar la morfología observada en las líneas sísmicas analizadas en el presente trabajo. Sin embargo, para este particular, se asumió el primer modelo, considerando que es el rasgo tectónico predominante a lo largo del SPV, aunque es factible que existan planos de despegue por efecto de compresión.

7.1.1 Modelo estructural asumido para SPV

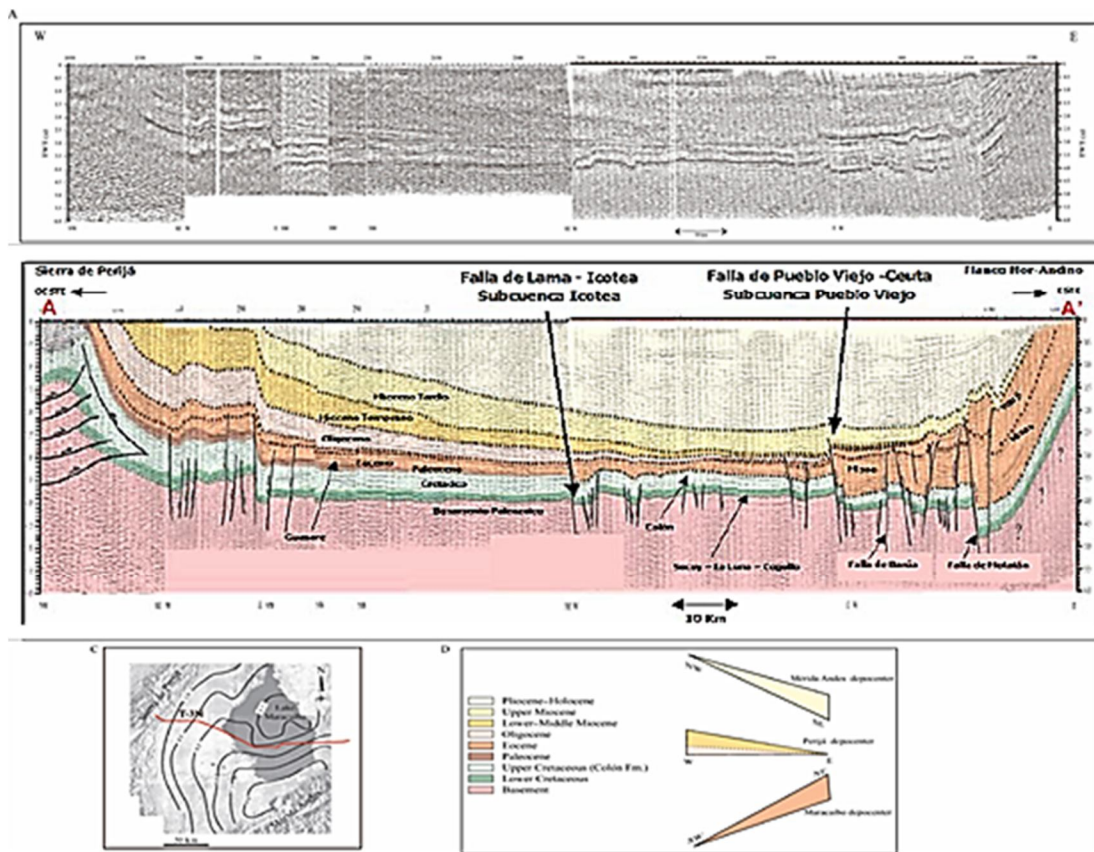
De conformidad con el modelo asumido, la falla Pueblo Viejo se caracteriza por un régimen distensivo desarrollado durante el Triásico-Jurásico seguido por otro régimen distensivo durante el Eoceno, que controló el crecimiento sedimentario hacia el este. Luego, posterior a la discordancia Eocena (a final del Eoceno y durante el periodo Mioceno – Reciente), se desarrolló un evento compresivo-transpresivo, que resultó en la inversión general de esta falla.

En efecto, Escalona y Mann (2006) mencionaron que las fallas de rumbo NNE en la cuenca de Maracaibo (i.e: Icotea y Pueblo Viejo) se originaron como fallas normales para limitar los grábenes del Jurásico Medio y fueron reactivadas como fallas transcurrentes durante el Eoceno.

La falla Pueblo Viejo corre paralela a la de Icotea, pero debido a procesos de inversión a lo largo de su historia geológica, presenta mayores complejidades en toda su traza. Para reflejar dicha historia, en la Figura 21 se presenta un transecto sísmico E-O en el Lago de Maracaibo interpretado (Proyecto VIPA; PDVSA 2000), el cual muestra que dicha falla efectivamente tuvo un movimiento vertical normal hasta el Eoceno Inferior a Medio, siendo a su vez, cónsono con el planteamiento de Lugo (1992), Serrano (2003) y Escalona y Mann (2006). En la misma figura también se

nota que durante el Mioceno Medio a Superior, la falla presentó movimiento con importante componente inversa y control de sedimentación.

En este orden, en Mann et al. (2006) se encuentra otra interpretación del mismo tendido sísmico (Figura 22), corroborando los movimientos verticales opuestos ocurridos a lo largo de la historia de SPV, en asociación con el evento transpresivo desarrollado en la cuenca (Serrano 2003). Tal particularidad implicaría que al menos la falla ha presentado movimiento transpresivo (sinestral inverso a inverso sinestral) posterior al Eoceno (discordancia del Eoceno y durante el periodo Mioceno - Reciente).

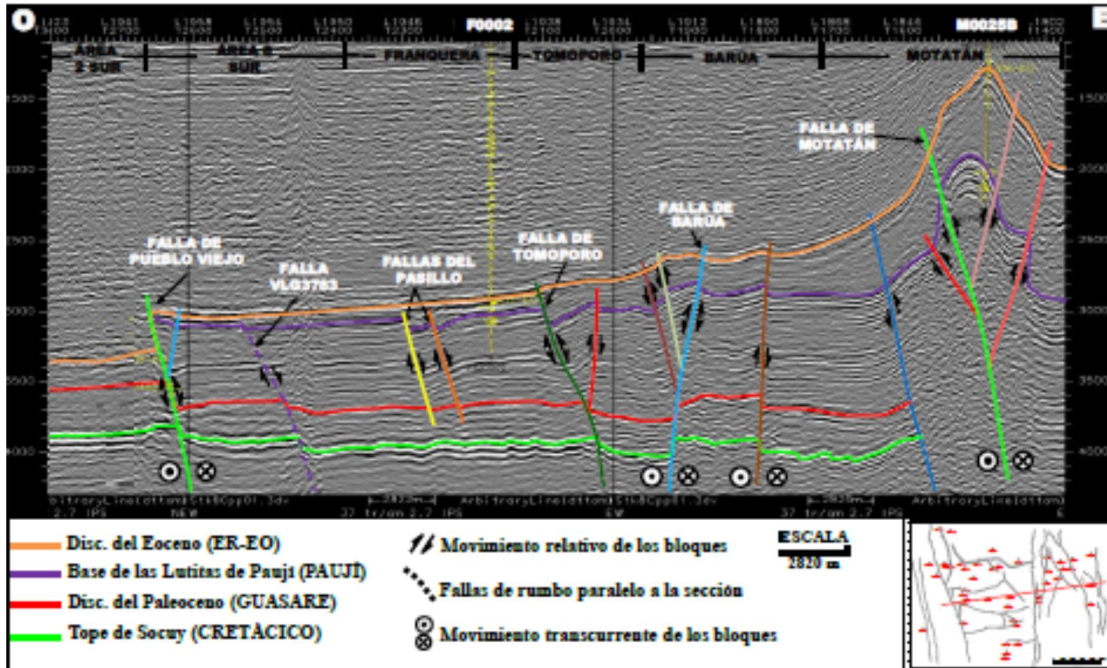


Fuente: Modificado de Mann et al. (2006, p. 469)

Figura 22. Transecto sísmico T-3, con interpretación de la falla de Pueblo Viejo, observándose con movimientos verticales opuestos en su historia tectónica: A) transecto sin interpretar, B) transecto interpretado, C) ubicación y D) escala de edades.

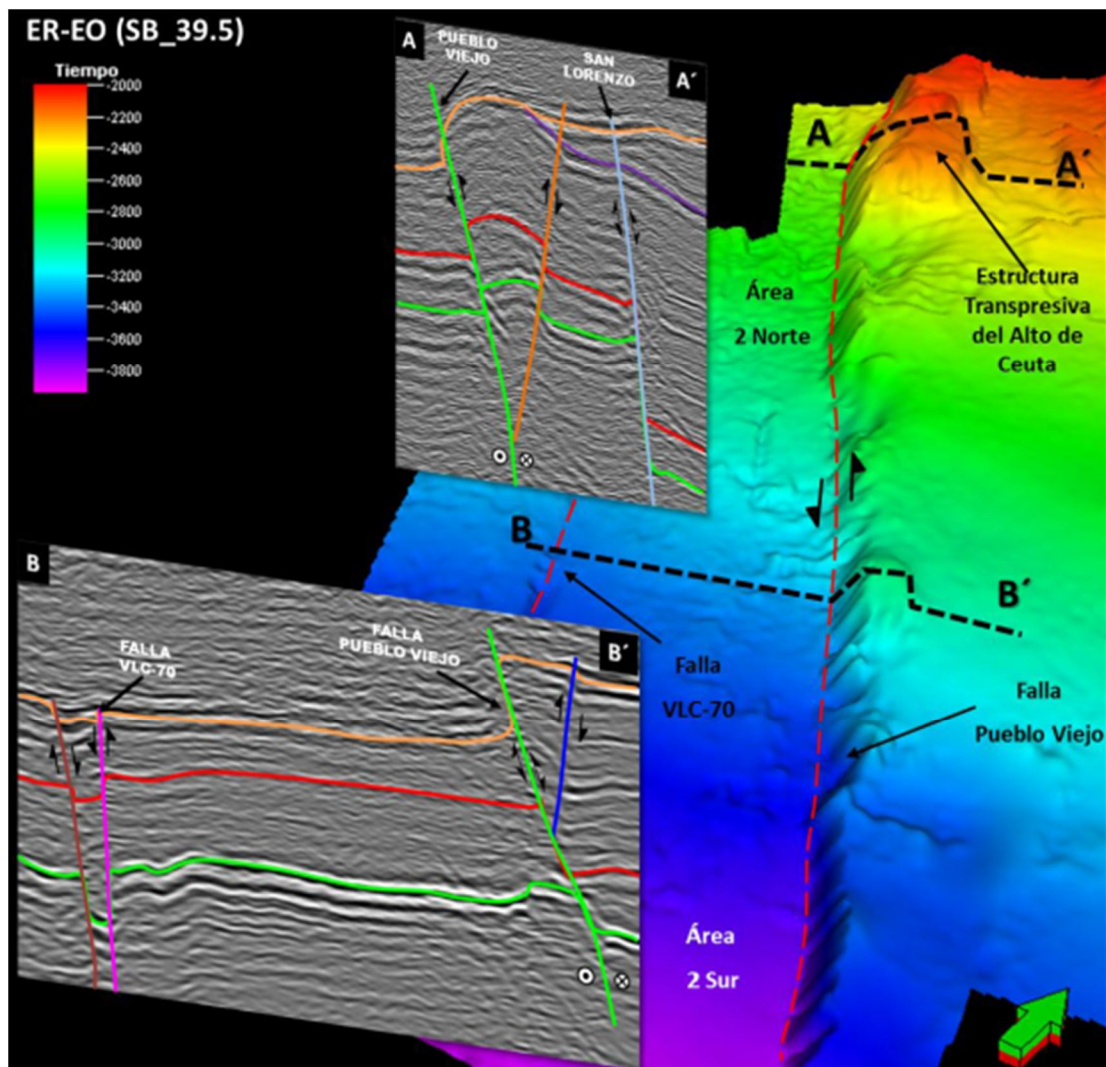
Las figuras 23 y 24 permiten identificar distintos estilos estructurales característicos de régimen compresivo, extensivo y mixto o transpresivo a nivel de SPV en lago, cortando toda la secuencia Eocena y Post-Eocena. En ambas figuras se observa una notable diferencia en los espesores de la secuencia Eocena en los bloques adyacentes a SPV. Así en el bloque oeste, la secuencia correspondiente a las arenas superior de la Formación Misoa y la Formación Paují no se encuentran presentes, lo cual es indicativo de la existencia de un alto estructural, en el cual la secuencia depositada

fue removida por la exposición a agentes erosivos; o la misma quedó siempre restringida al bloque deprimido.



Fuente: Cabrera y Otero (2012, p. 134)

Figura 23. Sección sísmica en dirección O-E donde se aprecian los estilos estructurales de SPV (parte izquierda).



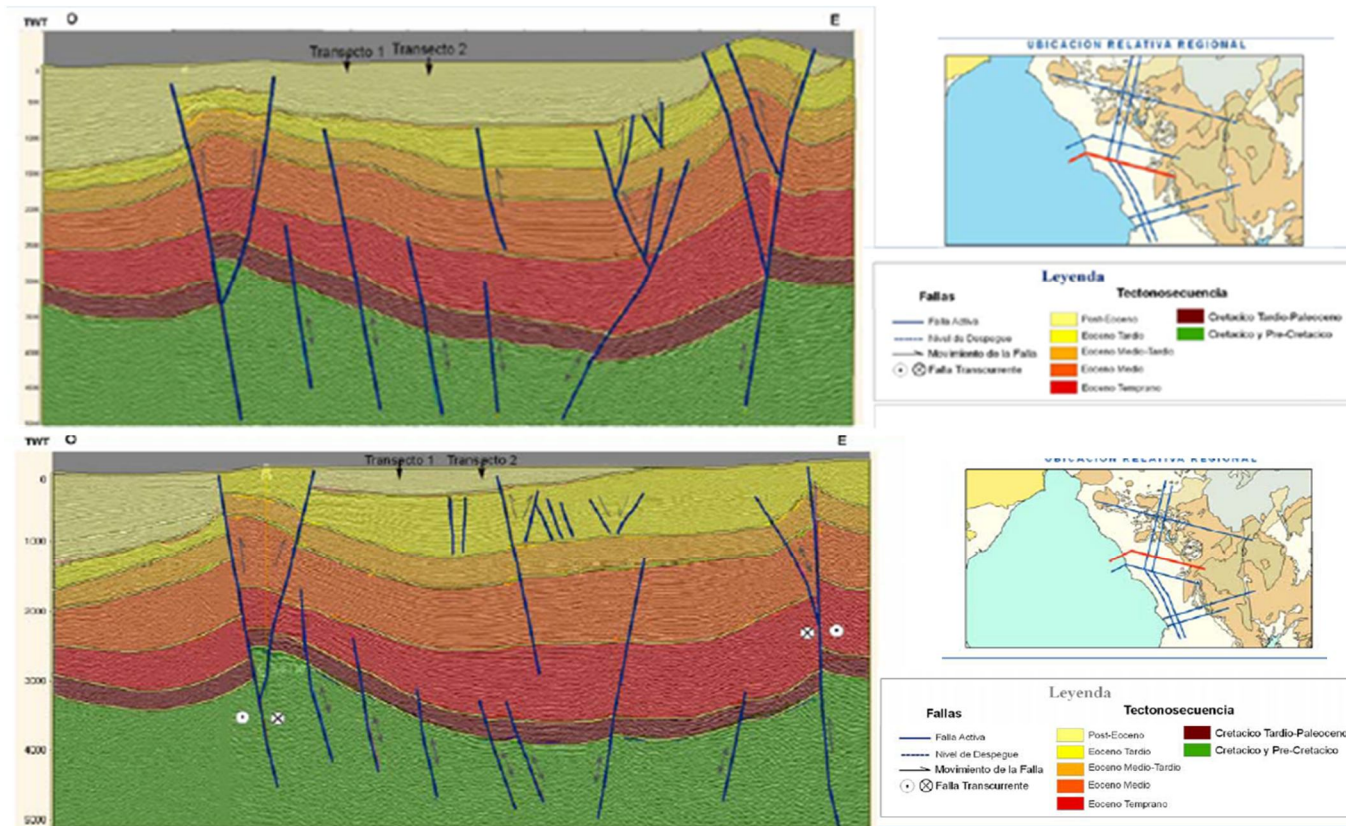
Fuente: Cabrera y Otero (2012, p. 136)

Figura 24. Interpretación de los estilos estructurales característicos en SPV en el Lago a nivel de la Discordancia del Eoceno. Puede observarse el Alto de Pueblo Viejo o Ceuta (ver Sección 7.1.2).

También, Requena y Zambrano (2008) realizaron una interpretación regional en la COLM. En dos de los transectos presentados por ambos autores (Figura 25), se muestra el SPV, con dirección aproximada N-S y movimiento invertido, lo cual se evidencia en la deformación presente en las secuencias sedimentarias superiores. Se pueden observar cambios de espesores en las distintas secuencias dentro de la cuenca

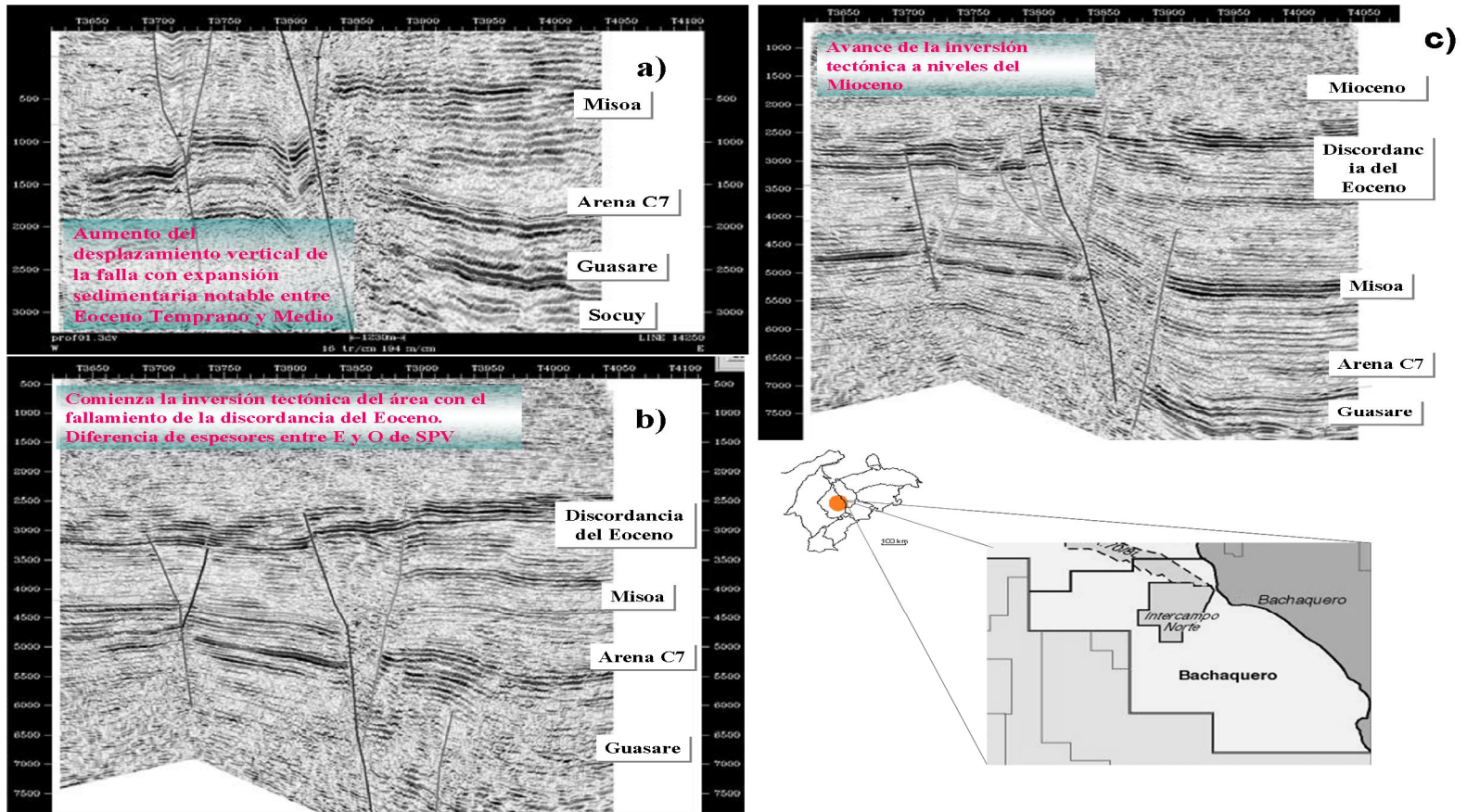
controlada tipo *rift* invertida entre Pueblo Viejo y Burro Negro (la traza más al este en los transectos de la Figura 25). Ambos sistemas han sido interpretados como normales de basamento y reactivados con movimiento transcurrente y transpresión posterior al Mioceno.

La Figura 26 resume la evolución tectónica de SPV, a partir del análisis de líneas sísmicas ubicadas en los campos Bachaquero Lago e Intercampo Norte. Para el Eoceno Inferior se observa un incremento del salto vertical de la falla, junto con expansión sedimentaria, aumentando notablemente en el Eoceno Medio (Figura 26a). A finales de este período comienza la inversión tectónica, que continúa durante el Neógeno con el fallamiento de la discordancia del Eoceno (Figura 26b), donde el salto de la falla es mayor que 200 pies. También, se puede observar la diferencia de espesor entre las secuencias acumuladas al este y oeste de la falla. En la Figura 26c, se observa el avance de la inversión tectónica al Mioceno. A partir de allí, SPV vista en sección, adquiere una fuerte componente inversa en su movimiento (figuras 27 y 28).



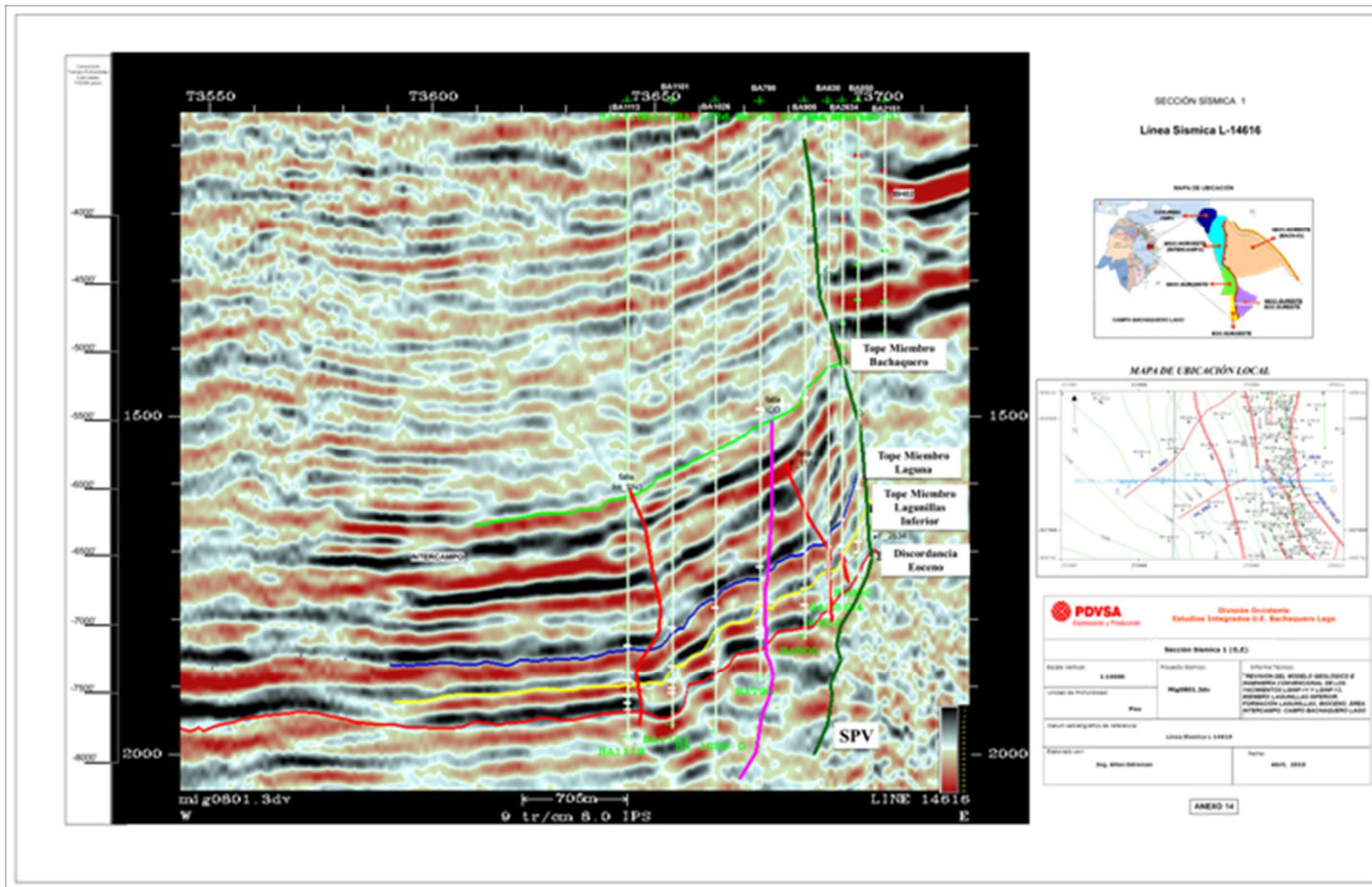
Fuente: Requena y Zambrano (2008, p. 130-131)

Figura 25. Transectos sísmicos con interpretación de la falla de Pueblo Viejo (traza más al E), observándose su dirección, movimiento y deformación.



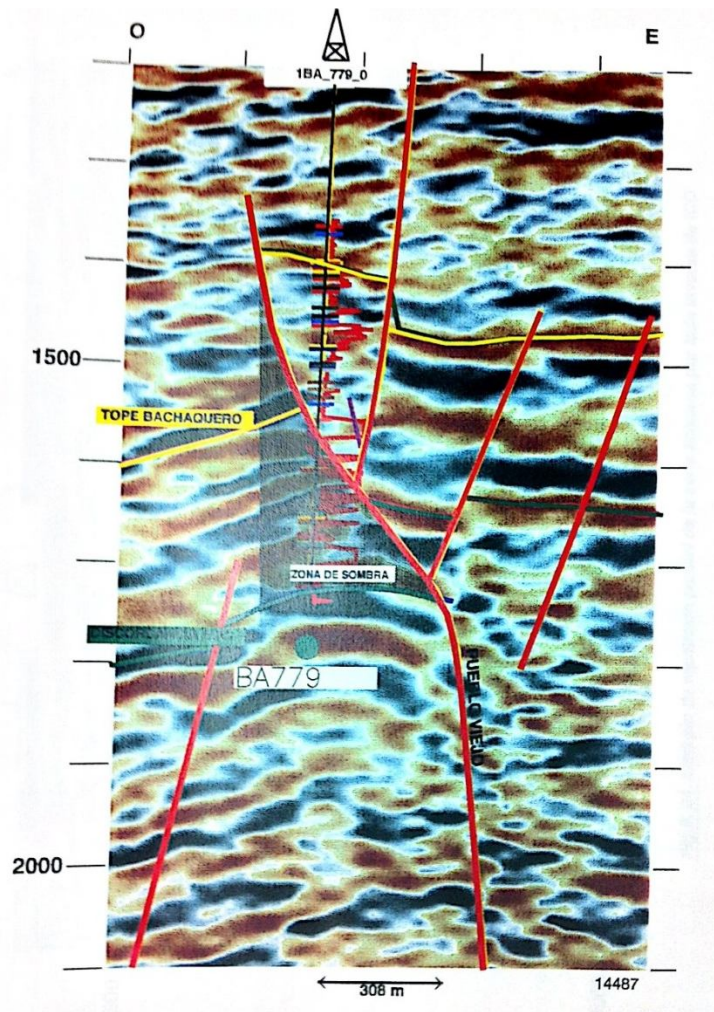
Fuente: Líneas sísmicas del levantamiento COL-92 obtenidos de PDVSA Exploración Occidente (comunicación personal, correo-e, 2014) y Arévalo (2008)

Figura 26. Evolución tectónica de SPV mediante líneas sísmicas. a) a nivel del Eoceno Medio, b) comienzo de Inversión a nivel de la discordancia del Eoceno y c) avance de la inversión a niveles del Mioceno.



Fuente: Sección sísmica E-O con interpretación suministrada por Petrolera Sinovenezolana (comunicación personal, correo-e, 2014)

Figura 27. Movimiento de SPV con fuerte componente en inverso, cortando el Miembro Bachaquero de la Formación Lagunillas (tope Mioceno Superior) a nivel del campo Intercampo Norte en el Lago de Maracaibo.



Fuente: PDVSA – BEICIP FRANLAB (1998)

Figura 28. Efecto en arenas del componente inverso del movimiento de la falla Pueblo Viejo a nivel del Mioceno.

Adicional a lo expresado en los párrafos anteriores, según Malavé (1997) es posible que durante el lapso Eoceno Superior-Plioceno, las fallas NNE-SSO pudieran haber experimentado desplazamientos mayores que durante el presente, debido a la velocidad promedio más alta de la falla Oca-Ancón durante aquel período (asumiendo el modelo de estantería de libros o *Bookshelf*, ésta sería una de las fallas de la cupla cizallante, ver sección 4.3). Considerando que los sistemas de fallas Boconó y Oca-

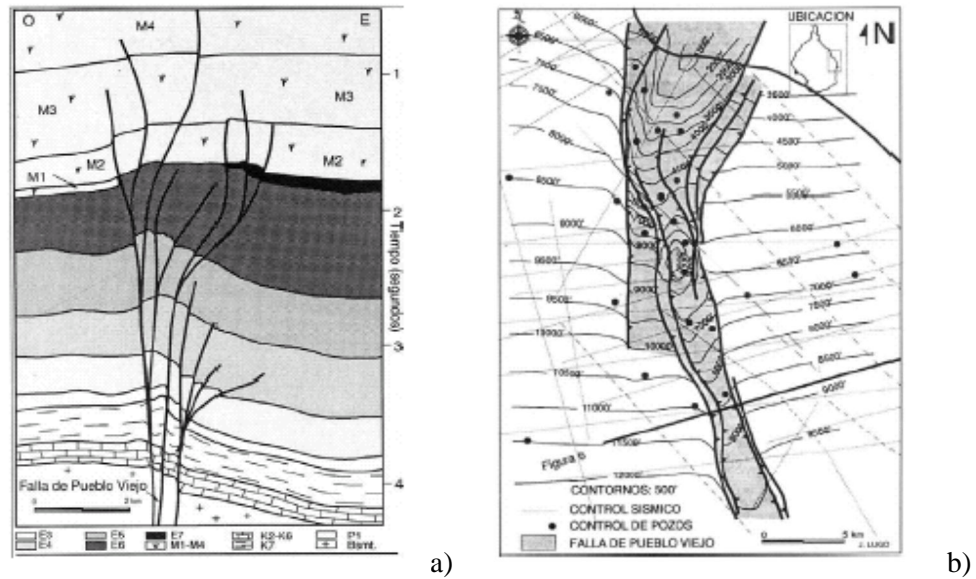
Ancón tienen actividad cuaternaria, el mecanismo de estantería de libros o Bookshelf propuesto para el bloque triangular de Maracaibo, estaría ocurriendo actualmente (Malavé *op cit.*). Se podría especular que el estilo compresivo reciente identificado por Lugo (1992) podría asociarse posiblemente a la transformación del fallamiento sinistral a corrimiento reportado por James (1985).

7.1.2 Alto de Pueblo Viejo o Alto de Ceuta

SPV presenta un levantamiento estructural anticlinal (*pop up o push up*) asociado, producto de su reactivación. Esta característica tectónica, observada (también en Icotea) es común en transpresión, donde ocurre una serie de anticlinales *en échelon* al desplazamiento principal de las fallas.

Se ha estudiado en detalle el alto de Pueblo Viejo, prioritariamente con fines de prospección petrolera en la Cuenca de Maracaibo. A partir de tales estudios, se pudo dilucidar que localmente, en este levantamiento estructural anticlinal, el desnivel en el tope del Eoceno, entre el tope del anticlinal y el monoclinal que conforma el bloque oeste, es de 3000 a 3500 pies (Audemard y Ollarves 2004; Figura 29b).

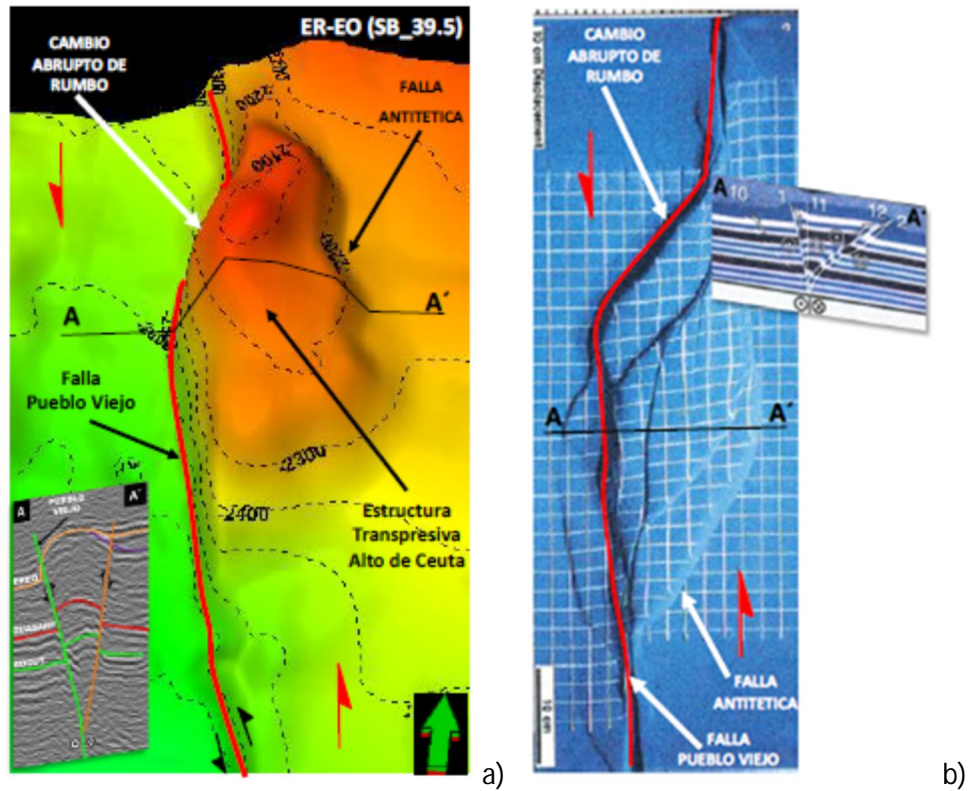
El alto de Pueblo Viejo presenta una tendencia NE-SO (Figura 30), buzando al SSE. Constituye una nariz estructural en forma de triángulo y separa los campos Bachaquero y Lagunillas. En ambos lados del alto, se han interpretado varias zonas de fallas, controladas por las trazas del SPV.



Fuente: Lugo (1992) en Audemard y Ollarves (2004)

Figura 29. a) *Line drawing* de línea sísmica a través de la falla de Pueblo Viejo en la región centro-oriental del Lago de Maracaibo (corresponde a la Figura 5 indicada en la Figura 25); b) alto estructural de la falla de Pueblo Viejo en Bachaquero Lago, a nivel del tope del Eoceno.

En la Figura 30 se muestra la estructura del pop up al norte del SPV a nivel de la discordancia del Eoceno, así como su analogía con el modelo experimental de McClay y Bonora (2001), siendo posible apreciar un cambio brusco en el rumbo de SPV, obstaculizando el desplazamiento libre de los bloques. Esta situación causó el levantamiento de la secuencia Cretácica, Paleocena y Eocena.



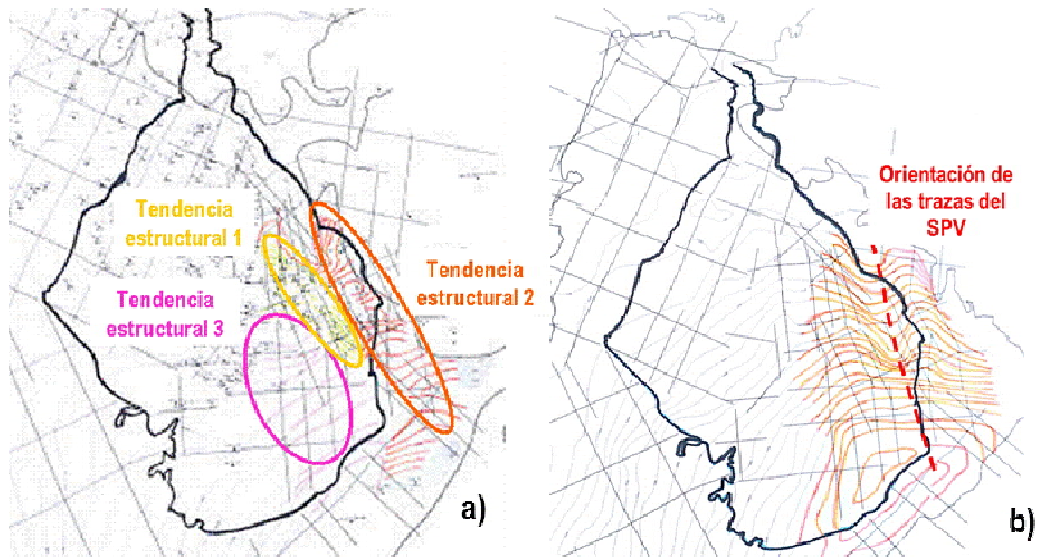
Fuente: Otero y Cabrera (2012, p. 166)

Figura 30. Alto de Pueblo Viejo o Ceuta a nivel de la discordancia del Eoceno en el lago: a) Superficie en tiempo y b) analogía con el modelo de McClay y Bonora (2001).

7.2 Control de las estructuras

El SPV es uno de los elementos en la estructuración de la Cuenca de Maracaibo (Lugo 1992), ejerciendo un rol importante en la sedimentación de la misma, durante el Mioceno. A partir del análisis de mapas estructurales regionales construidos en los topes formacionales más importantes de la columna estratigráfica de la cuenca (MARAVEN 1994-1995), fue posible observar el control tectónico ejercido por el movimiento de SPV en la depositación de las secuencias y la conformación de la estructura.

La Figura 31a muestra el mapa estructural regional, realizado en la secuencia del Mioceno Inferior en la Cuenca de Maracaibo. Allí se identificaron tres tendencias estructurales regionales producto de la actividad de las trazas del SVP durante el Mioceno. La Figura 31b muestra el mapa estructural regional en el tope del Mioceno Superior, donde aún persiste la influencia de la actividad de SPV en la estructura de la cuenca a nivel de la COLM.



Fuente: Modificado de MARAVEN (1994-1995)

Figura 31. Mapa estructural regional en el Mioceno, mostrando las tres tendencias en la estructura de la Cuenca de Maracaibo por influencia de SPV: a) Inferior y b) Superior.

CAPÍTULO VIII

IDENTIFICACIÓN GENERAL DEL SISTEMA DE FALLAS PUEBLO VIEJO

Se ha hecho hincapié en la identificación de fallas activas³ en la Cuenca de Maracaibo (González 2012; González et al. 2013), dada la complejidad tectónica existente y a sabiendas que en dicha cuenca (lago y tierra), se concentra gran cantidad de instalaciones requeridas para la producción de crudo en los diferentes campos de PDVSA esfuerzo propio y asignados a EEMM, así como el sistema de diques costaneros de la COLM, que protege las localidades vecinas de posibles inundaciones provocadas por la crecida del Lago de Maracaibo. El interés ha surgido porque una eventual ruptura cosísmica en cualquiera de estas fallas podría provocar eventuales deformaciones permanentes directas, las cuales pueden ocasionar daños parciales o totales sobre activos petroleros y no petroleros, ubicados en zonas aledañas dentro de la cuenca, incluyendo la fundación de los mencionados diques (González, 2013b).

Dado que los diques se han construido en la medida en que avanza la subsidencia en el área, durante diferentes períodos de tiempo, los mismos presentan métodos constructivos distintos, lo cual podría generar la existencia de sectores más vulnerables a una ruptura respecto a otros. Adicionalmente, se pone en riesgo la estructura de los mismos ante un movimiento sísmico de magnitud elevada, considerando que la zona se encuentra en un área sísmica caracterizada por aceleraciones probables del suelo de 0,15 g, según la especificación PDVSA JA-221 Diseño sismorresistente de instalaciones industriales (PDVSA 2014), o aceleraciones probables de 0,2 g (20% de la gravedad), según la norma de Edificaciones sismorresistentes COVENIN 1756:2001 (COVENIN 2001), en la cual se le define como zona 3 de riesgo sísmico intermedio.

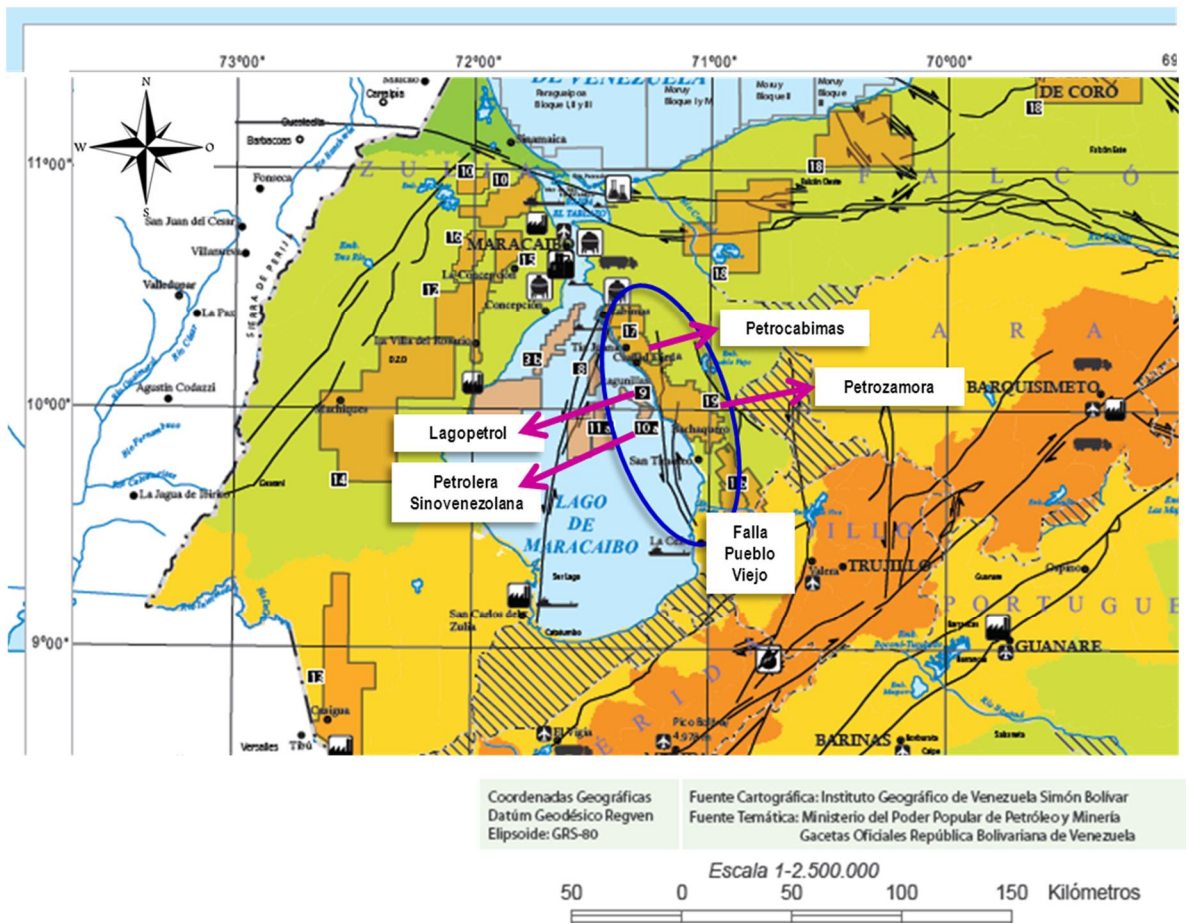
³ Para mayores detalles revisar Anexo A

Este capítulo surge a raíz de la recopilación, revisión y el análisis de la información existente. Se presentan los aspectos más resaltantes sobre las fuentes sísmicas activas circundantes al sistema de protección costanero de la COLM, con énfasis en el sistema de fallas Pueblo Viejo (SPV).

8.1 Evaluación neotectónica local

La cuenca del Lago de Maracaibo está rodeada de fallas activas, que han sido objeto de investigación. En el primer estudio de geología sísmica (Woodward Clyde 1969), se identificaron cuatro zonas de fallas de interés, con base en las curvas de frecuencia y recurrencia, las cuales fueron: Boconó, Valera, Oca y Perijá, respectivamente. Luego, según el trabajo de Murria (1992, p. 5), en otras investigaciones se identificaron nuevas fallas en la cuenca, y algunas de ellas, en la parte oriental, entre las cuales se encuentra la falla Pueblo Viejo.

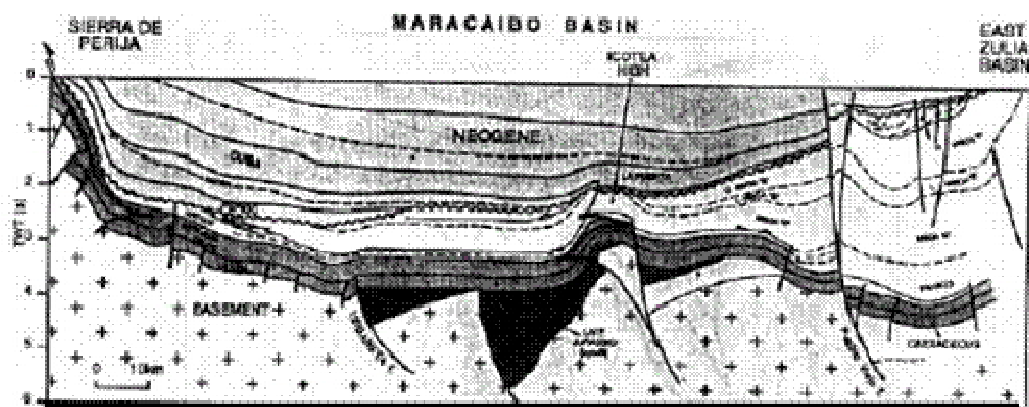
La actividad cuaternaria se ha manifestado en toda la Cuenca de Maracaibo y a lo largo de diferentes fallas geológicas no aflorantes (Audemard et al. 2000, González 2012). Sin embargo, por las razones expuestas con anterioridad, la evaluación de la tectónica activa se concentra en la zona de estudio, donde se localiza el sistema de fallas de Pueblo Viejo (SPV). Específicamente, el sector de los diques en el área de Bachaquero, está instalado a lo largo de la más occidental de las dos trazas del SPV, por un tramo de al menos 8 km y adicionalmente, atraviesa el área de operación de las EEMM Petrozamora y Petrolera Sinovenezolana (Figura 32).



Fuente: González et al. (2016) [mapa en línea generado en el Sistema Integrado de Portafolio y Oportunidades - SIPO]

Figura 32. Fallas activas de Audemard et al. (2000) con afectación en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo.

Como se mencionó en el Capítulo IV, la historia tectónica de la cuenca de Maracaibo documenta varios sistemas de fallas. Cuando el área positiva oriental de dicha cuenca comenzó el proceso de subsidencia en el Mioceno temprano, también actuaron las estructuras activas, entre ellas, Icotea y Pueblo Viejo-Ceuta. En la Figura 33, se muestra una sección esquemática del grado de actividad de dichas fallas en el subsuelo del Lago de Maracaibo.



Fuente: Audemard y Ollarves (2004, p. 14)

Figura 33. Sección esquemática del grado de actividad de dichas fallas en el subsuelo del lago de Maracaibo.

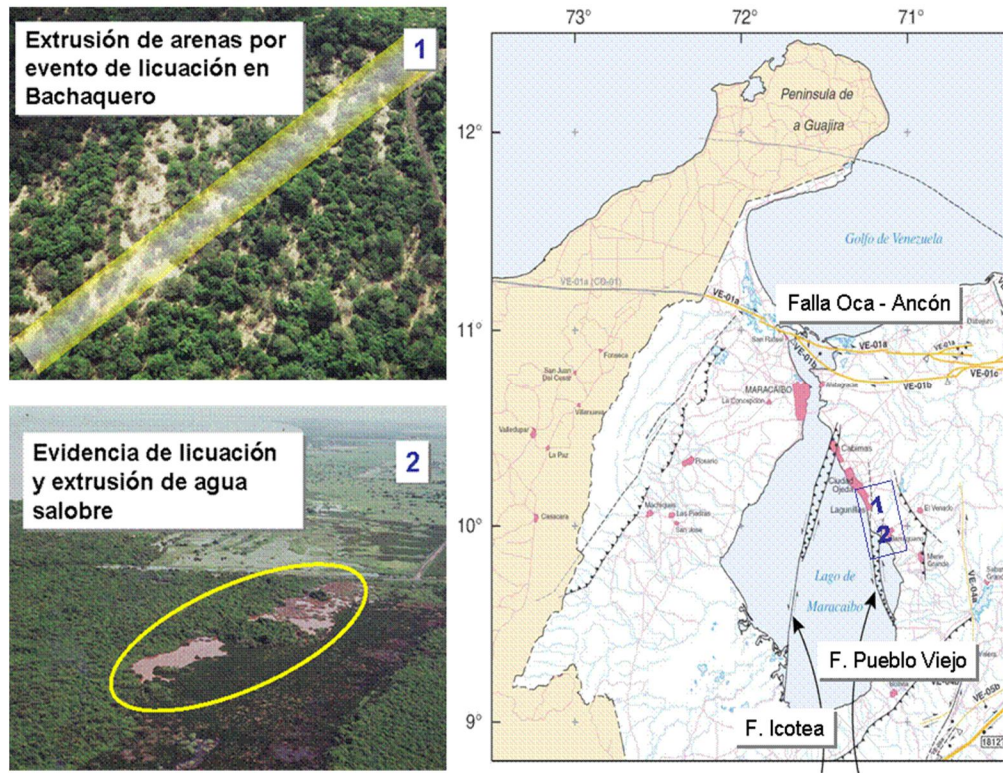
Según Audemard y Ollarves (2004), en los estudios realizados con fines de evaluación sísmica para la propia industria petrolera nacional, y muy particularmente, para el sistema de diques COLM, se destacó que no hay evidencias diagnósticas superficiales, geológicas o geomorfológicas, reportadas de fallamiento o plegamiento cuaternario y/o activo en la COLM, con la excepción de las fallas de Mene Grande y Burro Negro, ubicadas tierra adentro y fuera del tendido del sistema de diques costaneros COLM. No obstante, las distintas compilaciones neotectónicas o tectónicas cuaternarias de escala nacional muestran estructuras consideradas como activas durante el Cuaternario en el lago de Maracaibo.

8.1.1 Evidencias históricas de licuación

Scherer (2007) realizó un estudio con enfoque geológico, a objeto de determinar las evidencias históricas de licuación en las zonas de Lagunillas y Bachaquero, junto con su relación geométrica con las fallas geológicas activas durante el Cuaternario, a

partir de geología de campo, fotografías aéreas disponibles, determinación de evidencias de licuación aplicables a las condiciones locales, así como verificación de campo. Las evidencias de licuación resultantes están asociadas a fallas del Cuaternario y fallas del Mioceno, encontrándose generalmente a menos de 200 m de las mismas. Específicamente, dichas evidencias se resumen a continuación:

- ✪ La localidad de Lagunillas, en las cercanías del dique (a menos de 2 km) está afectada por tres fallas importantes, de dirección aproximada N30O, una de las cuales parece continuar por la propia costa, originando uno de los varios segmentos rectilíneos que caracterizan la costa actual del Lago de Maracaibo.
- ✪ La zona de Pueblo Viejo está representada en la Figura 34. Según Scherer (2007), se observa que esta falla está activa en la actualidad porque corta, con indicios geomorfológicos visibles, el delta del río – caño Sibaragua, de apenas unos 40 años de existencia desde la rectificación y canalización del río Sibaragua; tiene un azimut de unos 30 grados NO y el sistema se compone de dos o localmente tres fallas paralelas. Asociadas a estas fallas, y limitadas por el sistema, se encuentran varias cubetas de licuación de gran extensión (200 a 300 m de diámetro), las cuales no afectan zonas de subsidencia petrolera, dado que están fuera de los diques, pero que evidencian la sismicidad del sistema de Pueblo Viejo, por lo cual habrá de considerarla como potencial fuente de amenaza sísmica de los diques COLM.
- ✪ En la zona terrestre de Bachaquero, se muestra una sola falla, con rumbo N15O, que se grafica desde el sur de Bachaquero hasta llegar a la población del mismo nombre. Por el número considerable de cubetas de licuación y las evidencias de reciente actividad de las mismas, se deduce que la falla es activa y que puede producir licuación.



Fuente: Modificado de Scherer (2007) y Audemard et al. (2000)

Figura 34. Evidencias superficiales de la actividad del SPV.

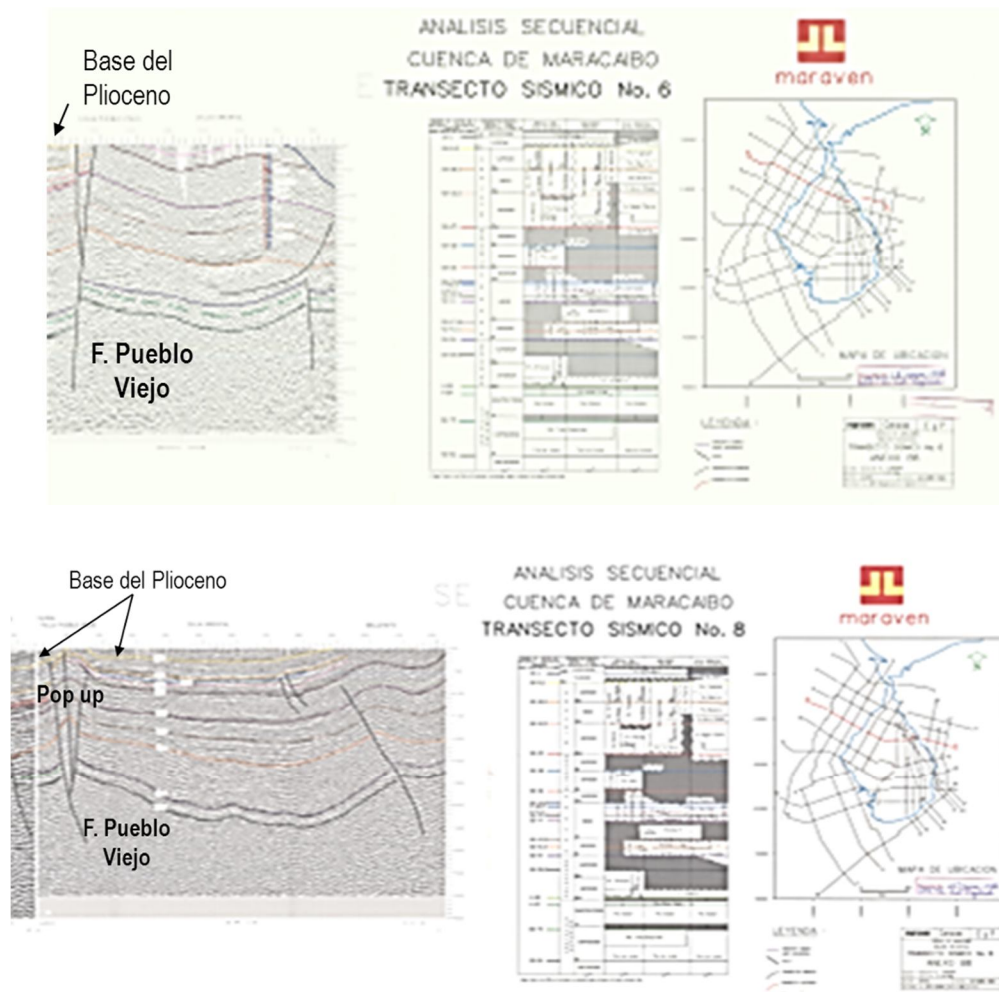
8.2 Actividad reciente en el SPV

El SPV ha sido reconocido con dos trazas mayores activas de vergencia contraria, con tendencia mayor al NNE, una longitud mínima de 60 km y anchura de 16 km. Según datos de sismicidad de 1985 en Murria (1992, p.17), la falla tiene una tasa de deslizamiento de 0,02 mm/año y magnitud máxima asociada de 6,5.

Pueblo Viejo es definitivamente una falla activa, tal como se evidencia en varias líneas sísmicas o secciones publicadas (algunas de ellas se utilizan en el marco de este trabajo), aunque no se han reportado evidencias superficiales de dicha actividad en el sector donde la falla intersecta la COLM, a excepción de los indicios

geomorfológicos visibles de su actividad en el delta del río-caño Sibaragua, así como cubetas de licuación en las zonas circundantes (Scherer 2007, Sección 8.1.1).

Esta falla presenta características tectónicas recientes (Figura 35): accidente submeridiano, con movimiento reciente transpresivo (sinistral inverso a inverso sinistral), cortando secuencias del Plioceno-Pleistoceno y con levantamiento estructural anticlinal (*pop up* o *push up*) asociado (Sección 7.1.2).

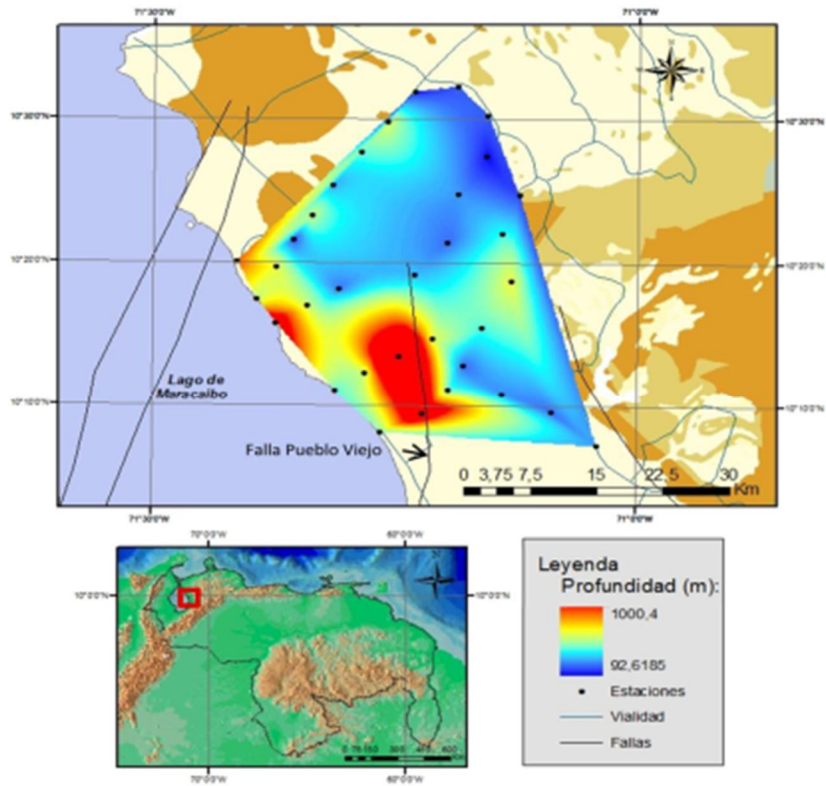


Fuente: Modificado de MARAVEN (1994-1995, anexos 6 y 8)

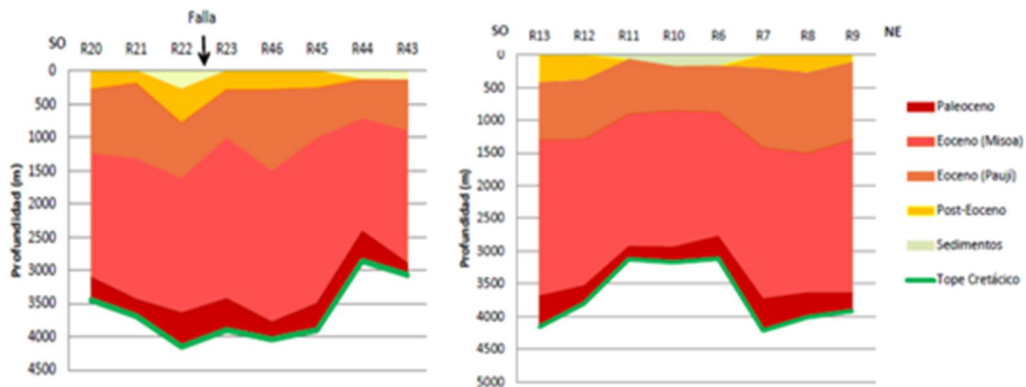
Figura 35. Transectos sísmicos del levantamiento del Grupo ESTEX, a través de la falla de Pueblo Viejo en la COLM (tramos orientales de los transectos 6 y 8 de la Figura 41), donde sus trazas cortan capas del Plioceno y más recientes.

8.2.1 Evidencias de actividad de SPV reportadas por geofísica no convencional

A partir de la aplicación de la técnica de Nakamura (H/V) en mediciones de ruido ambiental en la COLM (entre Bachaquero y Cabimas), Rivero (2016) encontró que el SPV genera altos contrastes geológicos (valores altos de período fundamental) en la capa Post-Eocena de espesor entre 92 y 1000 m (Cuaternario, Neógeno y Oligoceno, hasta donde yace discordante la formación Icotea sobre el Eoceno), observando el salto de la falla y bloque hundido al oeste, con mayor espesor sedimentario (Figura 36).



a)



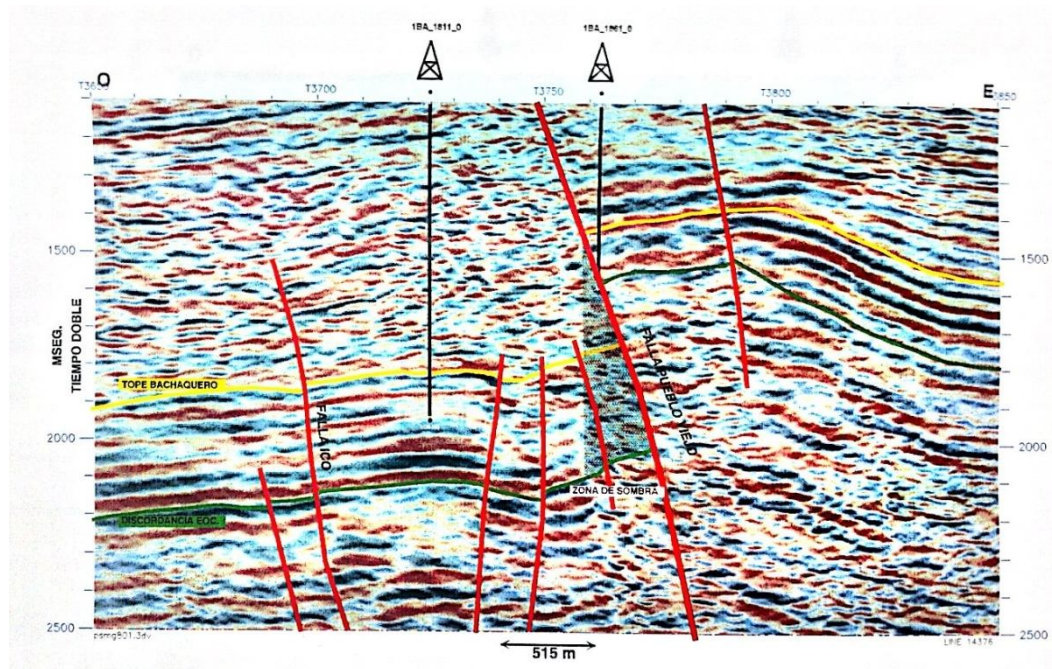
b)

Fuente: Rivero (2016, p. 56)

Figura 36. a) Mapa de profundidad de la base Post-Eocena, donde se observa la actividad del SPV, así como el bloque hundido al oeste, con mayor espesor sedimentario; y b) perfil es de inversión de elipticidad, mostrando la influencia de la falla en sedimentos post- Eocenos y evidenciando el alto de Pueblo Viejo.

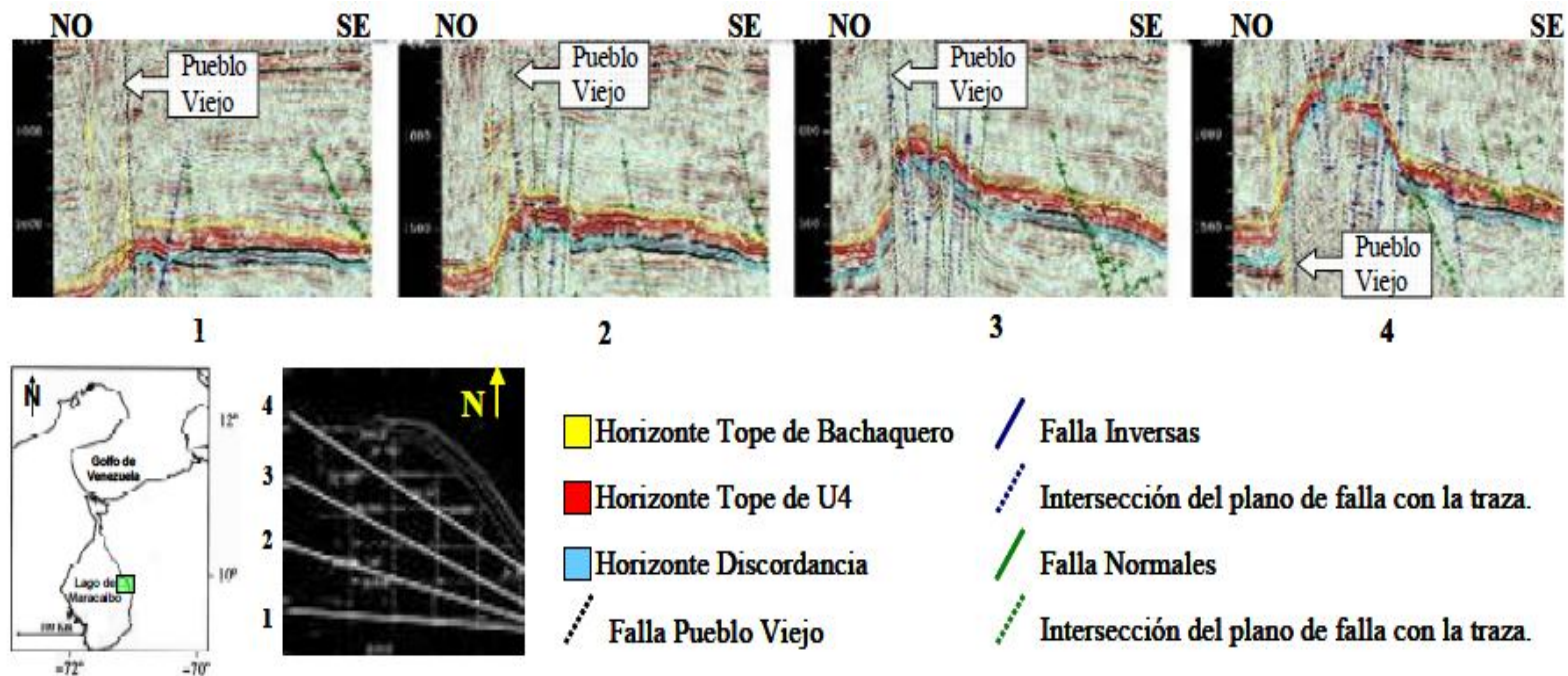
8.3 Determinación del salto de la falla

Se conocen varios trabajos donde se ha determinado el salto de SPV para los distintos marcadores geológicos regionales. Así por ejemplo, en la Unidad de Producción (UP) Bachaquero Lago, el trabajo de PDVSA – BEICIP FRANLAB (1998) reportó que el salto mayor oscila alrededor de 2000 pies en el Mioceno (Figura 37). Adicionalmente, en la misma zona, Carrero (2008) indicó que hacia el sur muy cerca de la costa y lejos del alto de Pueblo Viejo, dicho salto disminuye de manera pronunciada (tal como se muestra en la Figura 38) y las capas afectadas por la falla buzaban al E (Figura 39).



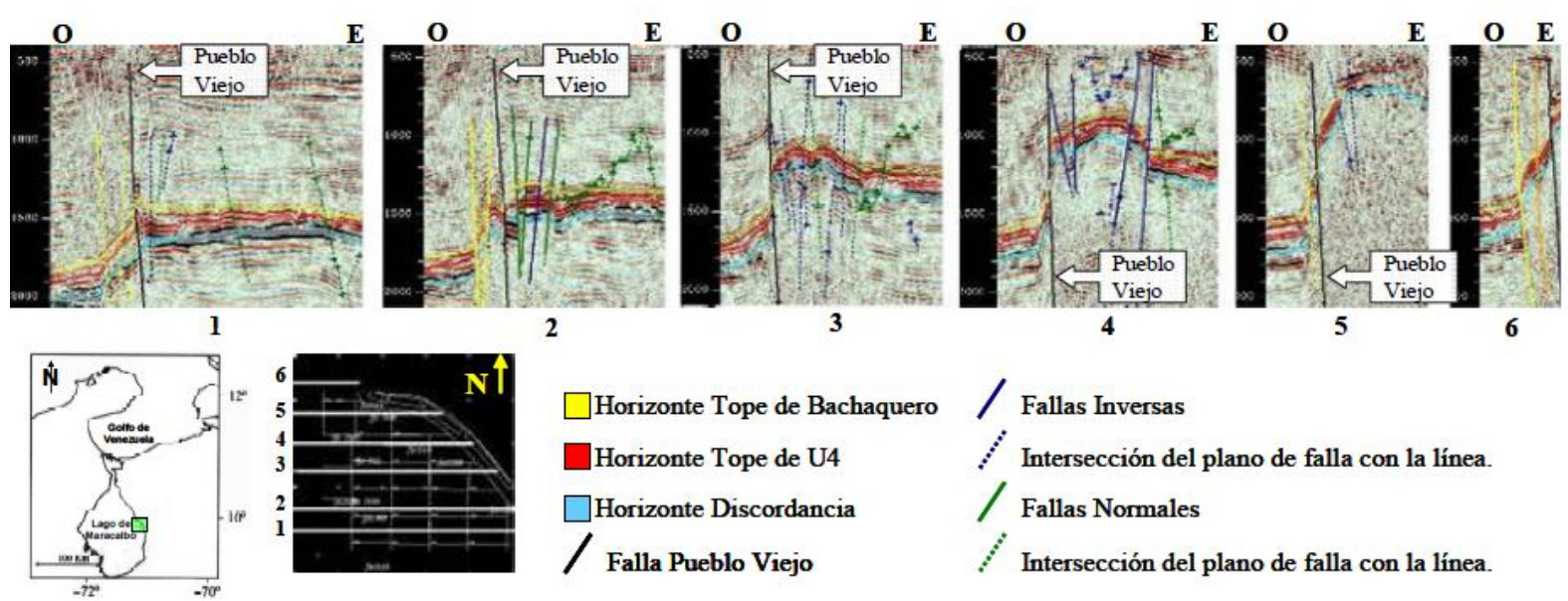
Fuente: PDVSA – BEICIP FRANLAB (1998, Fig. II. 26)

Figura 37. Salto mayor en la falla Pueblo Viejo, más que 2.000 pies en el Mioceno dentro de la UP Bachaquero Lago.



Fuente: Carrero (2008, p. 63)

Figura 38. Interpretación de líneas arbitrarias para reconocimiento de estructuras en Bachaquero Lago, cerca de la costa. Se observa la falla Pueblo Viejo, con disminución de su salto de manera pronunciada.



Fuente: Carrero (2008, p. 65)

Figura 39. Interpretación de líneas arbitrarias E-O para reconocimiento de estructuras en Bachaquero Lago, cerca de la costa. Se observa la falla Pueblo Viejo, y las capas buzando al E.

No obstante, para este trabajo particular, se determinó el salto de la falla Pueblo Viejo a nivel de la discordancia post-Eocena (Eoceno Superior - Mioceno Inferior a Medio, 17 Ma) y a nivel del tope del Mioceno Superior (base del Plioceno, 5 Ma), a partir de mapas estructurales regionales.

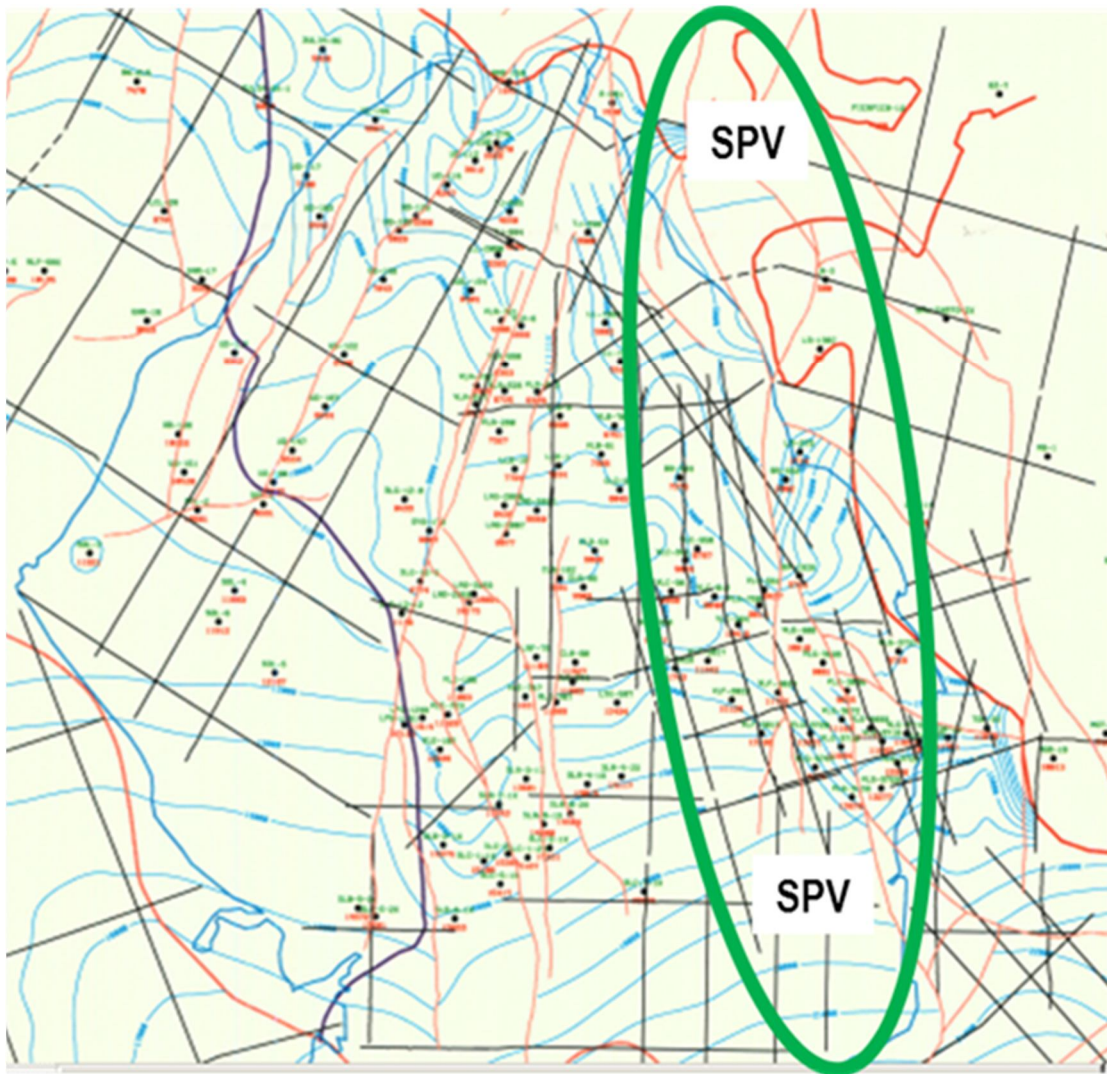
8.3.1 Discordancia post-Eocena

Se determinó el salto de SPV, con base en los contornos estructurales mostrados a ambos lados de las trazas dentro de un mapa estructural del Grupo ESTEX (MARAVEN 1994-1995), realizado a nivel de la discordancia post-Eocena (Figura 40). Se obtuvo que el salto promedio de la falla es de 2.250 pies en dicho marcador regional.

8.3.2 Tope del Mioceno Superior

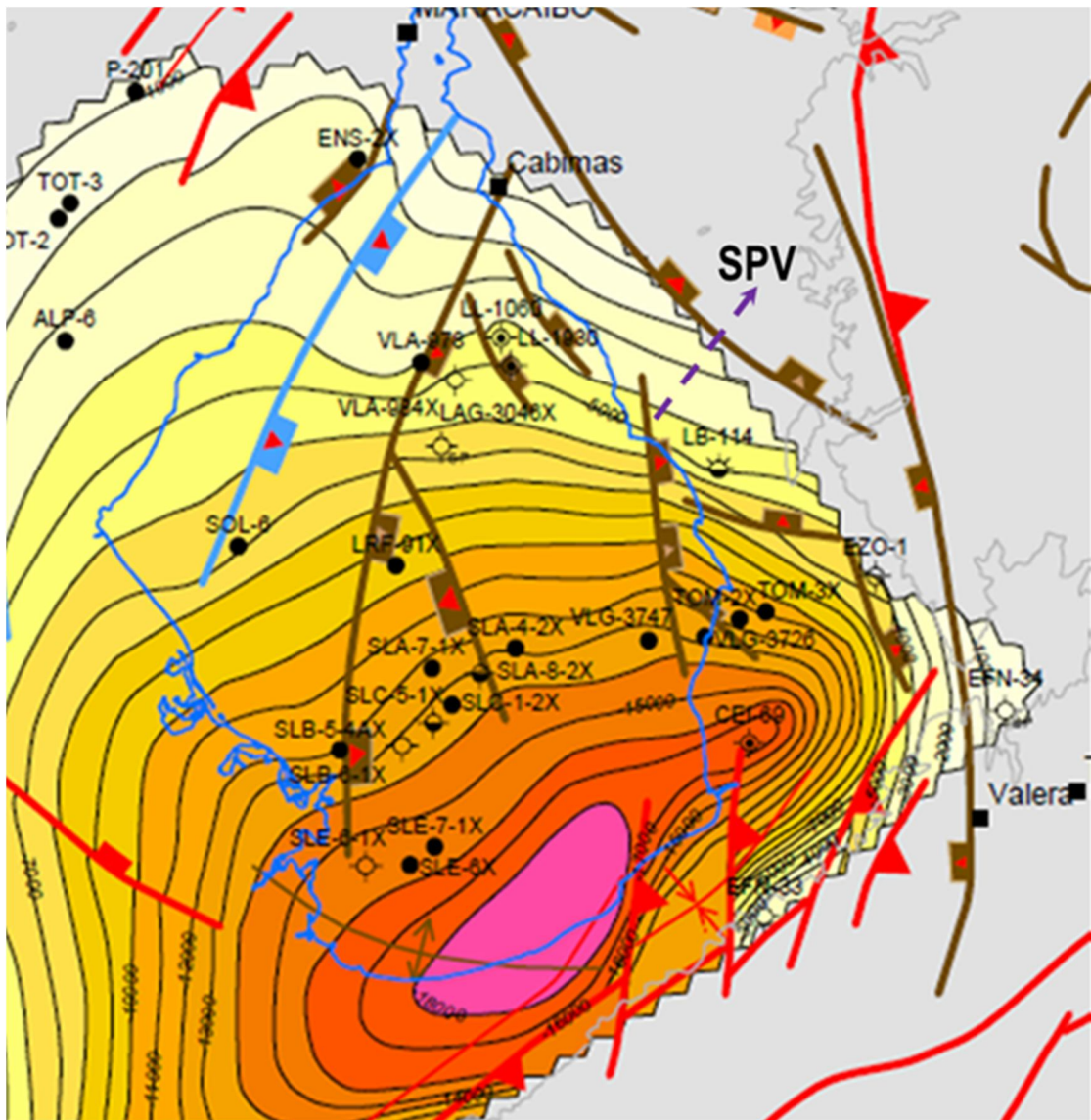
Se determinó el salto de SPV, con base en los contornos estructurales mostrados a ambos lados de las trazas dentro de un mapa estructural del Proyecto VIPA (PDVSA 2000), realizado a nivel del Mioceno Superior (Figura 41). Se obtuvo que el salto promedio de la falla es de 250 pies en dicho marcador regional.

Para ambas estimaciones no se incorpora la diferencia adicional que muestra el alto estructural delimitado por las dos trazas del SPV. Sólo se midió la diferencia de profundidad del marcador entre los dos grandes bloques estructurales contiguos de un lado y otro del SPV. Esto se hizo a fin de tener un valor representativo regional que no incorpora deformaciones locales.



Fuente: Modificado de MARAVEN (1994-1995, Anexo D20)

Figura 40. Determinación del salto del SPV en mapa estructural de la discordancia post-Eocena.



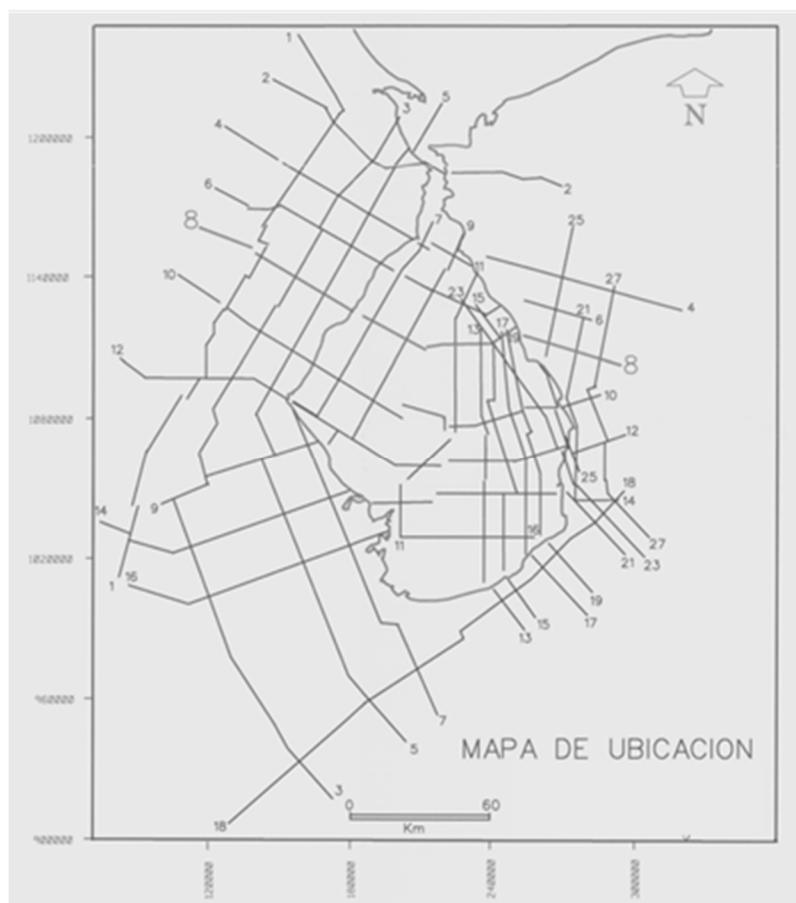
Fuente: Modificado de PDVSA Visión Integrada del Potencial Petrolífero de Venezuela – Proyecto VIPA (2000, mapa SM3)

Figura 41. Determinación del salto del SPV en mapa estructural del tope de Mioceno Superior.

8.4 Determinación de la longitud total de las trazas del SPV

Las trazas del SPV han sido localmente documentadas en el Lago de Maracaibo y su costa oriental, a través de la interpretación de líneas de diferentes levantamientos geofísicos realizados para prospección petrolera (i.e. Requena y Zambrano 2008, Cabrera y Otero 2012, entre otros). Adicionalmente, SPV forma parte del mapa de fallas cuaternarias de Venezuela (Audemard et al. 2000), donde se disponen las trazas reconocidas esencialmente en lago. Sin embargo, no se ha estudiado con detalle toda la extensión de las mismas en tierra, ni su potencial sismogénico.

Por ello, en este trabajo, se estimó nuevamente la longitud de las trazas de la falla, a partir de información geofísica disponible. En específico, se revisó y analizó la interpretación presentada en transectos de sísmica 2D con orientación casi E-O y algunos casi N-S, distribuidos a lo largo de la COLM (MARAVEN, 1994-1995), tal como se nota en la Figura 42, así como algunas líneas sísmicas 2D (propiedad de PDVSA Exploración Occidente) y otras líneas arbitrarias tomadas de los cubos sísmicos de PDVSA Exploración Occidente, siendo éstos: Zulia 3D en el Lago (1992) y Distom 3D MERGE Ceuta-Tomoporo (2008-2009), el cual abarca las áreas de Ceuta, Tomoporo, Tomoporo Sur y Barúa Motatán (Ceuta, Bloque VII y Bloque XIII). Estas líneas muestran las trazas de Pueblo Viejo en lago y en tierra. A partir de dicha información, se identificó la prolongación de SPV tierra adentro, atravesando la costa a nivel de la localidad de Bachaquero. Producto del cruce de las trazas en esta zona, se ha formado una protuberancia de la línea de costa, la cual viene dada por un saliente en forma de esquina con vértice hacia el SO (Audemard y Ollarves 2014). Tal rasgo constituye una evidencia palpable de la actividad reciente del SPV.

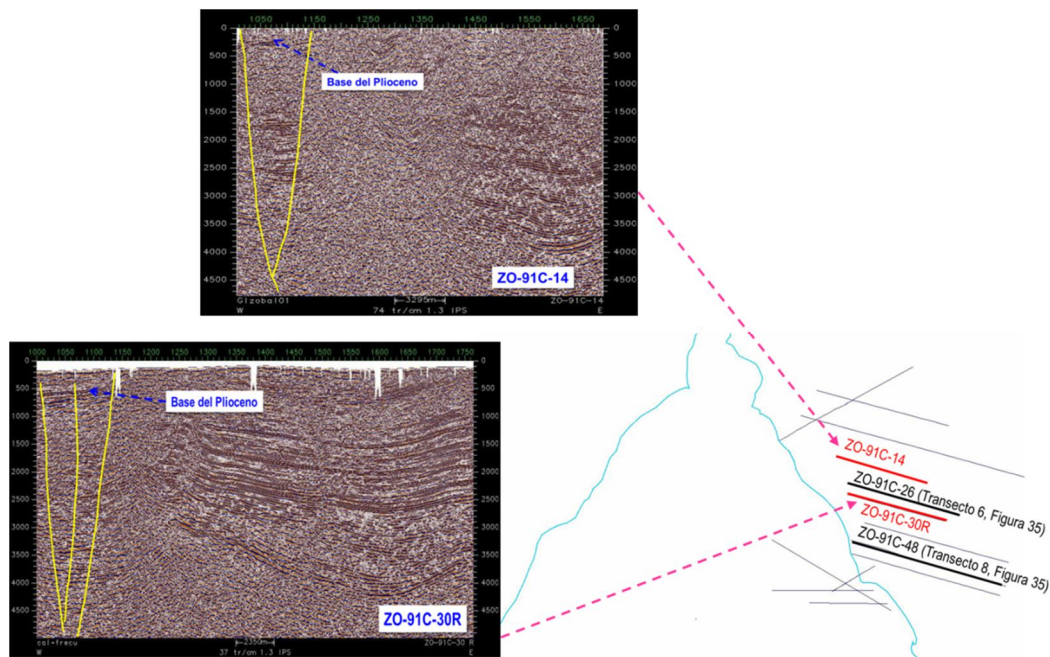


Fuente: MARAVEN (1994-1995, p. 4)

Figura 42. Mapa de ubicación de transectos sísmicos del levantamiento del Grupo ESTEX.

8.4.1 Descripción del tramo en tierra hacia el NE

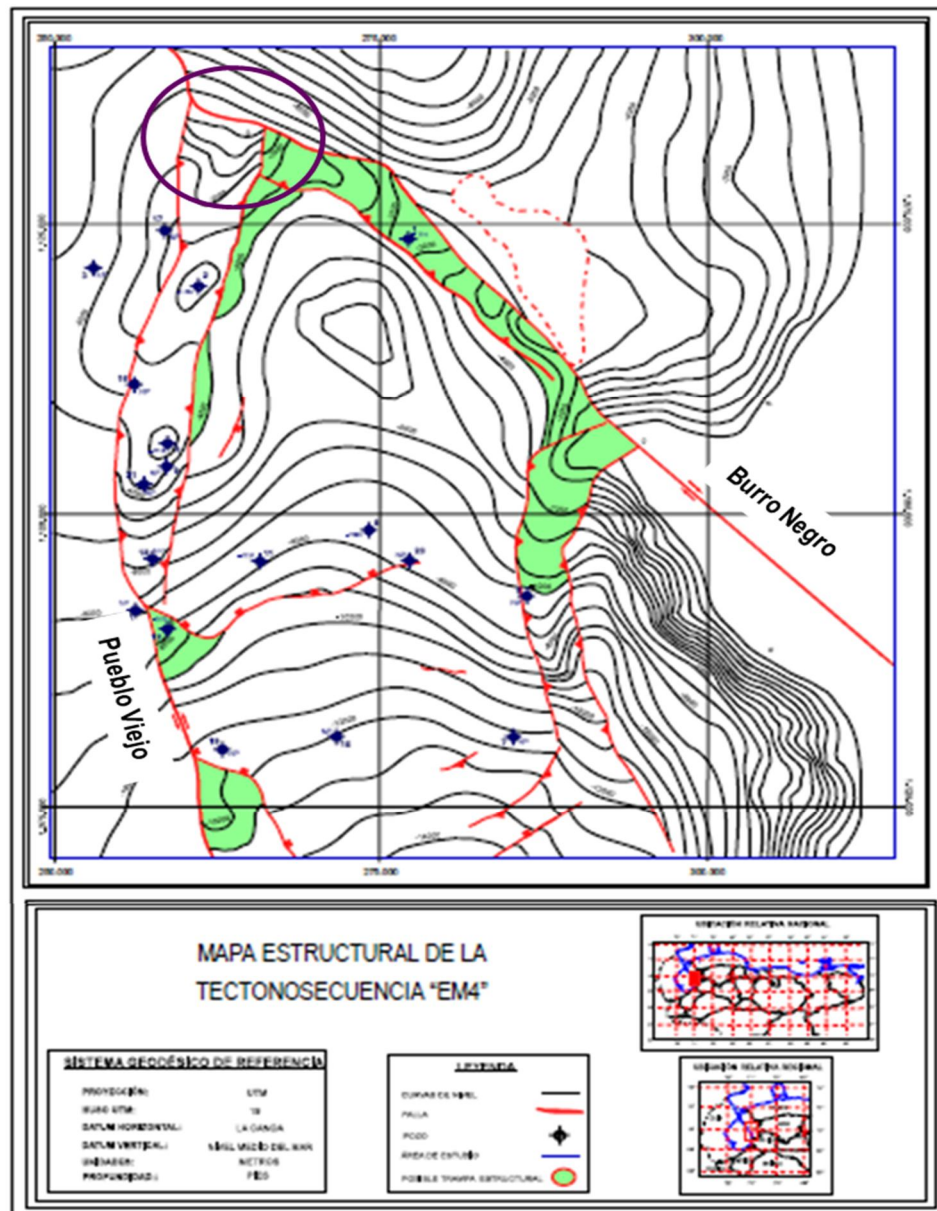
Con base en la interpretación sísmica revisada, el SPV se extiende tierra adentro hacia el NNE, al menos hasta aproximarse a la localidad de Cabimas (Zulia), aflorando tierra adentro, donde sus trazas cortan en frágil sedimentos del Plioceno-Pleistoceno (ver Figura 35 y Figura 43). El movimiento de la falla es de tipo transpresivo (inverso-transcurrente o transcurrente-inverso).



Fuente: Línea suministrada por PDVSA Exploración Occidente (comunicación personal, correo-e, 2014)

Figura 43. Líneas sísmicas 2D, con la interpretación de SPV en la COLM tierra adentro: 1) ZO-91C-14 y 2) ZO-91C-30.

El SPV pudiera terminar contra la falla Burro Negro, tierra adentro a lo largo de la zona central de la COLM. Esta hipótesis se basa en la interpretación realizada por Requena y Zambrano (2008), quienes presentaron mapas estructurales en profundidad, donde se destaca una zona estructuralmente compleja, al menos entre el tope del Cretáceo y el Eoceno Medio, formada por el encuentro del SPV con el sistema de fallas Burro Negro-Mene Grande en la COLM (Figura 44).



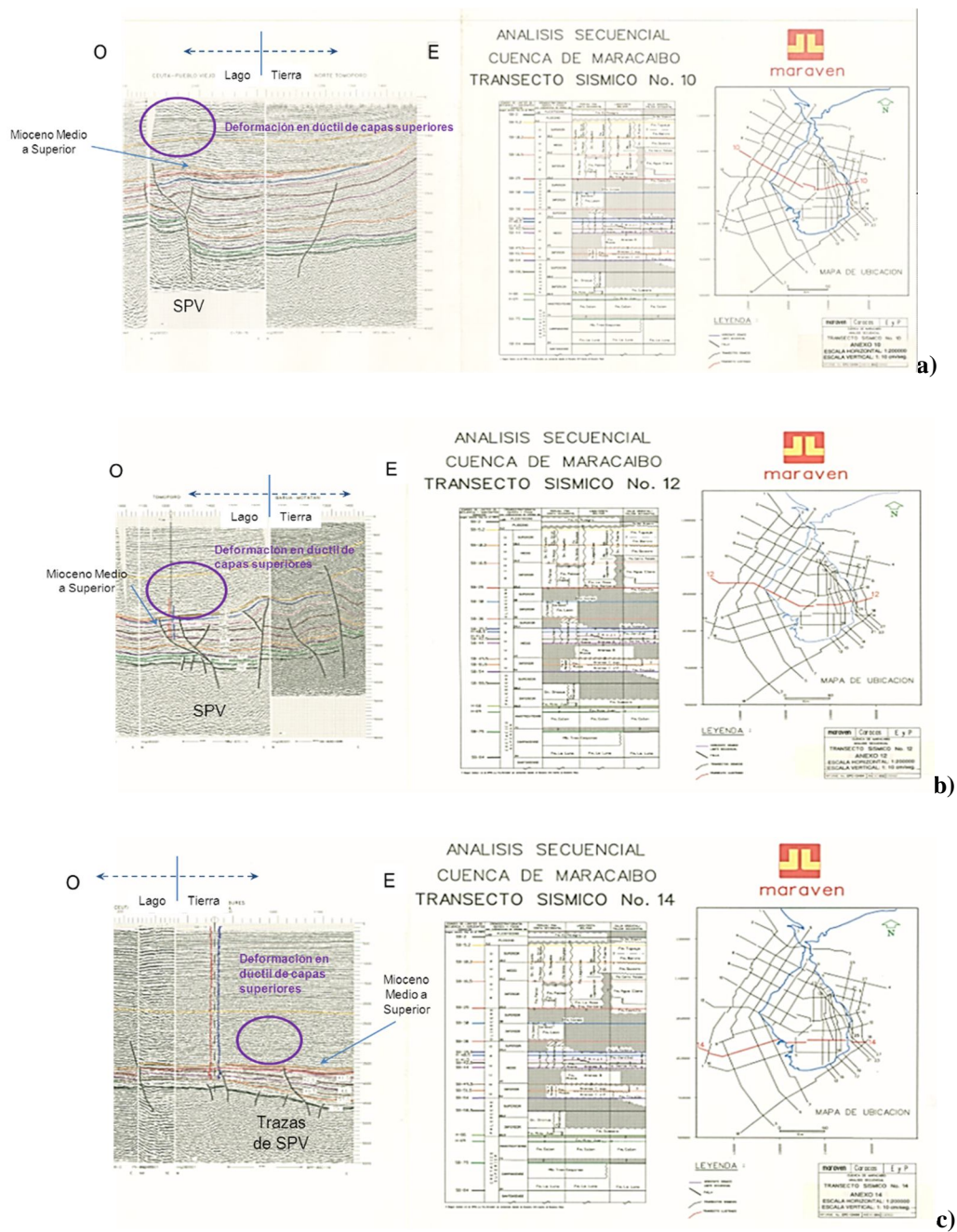
Fuente: Modificado de Requena y Zambrano (2008, p. 151)

Figura 44. Mapa estructural en profundidad al tope del Eoceno Medio (tectonosecuencia EM4), mostrando el encuentro entre SPV y la falla Burro Negro.

8.4.2 Descripción del tramo en lago

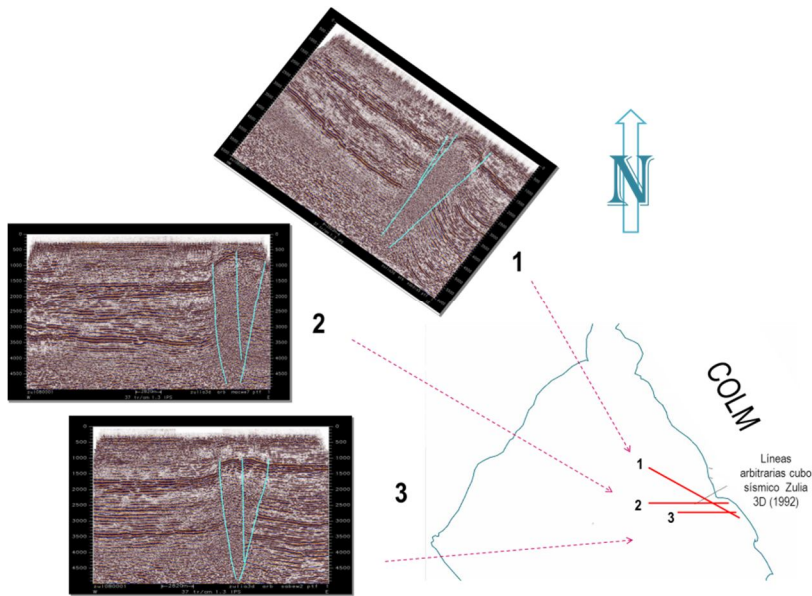
Aunque las trazas de SPV en lago ya han sido documentadas y publicadas en el mapa de fallas cuaternarias de Venezuela (Audemard et al. 2000), también se analizó la sísmica disponible, encontrando que las trazas no afloran en el lago, cortan las capas hasta el Mioceno Inferior a Medio, pero aun así, se observa deformación en dúctil de las capas más jóvenes, lo cual es también indicio de su actividad (figuras 45 a 47). Este comportamiento del SPV se puede explicar por la existencia de superficies mecánicas de despegue, constituidas por rocas incompetentes, que impiden la propagación hacia arriba de la deformación frágil en las capas más jóvenes que el Mioceno Medio, así como a la baja competencia como consecuencia de la pobre compactación de la secuencia miocena o más joven.

Específicamente, dada la componente inversa de SPV en el Mioceno, el acortamiento podría quedar resuelto sin desarraigo de las capas superiores. La cantidad de movimiento producido por la falla en las superficies de despegue indicadas no es suficiente para interrumpir totalmente la relación entre las partes desplazadas, desacoplando el espesor deformado en régimen frágil del correspondiente afectado en dúctil a niveles superiores (Figura 48).



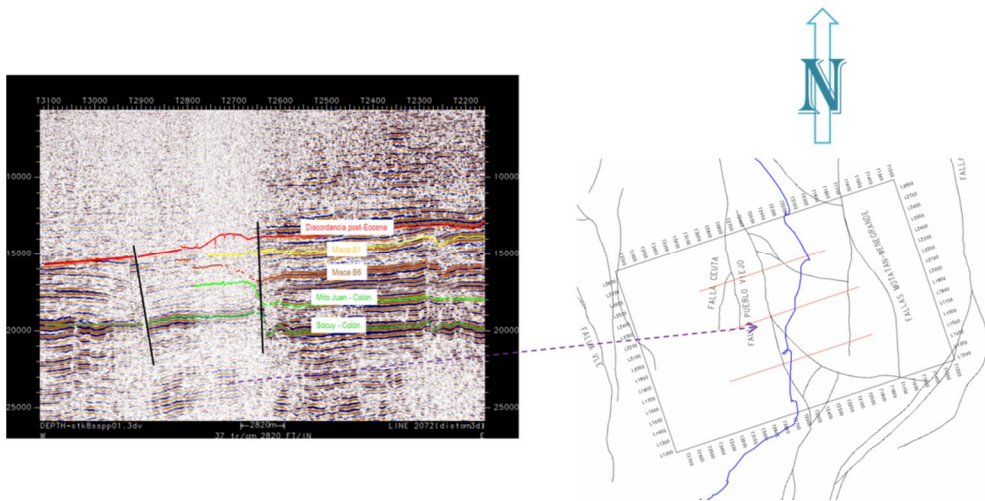
Fuente: Modificado de MARAVEN (1994-1995, anexos 10, 12 y 14)

Figura 45. Transectos sísmicos del levantamiento Grupo ESTEX, con la interpretación de las trazas de SPV cortando capas del Mioceno Medio y deformando en dúctil las capas más recientes: a) transecto 10, b) transecto 12 y c) transecto 14 de la Figura 42.



Fuente: Líneas suministradas por PDVSA Exploración Occidente (comunicación personal, correo-e, 2014)

Figura 46. Líneas sísmicas arbitrarias tomadas del cubo sísmico Zulia 3D (1992), con las trazas del SPV deformando en frágil al menos hasta Mioceno Inferior a Medio y deformando en dúctil las capas más jóvenes.



Fuente: Línea suministrada por PDVSA Exploración Occidente (comunicación personal, correo-e, 2014)

Figura 47. Línea sísmica arbitraria (2072) tomada del cubo sísmico Distom 3D MERGE Ceuta-Tomoporo (2008-2009), con una interpretación del SPV deformando en frágil hasta la discordancia post-Eocena.

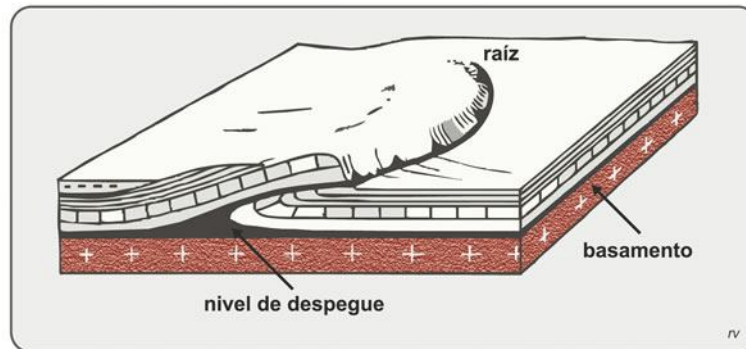


Figura 48. Despegue en una falla con componente inversa.

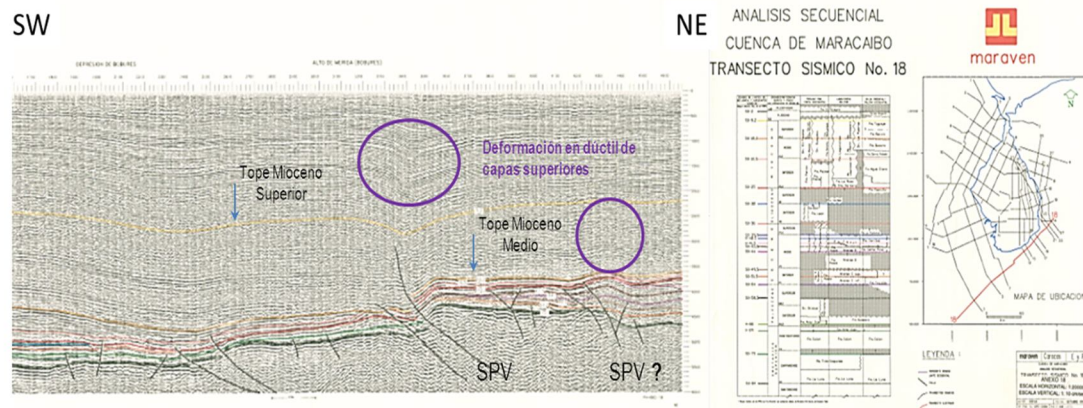
En efecto, hacia el sur del Campo Costanero Bolívar, aparecen las lutitas de la Formación Paují al cierre superior del Eoceno y la Formación La Rosa, que es una secuencia del Mioceno Inferior compuesta principalmente de lutitas marinas, fosilíferas, intercaladas con areniscas arcillosas. Ambas formaciones poseen características reológicas típicas para actuar como superficies de despegue o de desacople mecánico, de acuerdo con varios estudios geomecánicos desarrollados hacia el sur de la COLM (desde Lagunillas hasta La Ceiba), donde se evidenció que en general, las formaciones de la columna estratigráfica aumentan su rigidez y disminuyen su deformabilidad a medida que se profundiza, exceptuando la Formación Paují, donde la rigidez es menor y la deformabilidad es mayor, debido a la sobrepresión existente en la misma (Rodríguez 2013), así como la Formación La Rosa, caracterizada por la existencia de un patrón anormal de presión, debido a la presencia de arcillas reactivas (Aguilar y Díaz 2002). Tales condiciones hacen posible que estas capas puedan impedir la propagación de la deformación frágil en las capas más jóvenes, producto de la actividad de SPV.

Por otro lado, en este tramo, también se han evidenciado efectos del movimiento transpresivo de SPV (Estudio Integrado de Bachaquero Mioceno Suroeste, PDVSA – BEICIP FRANLAB 1998). Se ha reportado fuerte plegamiento cónico en la zona

norte del área Bachaquero Mioceno Suroeste, que abarca los bloques III, Lagotreco y IV, producto del efecto de la transpresión y la transferencia del esfuerzo tectónico de E a O, provocando la deformación progresiva de SPV a las fallas vecinas. Asimismo, se observa una buena repetición de las capas miocenas por efecto del movimiento en inverso en la falla (ver Figura 28).

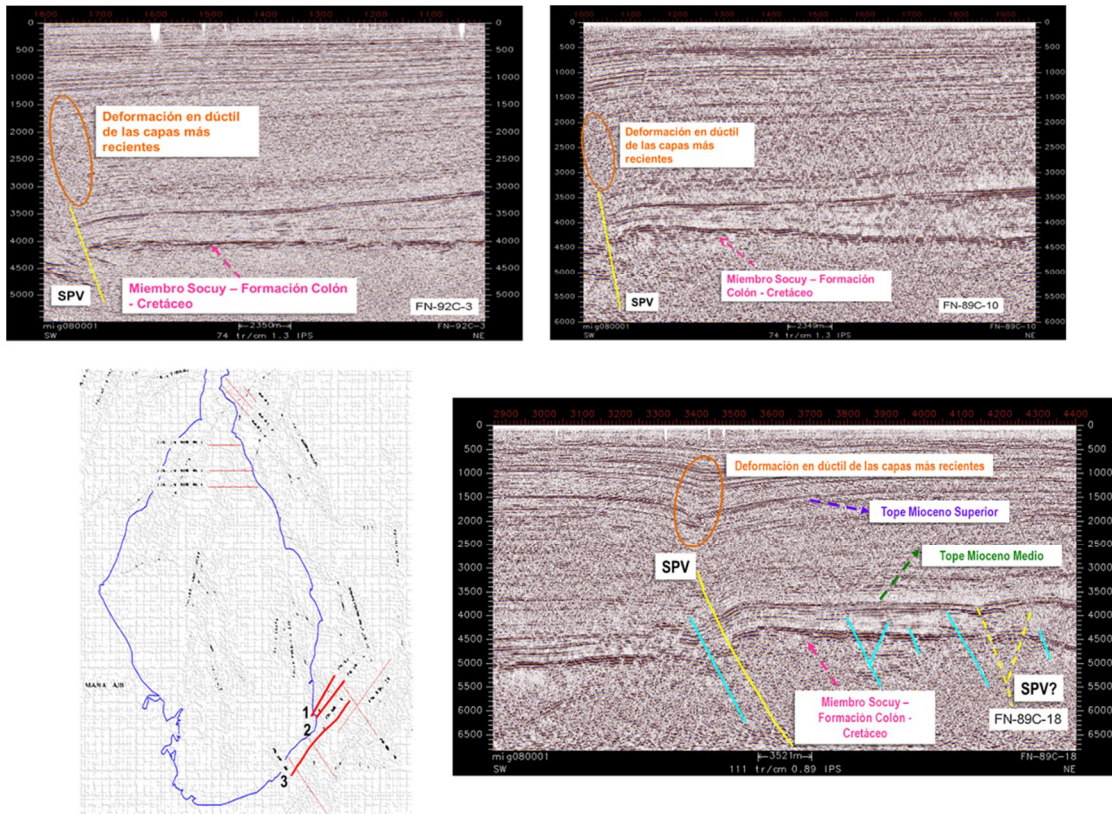
8.4.3 Descripción del tramo al Sur del Lago

De acuerdo con la sísmica analizada, SPV continúa hacia el Sur del Lago (hacia Bobures), donde corta hasta el tope de Mioceno Medio a Superior (Figura 49), pero va perdiendo energía y disminuye su grado de deformación en dúctil en las capas más someras. Las trazas atraviesan nuevamente la costa en las cercanías de Sur del Lago Trujillo (figuras 50 y 51), donde forma otra protuberancia o vértice en la misma y probablemente muere entre las fallas de Valera y Boconó.



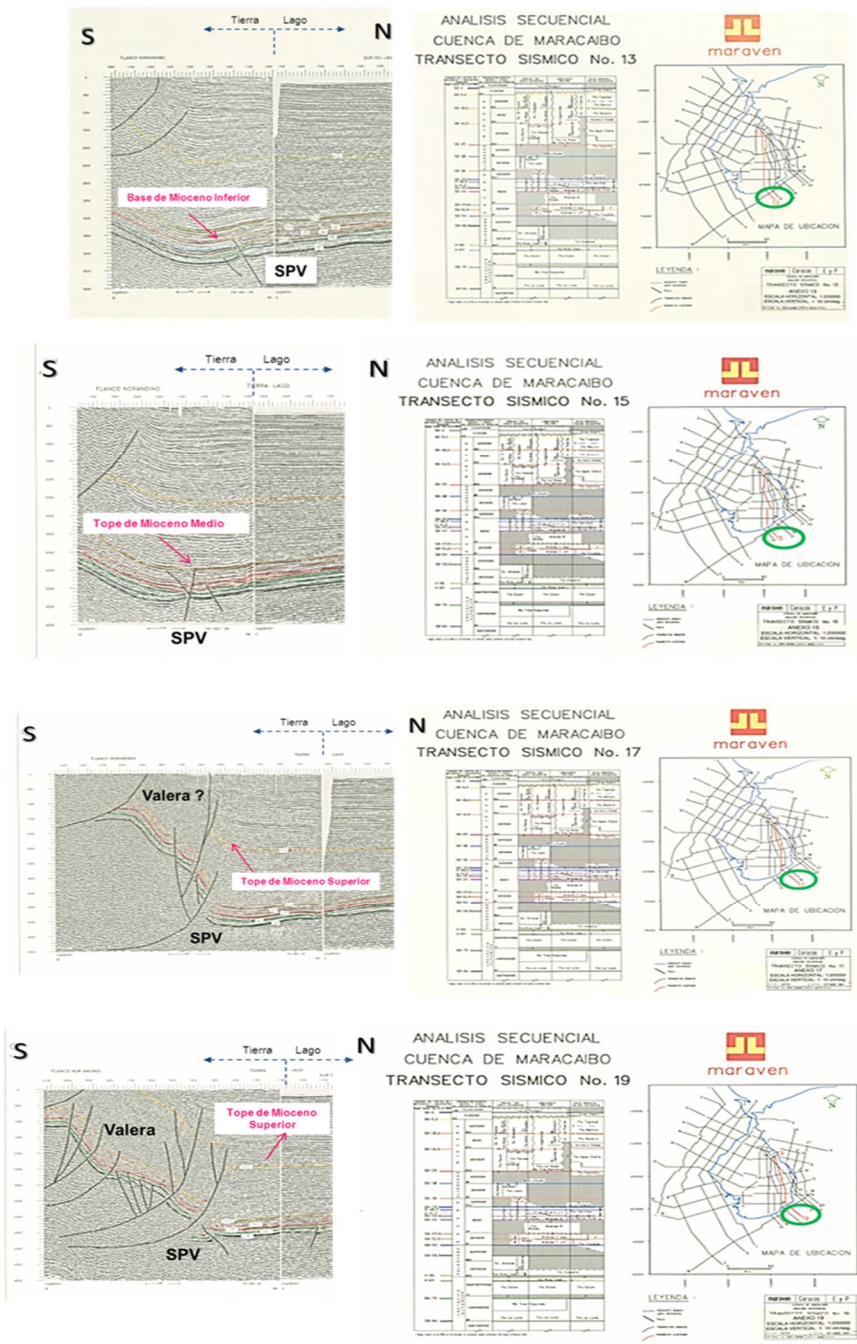
Fuente: Modificado de MARAVEN (1994-1995, Anexo 18)

Figura 49. Transecto sísmico en lago del levantamiento del Grupo ESTEX, donde la interpretación muestra las trazas de SPV cortando capas del Mioceno Medio a Superior, deformando ligeramente en dúctil las capas más recientes, junto con otras fallas menores (transecto 18) de la Figura 42.



Fuente: Líneas suministradas por PDVSA Exploración Occidente (comunicación personal, correo-e, 2014)

Figura 50. Líneas sísmicas en Sur del Lago Trujillo, con la interpretación clara de una de las trazas de SPV deformando en frágil al menos el tope del Mioceno Medio, y en dúctil las capas más superficiales: 1) FN-92C-3, 2) FN-89C-10 y 3) FN-89C-18 (tramo más oriental del transecto 18 mostrado en la Figura 49).



Fuente: Modificado de MARAVEN (1994-1995, anexos 13, 15, 17 y 19)

Figura 51. Transectos sísmicos 13, 15, 17 y 19 del levantamiento Grupo ESTEX de la Figura 42, con su interpretación del SPV al sur del Lago.

8.4.4 Longitud total de la falla

En trabajos iniciales, la falla fue reconocida como sinistral - inversa o inversa – sinistral (Audemard y Ollarves 2004; Audemard et al. 2006; González y González 2004), con dos ramas verificadas en el lago, entre 50 y 75 km de longitud y 16 km de anchura (datos de 1985 en Murria 1992, p.17; Audemard et al. 2005), pero siendo un rasgo estructural del bloque triangular de Maracaibo, es lógico que esta falla corte el subsuelo en el fondo del lago y en tierra firme. Sus trazas han sido claramente identificadas, según los argumentos presentados en secciones previas de este trabajo, mostrando la prolongación en tierra de las trazas, lo cual modifica sustancialmente la longitud reconocida de las mismas. La Figura 51 muestra la disposición de las trazas de SPV al sur de la COLM, según la interpretación regional del Grupo ESTEX (MARAVEN, 1994-1995), incluyendo además algunas líneas 2D y 3D de PDVSA Exploración Occidente.

Con base en la geofísica analizada y en las trazas presentadas en la Figura 52, el SPV se extiende tierra adentro donde aflora hacia el NNE, hasta aproximarse a Cabimas, para terminar contra la falla Burro Negro. Asimismo, se prolonga sin aflorar hasta el sur del Lago de Maracaibo, donde intersecta nuevamente la costa a nivel de sur del Lago Trujillo y pudiera extenderse hasta las fallas de Valera y Boconó. En consecuencia, la longitud actual total de las trazas de este rasgo estructural está alrededor de 150 km.

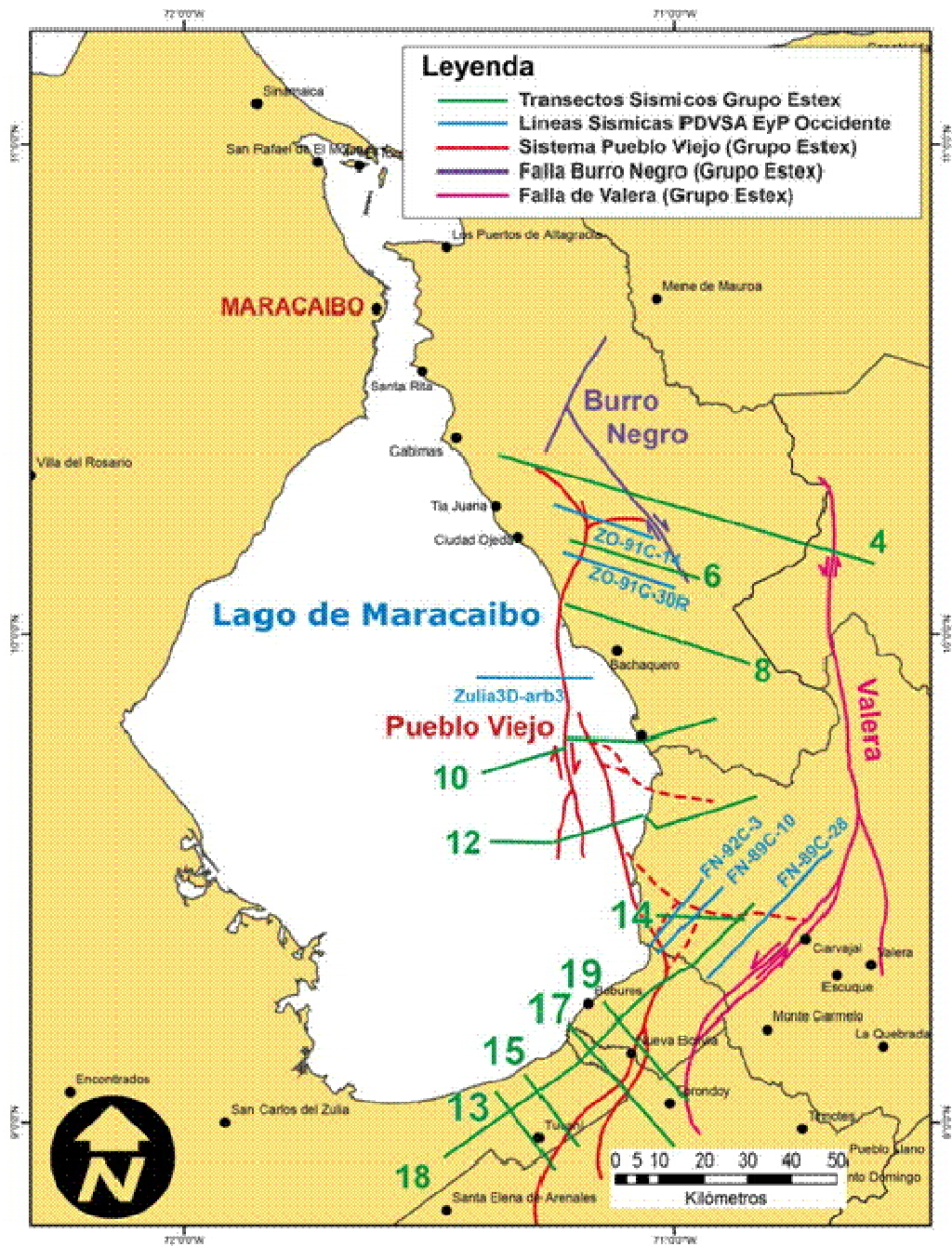


Figura 52. Disposición de las trazas de SPV en la COLM, según la interpretación del Grupo ESTEX (MARAVEN 1994-1995) y corroborada con las líneas geofísicas analizadas.

CAPÍTULO IX

REVISIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL LAGO DE MARACAIBO Y LA COLM

Parte de la investigación contempla el estudio de la actividad sísmica reciente, ocurrida en la Cuenca de Maracaibo, y más precisamente en la COLM, en el marco de la caracterización de fallas activas en el Occidente de Venezuela. Este capítulo presenta la revisión de boletines sismológicos (FUNVISIS 2006-2015), junto con algunos estudios particulares, así como la selección y análisis de la sismicidad identificada en el área de interés, en el orden de precisar eventos sísmicos, que puedan atribuirse a la actividad del SPV, partiendo de la localización y de algunos mecanismos focales existentes.

Para la presente revisión, se asume actividad sísmica reciente en las siguientes fallas:

- ✪ En el SPV, dados los hallazgos explicados en el Capítulo VIII (sus trazas cortan sedimentos recientes, cubetas de licuación de gran extensión y la protuberancia de la línea de costa, por el cruce de la traza de lago a tierra).
- ✪ En la falla Burro Negro, de acuerdo con Audemard y Ollarves (2004), quienes a partir de una revisión bibliográfica de diferentes trabajos (realizados con fines de evaluación sísmica), indicaron que hay evidencias diagnósticas superficiales, geológicas o geomorfológicas, reportadas en la falla Burro Negro.
- ✪ En la falla de Valera, considerando que ha sido establecida como falla cuaternaria en Audemard et al. (2000).
- ✪ En la falla Icotea, considerando que Audemard y Ollarves (2004) indicaron que aunque la falla no luzca aparentemente igual de activa que Pueblo Viejo,

es definitivamente activa, basado sobre la leve deformación mostrada por la secuencia neogéna en la región sur del lago.

A objeto de este estudio particular, se excluye la sismicidad correspondiente a las fallas Boconó y Oca-Ancón, así como la vinculada con los sistemas de corrimiento de los piedemontes de los Andes de Mérida, dado que las correspondientes fuentes se encuentran fuera de un radio de 60 km del área de estudio, abarcando los 52 km de extensión del dique COLM, así como las áreas de operación de las EEMM.

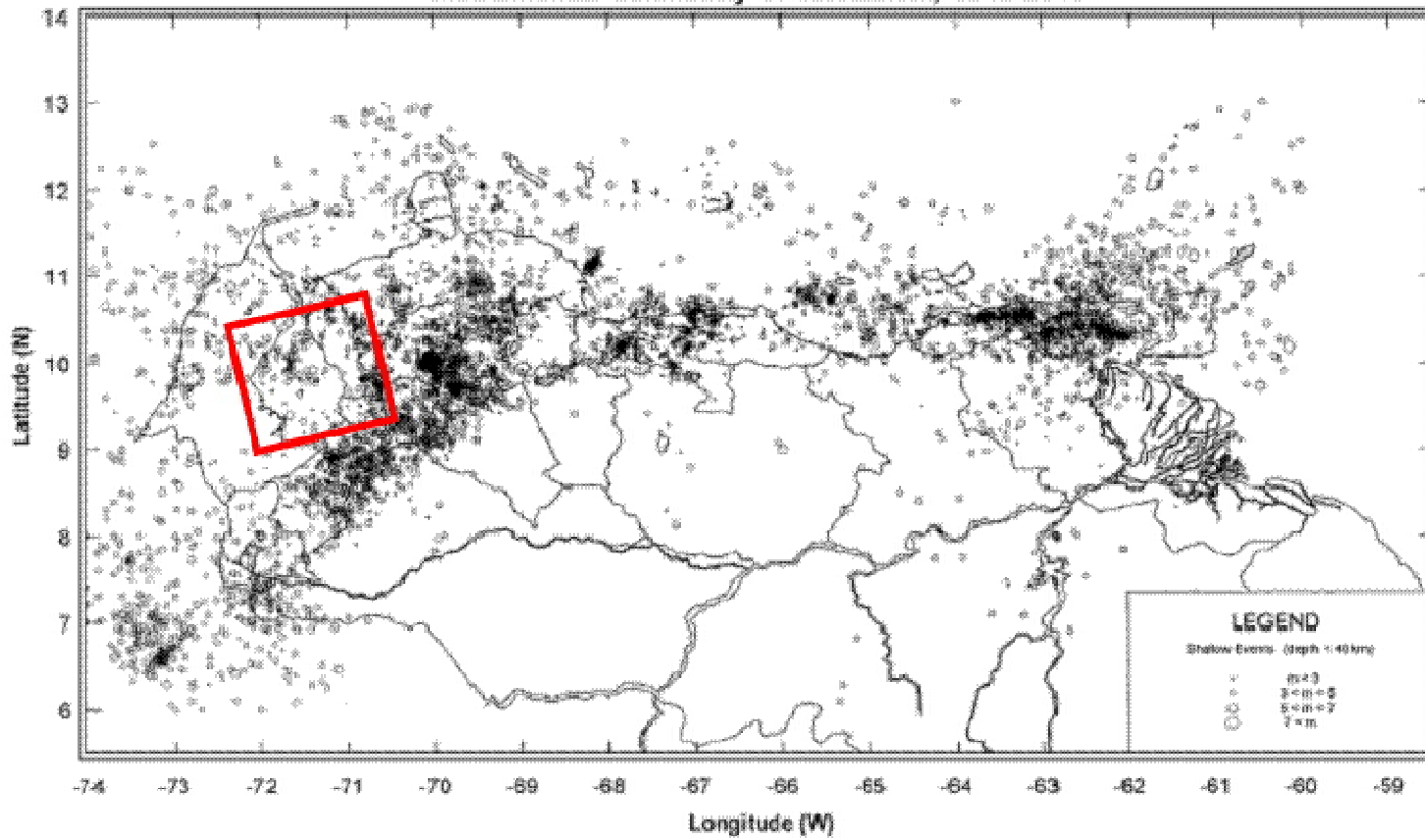
9.1. Sismicidad 1910-2003

Al igual que en el resto del occidente venezolano, en la zona de interés, se han reportado movimientos sísmicos durante el período 1910-2003. Específicamente, la mayoría de los sismos ocurridos corresponde a profundidades someras, entre 0 y 20 km, restringidos primordialmente a la zona sismogénica superior de la corteza frágil (Figura 53). También, se produjeron pocos eventos a mayores profundidades, mayores que 40 km (Figura 54).

A excepción de la sismicidad correspondiente a las fallas de Boconó, Oca-Ancón y Valera, así como la vinculada con los sistemas de corrimiento de los piedemontes de los Andes de Mérida, la actividad sísmica somera, en su mayoría con magnitudes menores que 3, observada durante el período en referencia, se concentra básicamente en el Lago de Maracaibo y parte de su costa (área delimitada en la Figura 53). En específico, visualmente hablando, en el lago, los eventos parecen coincidir con la ubicación de la porción norte de la traza de la falla Icotea, aunque algunos otros pudieran vincularse con la ubicación del sistema Pueblo Viejo. En este punto, se aclara que la falla Icotea no muestra indicios claros de actividad cuaternaria a todo lo largo de su longitud, lo cual mantiene una viva controversia en tal respecto, sobre su última activación y a la percepción de su grado de actividad en las extremidades de la

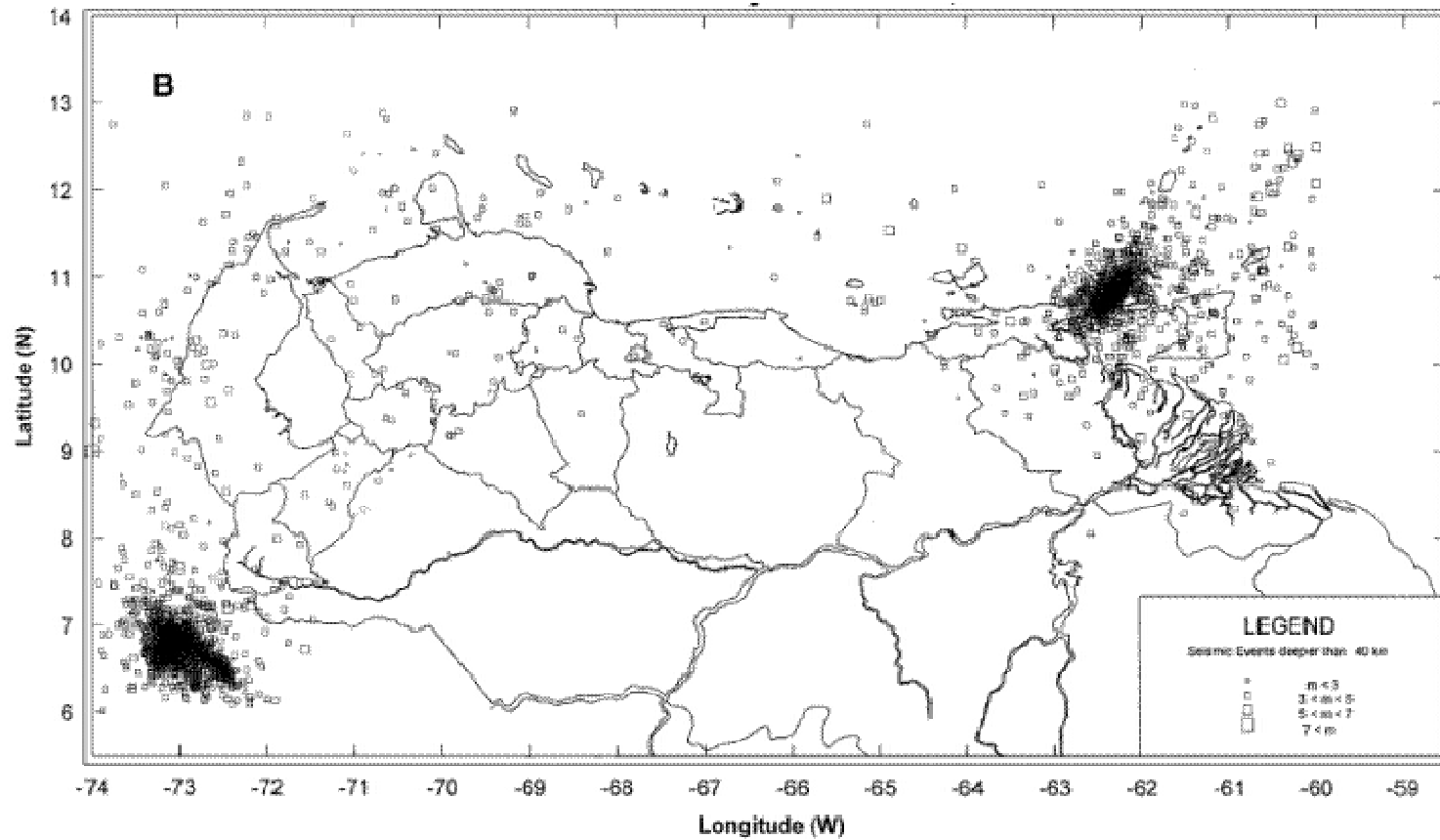
traza (Audemard y Ollarves 2004). Por el contrario, en la zona oriental del Lago de Maracaibo, la actividad sísmica somera más próxima a la costa (Figura 53), prioritariamente se concentra al norte de Ciudad Ojeda. Tierra adentro, dicha actividad pareciera coincidir con la traza de la falla Burro Negro, y más al norte, con una prolongación de la traza de Pueblo Viejo en tierra (línea de MARAVEN 1994-1995 en González 2012).

En términos de sismicidad más profunda (en este contexto, profundidades mayores que 40 km, Figura 54) o intermedia, ocurrieron pocos sismos en el área de interés, destacando sólo dos en la COLM.



Fuente: Audemard et al. (2005, p.197)

Figura 53. Sismicidad instrumental de Venezuela: 1910-2003: eventos más someros que 40 km. En rojo se resalta el área considerada.

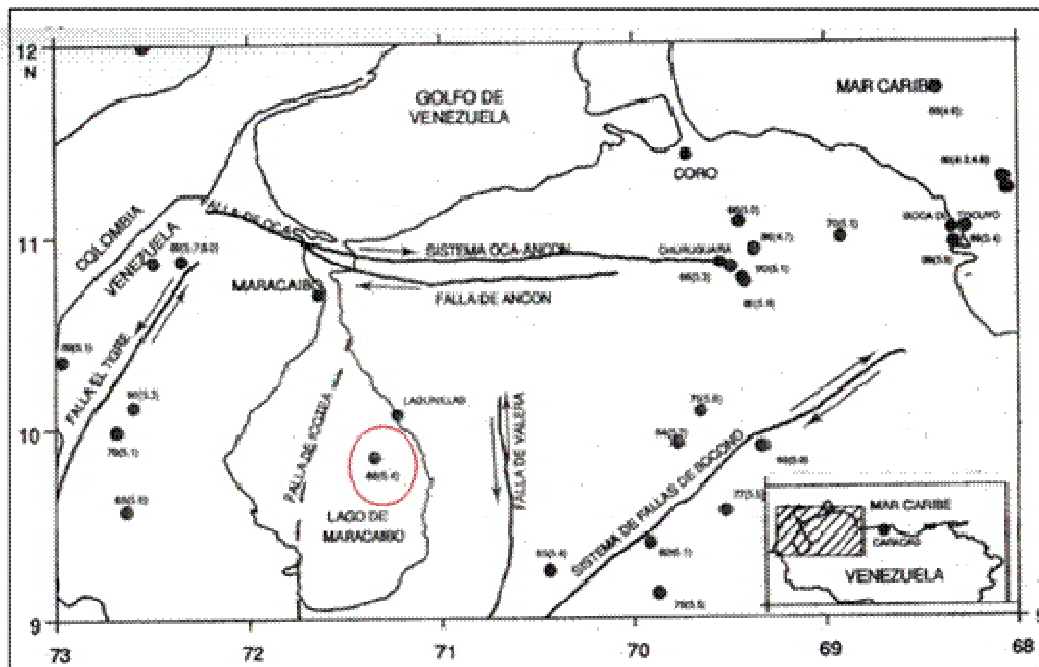


Fuente: Audemard et al. (2005, p.197)

Figura 54. Sismicidad instrumental de Venezuela: 1910-2003: eventos más profundos que 40 km.

9.1.1 Sismo del 12-07-1988

Adicionalmente al rango observado de magnitudes para eventos someros, se destaca la ocurrencia de algunos sismos con $M_w > 3$, de los cuales es preciso mencionar el ocurrido en 1988. Este sismo sucedió dentro del Lago de Maracaibo, a unos 25 km al suroeste de la población de Lagunillas (Figura 55). Con base en los reportes de las distintas agencias internacionales (International Seismological Center - ISC, National Earthquake Information Center - NEIC, HARVARD y FUNVISIS), su magnitud (M_b) estuvo en el rango 5,0 y 5,5; siendo 5,0 el valor reportado por FUNVISIS (en Malavé 1992).



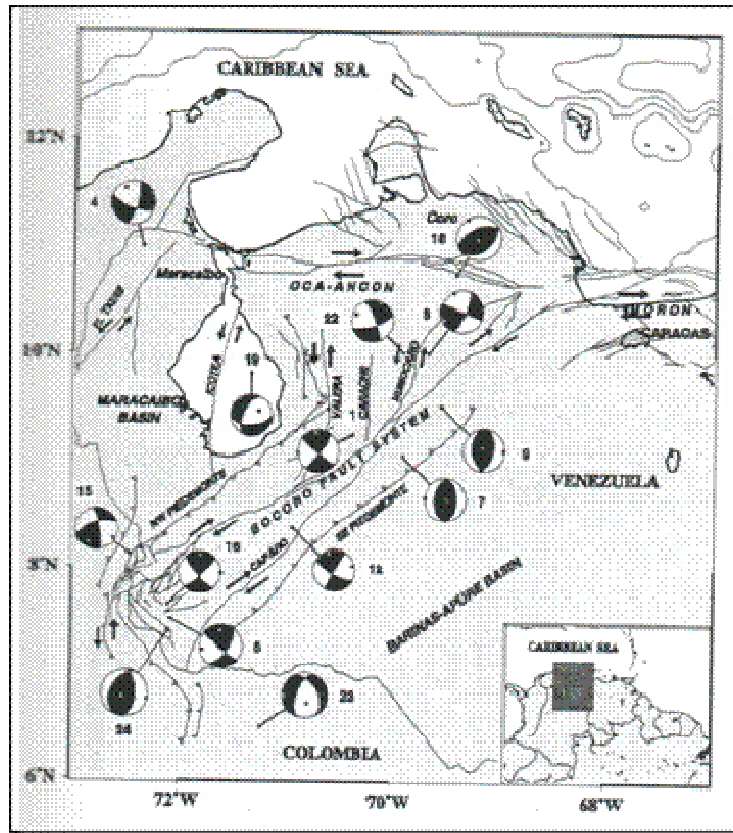
Fuente: Malavé (1992, p. 25)

Figura 55. Sismicidad ($M_b \geq 5,0$) ocurrida en el noroccidente de Venezuela entre 1964 y 1990. En círculo rojo se encierra el sismo del 12-07-1988.

El epicentro del sismo en referencia estuvo bien restringido, de conformidad con las localizaciones aportadas por las diferentes agencias citadas, así como la determinada en Malavé (1992) a partir de SE89 (Dewey 1971), aunque todas se concentraron en un radio menor que 12 km, exceptuando la correspondiente a HARVARD, donde se usó un número reducido de estaciones. Dicho epicentro se localiza cerca de la COLM, al oeste del SPV.

El mecanismo focal⁴ obtenido a raíz de la inversión de ondas de volumen de Malavé (1992 y 1997), corresponde a un fallamiento predominantemente tensional, con una pequeña componente de deslizamiento a lo largo del rumbo (Figura 56). En forma preliminar, este tipo de movimiento no concuerda con el indicado por James (1985) para las fallas ubicadas en el bloque triangular de Maracaibo (ver sección 4.3). Sin embargo, dependiendo del plano nodal⁴ escogido, la componente de desplazamiento a lo largo del rumbo podría variar.

⁴ Revisar el Anexo A



Fuente: Malavé (1997, p. 116)

Figura 56. Mecanismos focales determinados para sismos $m_b \geq 5,4$, ocurridos en el occidente de Venezuela desde 1964. Con el número 19 se identifica el mecanismo asociado con el sismo del 12-07-1988.

No existen evidencias concretas, que permitan correlacionar este sismo con alguna de las fallas activas o potencialmente activas en existencia en la cuenca de Maracaibo, aunque algunos autores han identificado estructuras en la zona, a las cuales pudiera asociarse el mismo.

Como en el período estudiado de sismicidad instrumental la magnitud del sismo de 1988 ha sido la superior ocurrida, dicho valor se considera importante e incluyente dentro de los análisis de respuesta dinámica en la zona.

9.2. Sismicidad 2006-2016

Para el análisis de la sismicidad instrumental durante el período en referencia, se revisó la información contenida en los boletines sismológicos de Venezuela (FUNVISIS 2006-2011), así como los registros de sismicidad mensual 2012-2016 (FUNVISIS 2012-2016, publicados en www.funvisis.gob.ve).

En la cuenca de Maracaibo, la sismicidad instrumental (1910-2003 y 2006-2016) se concentra básicamente en el lago y parte de su costa oriental. Se manifiesta mediante sismos someros (≤ 40 km de profundidad) de magnitudes variables, predominando aquellos con M_w entre 2 y 3, los cuales pueden vincularse geográficamente y de manera preliminar a las fallas activas presentes. A objeto de este estudio particular, se obviaron las fallas activas Boconó y Oca-Ancón, así como la sismicidad vinculada con los sistemas de corrimiento de los piedemontes de los Andes de Mérida, dado que las correspondientes fuentes se encuentran fuera del radio seleccionado del área de afectación.

Entre 2006-2016, se identificaron 122 eventos sísmicos someros (de profundidad menor que 40 km) de magnitudes variables con epicentros en el Lago de Maracaibo y la COLM, los cuales pudieran vincularse a las distintas fallas presentes en el bloque triangular de Maracaibo. De los 122 eventos identificados, 34 pueden asociarse con la falla Pueblo Viejo. Las figuras 57 y 58 presentan la distribución de sismos ocurridos durante el período estudiado. La Tabla B1 del Anexo B presenta las características esenciales de los sismos recopilados.

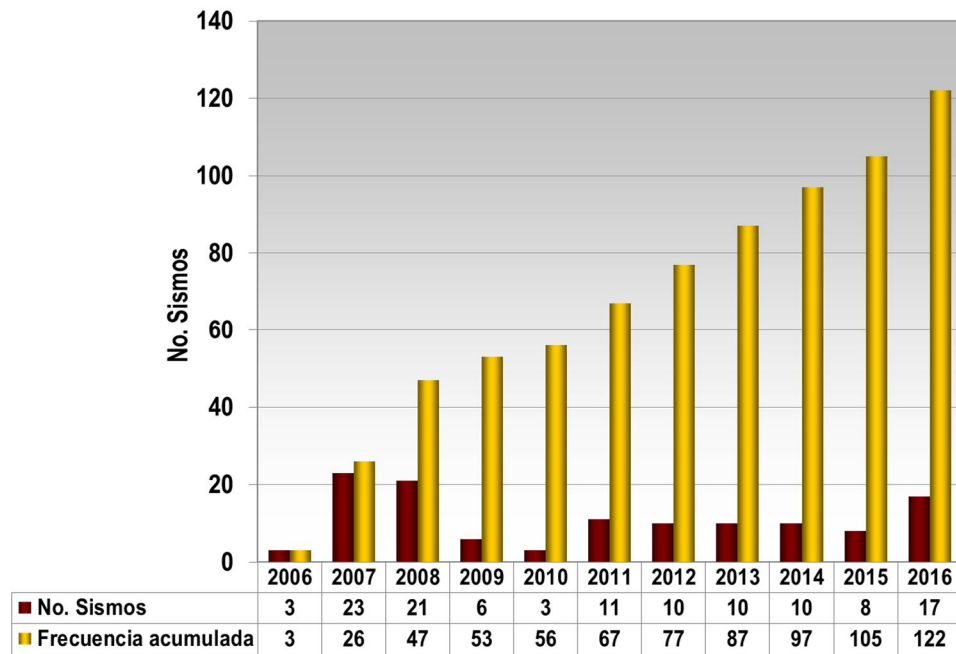


Figura 57. Distribución temporal de sismos ocurridos en el Lago de Maracaibo y la COLM, entre 2006 y 2016.

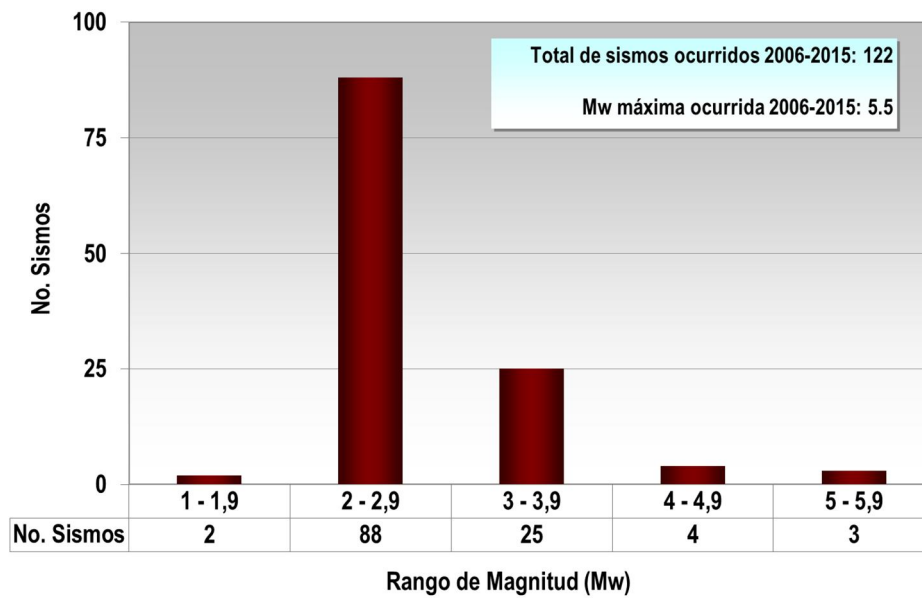


Figura 58. Distribución de sismos ocurridos en la COLM por rangos de magnitud, desde 2006 hasta 2016.

De conformidad con la información mostrada en las figuras 57 y 58, junto con la Tabla B1 del Anexo B, es de notar que predominan los eventos de magnitudes menores o iguales que 3. En específico, de 90 sismos producidos en este rango, se presentaron 88, cuyas magnitudes estuvieron comprendidas entre 2,0 y 2,9, respectivamente. En contraposición, con magnitudes mayores que 3 se presentaron 32, de los cuales sólo 7 fueron analizados por FUNVISIS en lo que respecta al cálculo de mecanismos focales.

En la Tabla B1, se incluyó una columna con las posibles fallas asociadas a cada sismo somero. Sobre este punto, se aclara que exceptuando aquellos casos con mecanismos focales establecidos, dicha aproximación fue sólo de carácter preliminar y únicamente consideró cercanía geográfica entre los epicentros correspondientes y las fuentes ubicadas en la zona, asumiendo que todas son activas (premisas indicadas al inicio del capítulo). En tal sentido, es menester realizar un análisis sismológico a fondo e individual de cada sismo, en aras de determinar el mecanismo focal correspondiente, lo cual junto con la caracterización de cada una de las fallas circundantes y la tectónica imperante, permitirá adjudicar cada evento de manera definitiva. Esta asignación se enfatiza en aquellos casos donde se identificaron varias fallas posibles para un mismo evento, y que además, dichas fallas presentan movimientos contrarios, tal es el caso de las fallas Burro Negro (fallamiento en rampa lateral con componente de movimiento transcurrente dextral), Icotea y Pueblo Viejo (transpresional con componente de movimiento transcurrente sinistral).

9.3 Selección de mecanismos focales representativos

Considerando el movimiento transpresivo observado en SPV, se compilaron mecanismos focales de fallas similares próximas, tomando en consideración trabajos previamente publicados (Audemard et al. 2005 y Palma et al. 2010), así como

boletines de eventos recientemente ocurridos (FUNVISIS 2011-2014, publicados en www.funvisis.gob.ve). Específicamente, se seleccionaron siete mecanismos focales compatibles, cuyos parámetros detallados se muestran en la Tabla 1. Para la transformación del deslizamiento (*rake*) a la estría (*pitch*), en cada caso, se utilizó la convención establecida en la Figura 59.

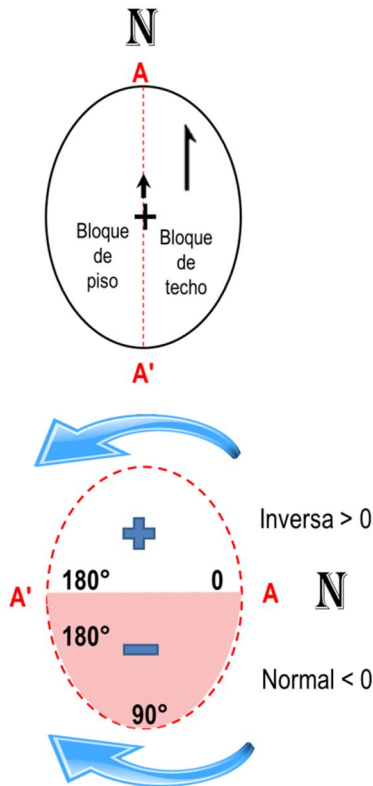


Figura 59. Transformación del deslizamiento (*rake*) a la estría (*pitch*).

Tabla 1. Mecanismos focales compilados compatibles con SPV.

Fecha	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad (Km)	Magnitud	Plano nodal seleccionado			Transformación a Pitch (°)	Falla	Referencia
					Azimut	Buzamiento	Deslizamiento (Rake)			
05/05/1979	9,09	71,56	22	M _b 5,6	26,0	82,0	142,9	37,1	Sur del Lago	Audemard et al. (2005)
C°07/1979	10,5	63,25	1,5		156,0	51,4	-6,4	6,4	Burbusay	Audemard et al. (2005)
01/04/2003	9,84	70,82	0,1	M _b 3,2	153,0	46,2	32,8	32,8	Mene Grande	Audemard et al. (2005)
01/04/2003C	9,82	70,80			151,0	48,3	37,4	37,4	Mene Grande	Audemard et al. (2005)
04/08/2006	10,00	70,65	9,4	M _w 5,5	175,0	88	26,6	26,6	Valera	Palma et al. (2010)
21/10/2011	9,66	70,66	18,4	M _w 3,7	319,6	54,2	16,8	16,8	Valera	Funvisis (2011) [en línea]
09/02/2014	9,94	71,69	16,8	M _w 4,2	165	45	61,9	61,9	Lama-Icotea	Funvisis (2014) [en línea]

9.3.1 Determinación de mecanismo focal promedio

Con el objeto de obtener la estría promedio, se determinó un mecanismo focal promedio a partir de la compilación realizada en la Tabla 1 de las fallas similares próximas a SPV y se consideró la desviación estándar (σ) calculada sobre los datos para establecer el rango superior e inferior (Tabla 2).

Tabla 2. A) Plan nodal promedio calculado, desviación estándar y error en cada parámetro. B) Rango inferior y superior del plano nodal promedio considerando la desviación estándar.

Azimut	Buzamiento	Deslizamiento (Rake)	Pitch
Plano nodal Promedio			
163,7	59,3	44,6	31,3
Desviación estándar con respecto a la población (σ)			
79,0	16,6	44,5	16,3
Error estándar de las muestras			
29,9	6,3	16,8	6,2

A)

	Azimut	Buzamiento	Deslizamiento (Rake)	Pitch
Plano nodal Prom + σ	242,7	75,9	89,1	47,6
Plano nodal Prom - σ	84,6	42,7	0,1	15,0

B)

La estría promedio calculada (31°) es indicativa de que en el movimiento transpresivo de SPV, domina la componente transcurrente sinistral sobre la componente inversa.

9.4. Determinación del movimiento de la falla

En esta sección, se presenta la estimación de la tasa de movimiento promedio de SPV, a partir de la retrodeformación de las superficies geológicas regionales interpretadas considerando la relación de proporcionalidad entre las componentes de movimiento. Así pues, se obtuvo el vector desplazamiento promediado de una población de mecanismos focales en la cuenca del Lago de Maracaibo, calculando su estricta promedio ($31^\circ \pm \sigma$, ver Tabla 2 y Sección 9.3.1), así como la estricta derivada del tensor de esfuerzos regional.

Para la obtención de la estricta (pitch) a partir del tensor de esfuerzos regional, se consideró un esfuerzo máximo (σ_1) de 290 (Audemard y Audemard 2002, Audemard et al. 2005 y Audemard y Castilla 2016), aplicado en un plano con rumbo general N-S y buzamiento no inferior a 70°E , utilizando la red estereográfica de Schmidt (Figura 60), a fin de garantizar que la componente inversa de SPV eleve el bloque oriental (bloque de techo al este de la falla, Figura 61), como se expresó en la Sección 8.2.1.

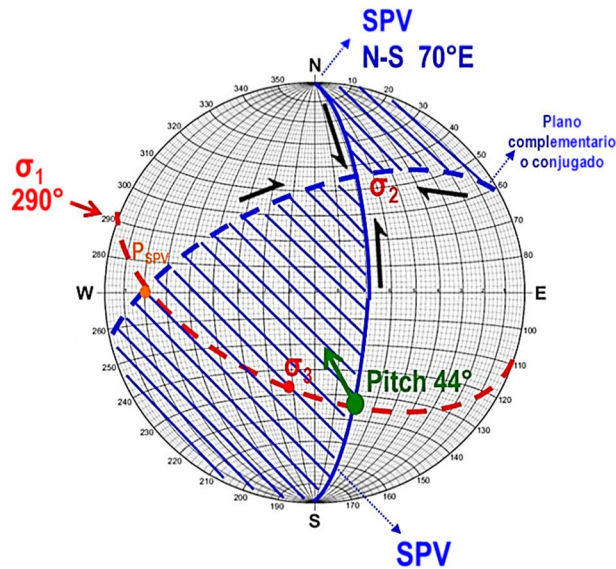


Figura 60. Obtención de la estricta (pitch) de SPV, a partir del tensor de esfuerzos regional, utilizando red de Schmidt.

Con el procedimiento anterior graficado en la Figura 60, se obtuvo un pitch de 44° , el cual se encuentra en el rango calculado por la compilación de mecanismos focales (Tabla 2B), reforzando el dominio de la componente transcurrente en el movimiento total de SPV.

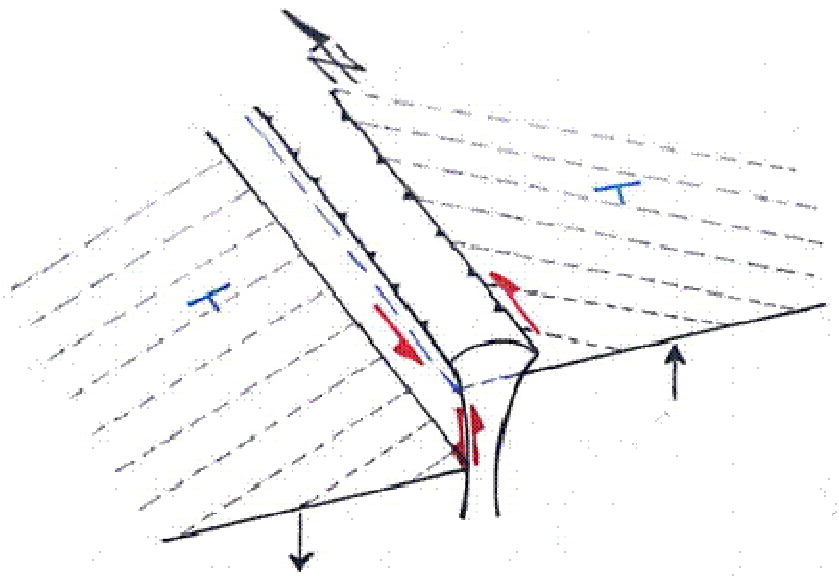


Figura 61. Estructura general de la falla Pueblo Viejo, mostrando el movimiento transpresivo del sistema. Por la componente vertical, el bloque levantado se aprecia al este.

9.4.1 Determinación del movimiento vertical

Como movimiento vertical se asumió el salto de la falla calculado en la Sección 8.3, sobre dos marcadores regionales: Plioceno-Mioceno (250 pies) y discordancia Post Eocena (Mioceno Medio; 2.250 pies), respectivamente, a partir de mapas estructurales.

9.4.2 Determinación de los movimientos horizontal y total

Los movimientos horizontal y total se calcularon con base en la relación de proporcionalidad geométrica entre todas las componentes del movimiento, partiendo del vertical, considerando funciones trigonométricas y utilizando el *pitch* calculado en los dos escenarios (población de mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional). Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3. Movimiento del SPV en Mioceno-Plioceno y discordancia Post Eocena, considerando los dos escenarios de pitch calculados (población mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional).

Fuente de cálculo	Pitch (°)		Movimiento vertical		Movimiento horizontal (m)	Movimiento total (m)	Edad	
			Pies	m			(Ma)	Época
Mecanismos focales	Pitch	31	250,0	76,2	125,4	146,7	5	Plioceno-Mioceno
			2.250,0	685,8	1.128,6	1.320,6	17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)
	Pitch+ σ	48	250,0	76,2	69,6	103,2	5	Plioceno-Mioceno
			2.250,0	685,8	626,3	928,8	17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)
	Pitch- σ	15	250,0	76,2	284,8	294,9	5	Plioceno-Mioceno
			2.250,0	685,8	2.563,5	2.653,7	17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)
Tensor de esfuerzos regional	44		250,0	76,2	78,9	109,7	5	Plioceno-Mioceno
			2.250,0	685,8	710,2	987,2	17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)

Para pitch por mecanismos focales, ver σ en la Tabla 2 y Sección 9.3.1

CAPÍTULO X

COMPORTAMIENTO SISMOGÉNICO DE SPV

Este capítulo aborda la estimación del comportamiento sismogénico del SPV, a partir de la determinación del sismo máximo posible y máximo probable, el desplazamiento cosísmico y el período de retorno, considerando relaciones empíricas establecidas.

10.1 Parámetros de la fuente previos a este trabajo

Según Murria (1992), la falla tiene una tasa de deslizamiento de 0,02 mm/año y magnitud máxima asociada de 6,5. Los parámetros asumidos para esta fuente en estudios previos de zonificación (Celis et al. 1996; Fernández et al. 1996) se disponen en la Tabla 4.

Tabla 4. Parámetros asumidos para la falla Pueblo Viejo

Longitud total (km)	70
Longitud de ruptura (km)	40
Sismo máximo probable (Ms)	6,7
Velocidad (cm/s)	0,05
Profundidad (km)	13
Momento sísmico M_0 (dinas*cm)	1,41E+26
Tasa de recurrencia (eventos/año)	0,01997
Distancia epicentral (km)	20
a50 (g)	0,14
a95 (g)	0,4

Fuente: Datos tomados de Celis et al. (1996) y Fernández et al. (1996)

10.2 Determinación del sismo máximo posible

Para la determinación del sismo máximo posible, se abordaron dos estrategias fundamentales e independientes. La primera corresponde con la revisión de la actividad sísmica reciente (Capítulo IX); y la segunda, con la utilización de relaciones empíricas en función de la longitud de ruptura (González y Boscán 2013).

En este contexto, se utilizaron varios tipos de magnitud, los cuales se mencionan a continuación:

- ♣ Magnitud de momento sísmico (M_w)
- ♣ Magnitud por ondas corpóreas (M_b)
- ♣ Magnitud por ondas superficiales (M_s)

Existen diferentes equivalencias entre los distintos tipos de magnitudes. Para el caso de magnitud de momento sísmico y la magnitud de ondas superficiales, se utilizó Okel y Romanovicz (1994):

$$M_w = 2,27 + \frac{2}{3}M_s \quad [1]$$

Para el caso de magnitud de ondas superficiales y magnitud por ondas corpóreas, se utilizó Alva y Escalaya (2005):

$$M_b = 3,30 + 0,40M_s \quad [2]$$

10.2.1 Cálculos a partir de la longitud de la ruptura

La falla Pueblo Viejo ha sido incluida en estudios previos de zonificación en la COLM. Así por ejemplo, Murria (1992) indicó que la falla tiene una magnitud de

ondas superficiales máxima asociada de Ms 6,5 para la longitud de las trazas de 50 y 75 km, con probabilidades de 0,4 y 0,6 respectivamente. Sin embargo, Celis et al. (1996) y Fernández et al. (1996) asumieron 70 km de longitud total de la falla, con una longitud de ruptura de 40 km y un máximo sismo probable de Ms 6,7 (Tabla 4).

Considerando que las longitudes de ruptura se pueden relacionar con las magnitudes, para los diferentes tipos de fuentes sísmicas a partir de relaciones empíricas, en este trabajo, se determina el sismo máximo posible a partir de la longitud total determinada de SPV. En específico, como la falla presenta movimiento reciente transpresivo, con dominio de la componente sinistral, se adoptó la formulación de Wells y Coppersmith (1994) aplicable para fallas con movimiento a lo largo del rumbo.

Aunque SPV no aflora en toda su longitud (se extiende tierra adentro hacia el NNE, donde llega a superficie), para los cálculos, se asumieron dos escenarios. El primero supone que la ruptura es superficial y única en toda su extensión. El segundo escenario considera las trazas presentadas en la Figura 52 (resultantes del análisis de líneas geofísicas regionales), las cuales claramente evidencian que SPV es discontinua y que la ruptura puede ser en 2 segmentos. Específicamente, dicho escenario supone que la ruptura es superficial en un segmento de 70 km más al norte de SPV, abarcando el tramo aflorante en tierra hacia el NNE; y subsuperficial en el segundo tramo de 80 km, que incluye parte de las trazas en lago y hacia su terminación al sur, respectivamente.

10.2.1.1 Escenario 1: única ruptura superficial

En este escenario, la aplicación de Wells y Coppersmith (1994) se realizó en un solo tramo, asumiendo que la longitud o extensión de la falla es la misma longitud de ruptura.

Específicamente, se asumió una longitud de la ruptura en superficie (SRL en inglés, por *Surface Rupture Length*) de 150 km, considerando la extensión total de SPV expuesta en la Sección 8.3.4. La relación empírica utilizada en este caso (mostrada en la ecuación [3]) se tomó de Wells y Coppersmith (1994) y corresponde a movimiento transcurrente, siendo aplicable en un rango de longitudes entre 1,3 y 432 km, así como en un rango de magnitudes entre 5,6 y 8,1.

$$M = 5,16 + 1,12 \text{Log}(SRL) \quad [3]$$

A raíz del cómputo realizado, la magnitud obtenida fue de $M_w 7,6 \pm \sigma$, donde la desviación estándar (σ) corresponde a 0,28. De manera que el máximo sismo posible se encuentra en un rango entre $M_w 7,3$ y $7,9$.

10.2.1.2 Escenario 2: falla discontinua con ruptura en dos segmentos

En este caso, la aplicación de Wells y Coppersmith (1994) se realizó para dos tramos, asumiendo que la longitud o extensión de cada uno (sea el superficial o el subsuperficial) es la misma longitud de ruptura en cada caso. Se aclara que con la información disponible y revisada a la fecha, no ha sido posible establecer con certidumbre si las trazas de la falla se fragmentan a lo largo de su extensión en dos o más segmentos de ruptura posible, como lo hace la falla El Pilar al oriente del país.

Se empleó el segmento de falla que no aflora, pero genera deformación en dúctil, el cual corresponde al extremo centro-sur de las trazas. Se asumió una longitud de la ruptura en subsuelo (RLD, por sus siglas en inglés, *Subsurface Rupture Length*) de 80 km. La relación empírica utilizada en este caso (mostrada en la ecuación [4]) se tomó de Wells y Coppersmith (1994) para movimiento transcurrente, siendo aplicable en un rango de longitudes entre 1,5 y 350 km, así como en un rango de magnitudes entre 4,8 y 8,1. Este rango abarca el máximo sismo ocurrido en el Lago de Maracaibo,

reportado en el Capítulo IX (1988; M_b 5,0 equivalente a M_w 5,1 utilizando las ecuaciones [1] y [2]).

$$M = 4,33 + 1,49 \text{Log}(RLD) \quad [4]$$

A raíz del cómputo realizado, la magnitud obtenida fue de M_w 7,2 +/- σ , donde la desviación estándar (σ) corresponde a 0,24 en [5] y 0,26 en [6]. De manera que el máximo sismo posible en este tramo se encuentra en un rango entre M_w 6,9 y 7,5.

Análogamente, se realizó el cálculo con el segmento centro-norte de la falla, asumiendo un tramo de 70 km como SRL, que incluye el tramo aflorante en tierra hacia el NNE, aplicando la ecuación [3]. Se obtuvo una magnitud de M_w 7,2 +/- σ , donde la desviación estándar (σ) corresponde a 0,28. De allí que el máximo sismo posible en este tramo se encuentra en un rango entre M_w 6,9 y 7,5.

10.3. Determinación del sismo máximo probable

Para este cálculo, se utilizó la longitud total de SPV reconocida en estudios similares previos (70 km; Celis et al. 1996 y Fernández et al. 1996), junto con la formulación de Wells y Coppersmith (1994), mostrada en la ecuación [3]. Se obtuvo un sismo máximo probable de M_w 7,2 +/- σ , donde la desviación estándar (σ) corresponde a 0,28. Este resultado difiere en un 7% por encima del presentado (M_w 6,7) en tales estudios previos (Tabla 4; Celis et al. 1996 y Fernández et al. 1996).

Por otro lado, es de destacar que dentro de los cálculos del sismo máximo posible (con los dos escenarios planteados) y del sismo máximo probable, también se aplicó la formulación de Wells y Coppersmith (1994) para fallas con movimiento oblicuo o combinado. Se obtuvieron resultados idénticos a los ya mostrados con formulación de fallas transcurrentes.

10.4 Determinación del desplazamiento cosísmico

La determinación del desplazamiento cosísmico, asociado con la ocurrencia de un sismo, producto de la ruptura del plano de falla del SPV en cualquiera de sus trazas, se basó en el cálculo del promedio y el máximo, a partir de las ecuaciones empíricas aplicables a fallas con movimiento a lo largo del rumbo, en el entendido que el movimiento reciente mostrado en las evidencias analizadas es de tipo transpresivo (sinestral inverso), pero con dominio de la componente sinestral.

10.4.1 Máximo desplazamiento cosísmico

El máximo desplazamiento (MD, por sus siglas en inglés *Maximum Displacement*) se estimó utilizando las ecuaciones [5] y [6] tomadas de Wells y Coppersmith (1994). En primer lugar, el cálculo se basó en el sismo máximo posible mayor ($M_w 7,6 \pm \sigma$) y el sismo máximo probable ($M_w 7,2 \pm \sigma$) calculados para SPV; y en segundo, considerando la SRL de 150 km (total) y 70 km (de estudios similares previos: Celis et al. 1996 y Fernández et al. 1996).

$$\text{Log}(MD) = -7,03 + 1,03M \quad [5]$$

$$\text{Log}(MD) = -1,69 + 1,16\text{Log}(SRL) \quad [6]$$

Las ecuaciones [5] y [6] son aplicables con desviaciones estándar (σ) definidas en 0,34 y 0,36 respectivamente, en un rango de desplazamientos entre 0,01 y 14,6 m, un rango de magnitudes entre 5,6 y 8,1 así como un rango de longitudes de ruptura entre 1,3 y 432 km. Los resultados obtenidos de la aplicación de ambas ecuaciones se muestran en las tablas 5 y 6.

10.4.2 Desplazamiento cosísmico promedio

El desplazamiento promedio (AD por sus siglas en inglés, *Average Displacement*) se estimó utilizando las ecuaciones [7] y [8] de Wells y Coppersmith (1994). Al igual que en la sección anterior, el cálculo se basó en el sismo máximo posible y el sismo máximo probable calculados, así como en la SRL determinada en este trabajo.

$$\text{Log}(AD) = -6,32 + 0,90M \quad [7]$$

$$\text{Log}(AD) = -1,70 + 1,04\text{Log}(SRL) \quad [8]$$

Las ecuaciones [7] y [8] son aplicables con desviaciones estándar (σ) definidas en 0,28 y 0,32 respectivamente, en un rango de desplazamientos entre 0,10 y 8 m, un rango de magnitudes entre 5,6 y 8,1 así como un rango de longitudes de ruptura entre 3,8 y 432 km. Los resultados obtenidos de la aplicación de ambas ecuaciones se muestran en las tablas 5 y 6.

Tabla 5. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de la magnitud, considerando sismo máximo posible y sismo máximo probable.

Sismo máximo posible						Sismo máximo probable					
Magnitud (M _w)		MD (m)		AD (m)		Magnitud (M _w)		MD (m)		AD (m)	
M _w	7,6	MD	6,2	AD	3,3	M _w	7,2	MD	2,6	AD	1,5
		MD+σ	6,6	AD+σ	3,6			MD+σ	2,9	AD+σ	1,8
		MD-σ	5,9	AD-σ	3,0			MD-σ	2,3	AD-σ	1,2
M _w +σ	7,9	MD	12,1	AD	5,9	M _w +σ	7,5	MD	5,0	AD	2,7
		MD+σ	12,5	AD+σ	6,2			MD+σ	5,4	AD+σ	3,0
		MD-σ	11,8	AD-σ	5,6			MD-σ	4,7	AD-σ	2,4
M _w -σ	7,3	MD	3,2	AD	1,8	M _w -σ	6,9	MD	1,3	AD	0,9
		MD+σ	3,6	AD+σ	2,1			MD+σ	1,7	AD+σ	1,1
		MD-σ	2,9	AD-σ	1,6			MD-σ	1,0	AD-σ	0,6
σ = 0,28		σ = 0,34		σ = 0,28		σ = 0,28		σ = 0,34		σ = 0,28	
(*) Utilizando Wells y Coppersmith (1994)											

Tabla 6. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de dos escenarios de SRL.

SRL (km)	MD (m)		AD (m)	
150,0	MD	6,8	AD	3,7
	MD+σ	7,2	AD+σ	4,0
	MD-σ	6,5	AD-σ	3,3
70,0	MD	2,8	AD	1,7
	MD+σ	3,2	AD+σ	2,0
	MD-σ	2,5	AD-σ	1,3
Desv. Estándar	σ = 0,36		σ = 0,32	
(*) Utilizando Wells y Coppersmith (1994)				

En consecuencia, según las cifras obtenidas en las tablas 5 y 6, se tendrá un máximo desplazamiento cosísmico en el rango entre 1,0 y 12,5 m y desplazamientos cosísmicos promedios en el rango entre 0,6 y 6,2 m, respectivamente, dependiendo del escenario escogido.

10.4.3 Cálculos a partir de formulación empírica de fallas con movimiento oblicuo

Adicional a los cálculos mostrados en las secciones 10.4.1 y 10.4.2, se utilizó la formulación de Wells y Coppersmith (1994) aplicable en fallas con movimiento oblicuo o combinado, basada en las ecuaciones [9] a [12]:

$$\text{Log}(MD) = -5,46 + 0,82M \quad [9]$$

$$\text{Log}(AD) = -4,80 + 0,69M \quad [10]$$

$$\text{Log}(MD) = -1,38 + 1,02\text{Log}(SRL) \quad [11]$$

$$\text{Log}(AD) = -1,43 + 0,88\text{Log}(SRL) \quad [12]$$

Los resultados obtenidos en esta sección, se muestran en las tablas 7 y 8, donde se observa un máximo desplazamiento cosísmico en el rango entre 1,3 y 10,5 m, así como desplazamientos cosísmicos promedios en el rango entre 0,6 y 5,3 m, respectivamente, dependiendo del escenario escogido. Ambos rangos resultan menores que los obtenidos asumiendo formulación empírica de falla transcurrente.

Tabla 7. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de la magnitud, considerando sismo máximo posible y sismo máximo probable, con formulación para fallas con movimiento oblicuo.

Sismo máximo posible						Sismo máximo probable					
Magnitud (Mw)		MD (m)		AD (m)		Magnitud (Mw)		MD (m)		AD (m)	
Mw	7,6	MD	6,0	AD	2,8	Mw	7,2	MD	2,9	AD	1,5
		MD+ σ	6,4	AD+ σ	3,2			MD+ σ	3,3	AD+ σ	1,9
		MD- σ	5,5	AD- σ	2,4			MD- σ	2,5	AD- σ	1,2
Mw+ σ	7,9	MD	10,1	AD	4,4	Mw+ σ	7,5	MD	4,9	AD	2,4
		MD+ σ	10,5	AD+ σ	4,7			MD+ σ	5,3	AD+ σ	2,7
		MD- σ	9,7	AD- σ	4,0			MD- σ	4,5	AD- σ	2,0
Mw- σ	7,3	MD	3,5	AD	1,8	Mw- σ	6,9	MD	1,7	AD	1,0
		MD+ σ	3,9	AD+ σ	2,2			MD+ σ	2,1	AD+ σ	1,3
		MD- σ	3,1	AD- σ	1,4			MD- σ	1,3	AD- σ	0,6
$\sigma = 0,28$		$\sigma = 0,42$		$\sigma = 0,36$		$\sigma = 0,28$		$\sigma = 0,42$		$\sigma = 0,36$	
(*) Utilizando Wells y Coppersmith (1994)											

Tabla 8. Máximo desplazamiento y desplazamiento promedio calculados a partir de dos escenarios de SRL, con formulación para fallas con movimiento oblicuo.

SRL (km)	MD (m)		AD (m)	
150,0	MD	6,9	AD	3,1
	MD+ σ	7,3	AD+ σ	3,4
	MD- σ	6,5	AD- σ	2,7
70,0	MD	3,2	AD	1,6
	MD+ σ	3,6	AD+ σ	1,9
	MD- σ	2,8	AD- σ	1,2
Desv. Estándar	$\sigma = 0,41$		$\sigma = 0,36$	
(*) Utilizando Wells y Coppersmith (1994)				

10.5. Determinación de la velocidad de la falla

Se determinó la velocidad total de SPV, con base en la relación de proporcionalidad geométrica entre sus componentes (horizontal y vertical), mediante el teorema de Pitágoras. Dichas componentes se calcularon a partir de la ecuación [13], considerando el movimiento de la falla en ese sentido y la edad de los marcadores seleccionados: 5 millones de años (Ma) para Mioceno – Plioceno y 17 Ma para la discordancia Post Eocena (Mioceno Medio), respectivamente. Los resultados se muestran en la Tabla 9.

$$Velocidad_{v,h} = \frac{movimiento_{v,h}}{tiempo} \quad [13]$$

Tabla 9. Movimiento y velocidad del SPV en Mioceno-Plioceno y discordancia Post Eocena, considerando los dos escenarios de pitch calculados (población mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional).

Fuente de cálculo	Pitch (°)		Edad		Velocidad vertical	Velocidad horizontal	Velocidad total (V)
			(Ma)	Época	(mm/a)	(mm/a)	(mm/a)
Mecanismos focales	Pitch	31	5	Plioceno-Mioceno	0,02	0,03	0,03
			17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)	0,04	0,07	0,08
	Pitch+σ	48	5	Plioceno-Mioceno	0,02	0,01	0,021
			17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)	0,04	0,04	0,05
	Pitch-σ	15	5	Plioceno-Mioceno	0,02	0,06	0,06
			17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)	0,04	0,15	0,16
Tensor de esfuerzos regional	44		5	Plioceno-Mioceno	0,02	0,02	0,022
			17	Discordancia Post Eocena (Mioceno Medio)	0,04	0,04	0,06

Para pitch por mecanismos focales, ver σ en la Tabla 2 y Sección 9.3.1

10.6. Determinación del período de retorno

Se determinó el período de retorno de SPV mediante el cociente entre el desplazamiento cosísmico y la velocidad de la falla. Para los cálculos, se utilizó el máximo desplazamiento cosísmico (MD) calculado en la Sección 10.4.1, así como la velocidad total determinada en la Sección 10.5 en Mioceno-Plioceno (Tabla 9). Los resultados se muestran en la Tabla 10 (con MD resultante de SRL, mostrado en la Tabla 6) y Tabla 11 (con MD resultante de la magnitud, mostrado en la Tabla 5).

Tabla 10. Período de retorno en años (a), determinado con la velocidad de la falla en Mioceno-Plioceno (por mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional; Tabla 9) y MD en milímetros (mm) resultante del cálculo con SRL de la Tabla 6.

Período de retorno (a)					
SRL (km)	MD (mm)	V (mm/a)			
		0,03	0,021	0,06	0,022
150,0	6.828	232.651	330.801	115.778	311.209
	7.188	244.918	348.243	121.883	327.618
	6.468	220.384	313.358	109.674	294.800
70,0	2.820	96.106	136.651	47.827	128.558
	3.180	108.373	154.094	53.932	144.968
	2.460	83.839	119.209	41.723	112.149

Tabla 11. Período de retorno en años (a), determinado con la velocidad de la falla en Mioceno-Plioceno (por mecanismos focales y tensor de esfuerzos regional; Tabla 7) y MD en milímetros (mm) resultante del cálculo con Mw de la Tabla 5.

Escenarios de MD derivados del sismo máximo posible ($M_w 7,6 \pm \sigma$)					
Período de retorno (a)					
MD (m)	MD (mm)	V (mm/a)			
		0,03	0,021	0,06	0,022
6,2	6.239	212.607	302.301	105.804	284.397
6,6	6.579	224.192	318.774	111.569	299.895
5,9	5.899	201.021	285.828	100.038	268.899
12,1	12.121	413.026	587.272	205.542	552.491
12,5	12.461	424.611	603.745	211.307	567.989
11,8	11.781	401.440	570.799	199.776	536.993
3,2	3.212	109.440	155.611	54.463	146.395
3,6	3.552	121.026	172.084	60.228	161.892
2,9	2.872	97.855	139.137	48.697	130.897
Escenarios de MD derivados del sismo máximo probable ($M_w 7,2 \pm \sigma$)					
Período de retorno (a)					
MD (m)	MD (mm)	V (mm/a)			
		0,03	0,021	0,06	0,022
2,6	2.590	88.256	125.489	43.920	118.057
2,9	2.930	99.841	141.962	49.686	133.555
2,3	2.250	76.670	109.016	38.155	102.559
5,0	5.032	171.452	243.784	85.323	229.346
5,4	5.372	183.038	260.257	91.089	244.844
4,7	4.692	159.867	227.311	79.558	213.848
1,3	1.333	45.430	64.596	22.608	60.770
1,7	1.673	57.016	81.069	28.374	76.268
1,0	993	33.845	48.123	16.843	45.273

Nota: Verificar σ en la Tabla 5.

CAPÍTULO XI

ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA Y ANÁLISIS DE RESPUESTA DINÁMICA LINEAL

Este capítulo muestra el análisis de respuesta dinámica de los suelos en la COLM (Lagunillas, Bachaquero y Tía Juana), a partir del método equivalente lineal⁵, considerando distintos escenarios de actividad sismogénica en el SPV, a partir de acelerogramas reales de otras fuentes aplicables según el entorno tectónico imperante, junto con perfiles geotécnicos típicos del área.

Se presenta el análisis dinámico en las localidades de Bachaquero, Lagunillas y Tía Juana, asumiendo la posible ocurrencia de sismos en un radio de afectación de 60 km medidos a partir del punto de cruce de SPV en la costa a nivel de Bachaquero. De manera que para fines de este estudio particular, sólo se considera actividad sísmica sobre las trazas de SPV y la falla Icoatea (potencialmente activa), dada la ocurrencia del sismo de 1988 (ver Sección 9.1.1). Adicionalmente, se consideró sismicidad en la falla cuaternaria de Valera y en la falla potencialmente activa de Burro Negro, dadas las evidencias diagnósticas superficiales, geológicas o geomorfológicas, reportadas de la actividad de esta última (Audemard y Ollarves 2004). Por el contrario, se obviaron las fallas activas Boconó y Oca-Ancón, por encontrarse sus trazas fuera del área de afectación definida.

Se tomó en consideración la información disponible y accesible sobre datos geotécnicos y datos de sismicidad instrumental recientes en la zona, así como acelerogramas mundiales compatibles.

⁵ Revisar Anexo A (Sección A.7)

11.1 Selección de movimientos fuertes del terreno

Para la selección de los movimientos fuertes esperados en el terreno, se buscó un grupo de eventos sísmicos con registros acelerográficos disponibles en roca, que se pudieran ajustar a las características del entorno para los efectos del análisis, de acuerdo con el contexto geodinámico y tectónico imperante, con base en el estudio de la sismicidad local y considerando el sismo máximo posible calculado. Debido a la falta de información referente a movimientos fuertes locales, los acelerogramas seleccionados corresponden a eventos en los que la estructura de la corteza entre la fuente y el sitio de medición es similar a la del área estudiada de la COLM. La selección se realizó conforme a las siguientes condiciones:

- ✦ Mecanismo de ruptura transcurrente, considerando que se corroboró (a partir de tendidos sísmicos) que SPV tiene movimiento transpresivo reciente, pero dominando una fuerte componente transcurrente.
- ✦ Epicentros situados hasta 60 km del sitio.
- ✦ Sismo máximo posible $M_w \leq 7,6 \pm \sigma$ y sismo máximo probable $M_w 7,2 \pm \sigma$, con σ de 0,28.
- ✦ Aceleración máxima en roca o PGA entre 0,05 y 0,4 g. Este intervalo incluye el rango de aceleraciones probables ($a_{50} = 0,14$ y $a_{95} = 0,40$) usadas en Fernández et al. (1996), así como valores por exceso y defecto de la aceleración horizontal máxima del terreno expresada como fracción de la aceleración de la gravedad y obtenida de la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014) para la zona ($A_o = 0,17$ a $0,20$ g).

Los registros seleccionados bajo las condiciones expuestas, se disponen en la Tabla 12. Cabe destacar que el sismo de Loma Prieta (1989) fue utilizado durante el estudio de Fernández et al. (1996).

Tabla 12. Acelerogramas reales en roca, bajo condiciones similares a las imperantes en la COLM

Sismo (Estación)	M_w	M_s	Dist (km)	A_o (g)	Duración (s)
Landers, 1992 (SV0)	7,3	7,4	51,3	0,05	55,0
Northridge, 1994 (TPG)	6,7	6,7	14,9	0,33	58,7
Parkfield, 1966 (TMB)	6,1	6,2	9,9	0,36	30,3
Loma Prieta, 1989 (CSR)	6,9	7,1	46,9	0,11	15,0

Fuente: Datos tomados de PEER Strong Motion Database (2000). [Consulta en línea]

Nota: La equivalencia entre M_s y M_w puede asumirse con la ecuación [1].

Todos los eventos escogidos (Tabla 12) se asocian con la falla San Andrés en California, la cual es de tipo transcurrente y además se encuentra en el límite transformante (rumbo deslizante o transcurrente) entre las placas Norteamérica y Pacífico. En términos muy generales, ambas condiciones se aproximan al contexto imperante en el sitio de estudio (zona de límite de placas y movimiento transcurrente). Sin embargo, es de aclarar que el límite de placas en el occidente surcaribeño viene dado por una zona transpresional activa. De manera que, los eventos seleccionados sólo representan una componente del movimiento (horizontal o de rumbo), el cual pudiera claramente representar al activado por las fallas Boconó y Oca-Ancón de forma individual o como cupla cizallante en el bloque de Maracaibo.

11.2 Zonificación geotécnica

Se partió en la identificación de modelos de subsuelo somero, sobre la base de la caracterización geotécnica del sitio en la COLM, específicamente en Bachaquero, Lagunillas y Tía Juana. Para ello, se identificó un total de diecisiete zonas en secciones/progresivas del dique COLM, seis a nivel de Bachaquero, seis a nivel de Lagunillas y cinco a nivel de Tía Juana. Adicionalmente, se revisó la información bibliográfica existente relacionada con el área de interés. La información geotécnica se obtuvo a partir de datos publicados en trabajos previos (A.S.V. Laboratorios y Diseños de Ingeniería 1987, Suelos Concreto Asfalto 1987, Echezuría et al. 1995 y Celis et al. 1996).

Se estableció la zonificación geotécnica de cada uno de los perfiles de suelo, una vez identificado cada modelo de subsuelo somero para la fundación en las secciones seleccionadas, de acuerdo con la información disponible. Para ello, se consideraron algunos parámetros de interés, siendo éstos los siguientes:

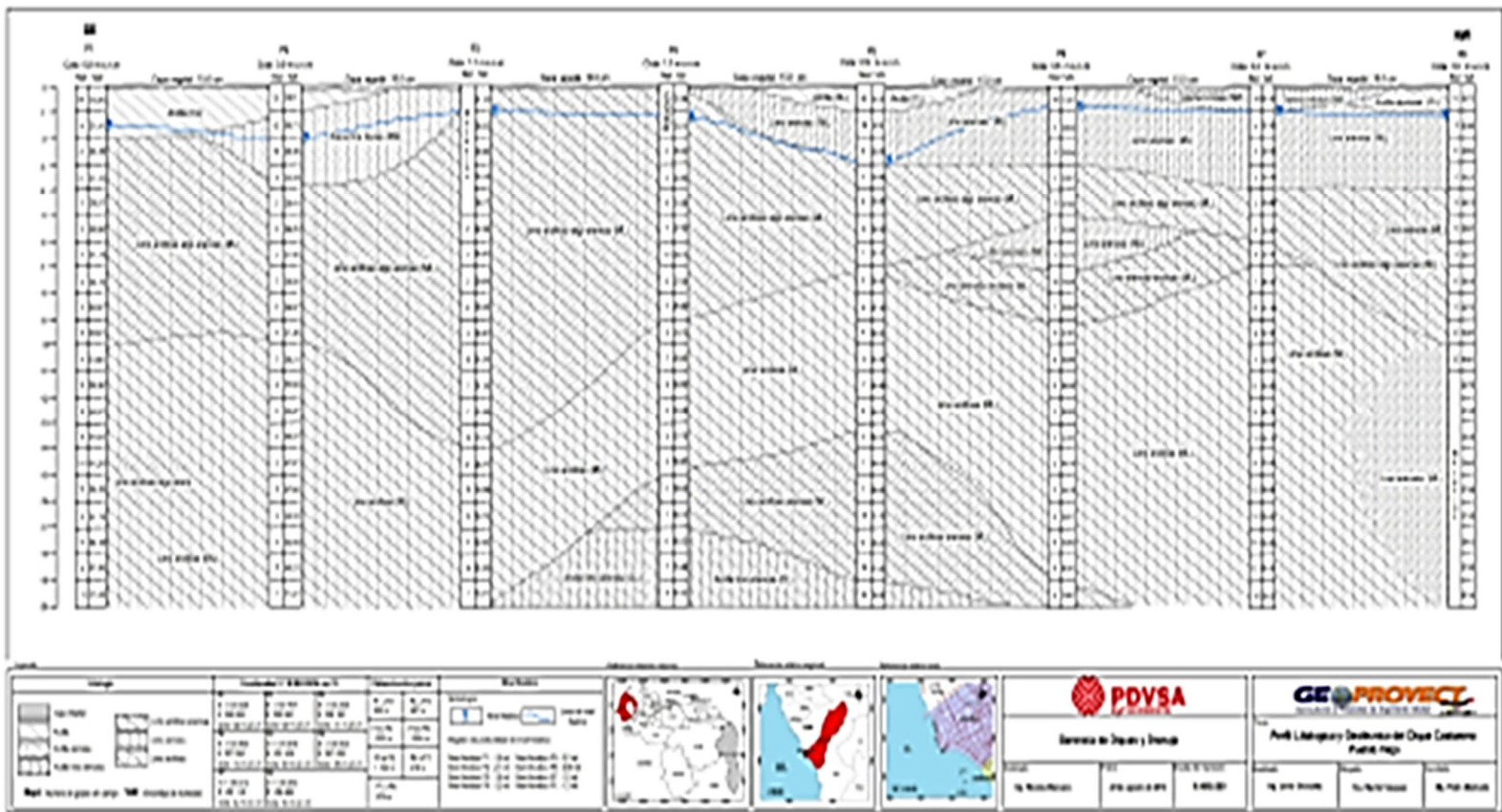
- a. Tipo de suelo
- b. Profundidad y espesor
- c. Número de golpes en el Ensayo de Penetración Normal (SPT)
- d. Velocidad de ondas de corte
- e. Índice de plasticidad promedio.

11.2.1 Bachaquero

El perfil generalizado del subsuelo somero en Pueblo Viejo-Bachaquero se presenta en la Figura 62. Esta zona corresponde al sector donde SPV atraviesa la costa y en ella se seleccionaron seis perforaciones en terreno natural sobre el tramo del dique (figuras 63 y 64). En general, para este trabajo, se identificaron algunas unidades, las cuales se mencionan a continuación (González y Boscán 2013; GEOPROYECT 2014; Figura 65):

- ✦ Una capa superficial de arenas limosas (SM) y limos no plásticos (MNP), de compacidad medianamente densa, cuyo espesor oscila entre 1 y 7 m de profundidad.
- ✦ Una matriz de arcillas de alta plasticidad (CL, CH), de consistencia blanda, cuyo espesor varía entre 4 y 10 m de profundidad, con intercalaciones de lentes de arena y limos no plásticos (MNP).
- ✦ Un estrato de arcillas de baja y alta plasticidad de consistencia firme a muy firme y arenas de compacidad media a compacta hasta los 25 m.
- ✦ Arenas limosas muy compactas a partir de los 25 m de profundidad, con pocos lentes de turba de espesor muy pequeño.
- ✦ Roca firme de la Formación El Milagro a partir de 30 m de profundidad

En las tablas 13 a 18 se disponen los parámetros geotécnicos específicos considerados para la caracterización dinámica de cada una de las secciones seleccionadas en Bachaquero. En la columna N SPT, se incorporó el número de golpes promedio por capa.



Fuente: GEOPROYECT (2014, p. 31)

Figura 62. Perfil generalizado del subsuelo somero en Pueblo Viejo, Bachaquero.



Figura 63. Área en Bachaquero (color azul), que abarca las seis perforaciones geotécnicas ubicadas en terreno natural del dique COLM a lo largo de la costa.



Fuente: Modificado de GEOPROYECT (2014)

Figura 64. Ubicación de puntos de muestreo geotécnico dique COLM Bachaquero.

Tabla 13. Parámetros geotécnicos Sección 1A progresiva N45+00 del dique COLM en Bachaquero.

Capa	Suelo	Prof. (ft)	Espesor (ft)	N SPT	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	0,0	13,1	4	398	121
2	CL	13,1	16,4	1	277	84
3	CH	29,5	22,2	1	277	84
4	CL	51,7	18,9	26	745	227
5	SM	70,5	27,9	52	936	285
6	SM	98,4	65,6	104	1176	358
7	El Milagro				1640	500

Fuente: Celis et al. (1996)

Tabla 14. Parámetros geotécnicos Sección 1B progresiva N38+00 del dique COLM en Bachaquero.

Capa	Suelo	Prof. (ft)	Espesor (ft)	N SPT	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	0,0	3,3	10	550	168
2	CH	3,3	9,8	6	471	144
3	MNP	13,1	8,2	1	277	84
4	CL	21,3	18,0	3	348	106
5	CH	39,4	9,8	4	398	121
6	CL	49,2	49,2	13	592	180
7	SM	98,4	65,6	104	1176	358
8	El Milagro				1640	500

Fuente: Celis et al. (1996)

Tabla 15. Parámetros geotécnicos Sección 2 progresiva N21+00 del dique COLM en Bachaquero.

Capa	Suelo	Prof. (ft)	Espesor (ft)	N SPT	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	0,0	9,8	19	677	206
2	SM	9,8	6,6	6	471	144
3	CL	16,4	32,8	3	348	106
4	CL	49,2	16,4	12	572	174
5	CL	65,6	32,8	26	745	227
6	SM	98,4	65,6	104	1176	358
7	El Milagro				1640	500

Fuente: Celis et al. (1996)

Tabla 16. Parámetros geotécnicos Sección 2A/3 progresiva S02+00 / S06+00 del dique COLM en Bachaquero.

Capa	Suelo	Prof. (ft)	Espesor (ft)	N SPT	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	0,0	23,0	3	348	106
2	CH	23,0	29,5	3	348	106
3	CL	52,5	45,9	3	348	106
4	SM	98,4	65,6	104	1176	358
5	El Milagro				1640	500

Fuente: Celis et al. (1996)

Tabla 17. Parámetros geotécnicos Sección 3 progresiva S16+00 del dique COLM en Bachaquero.

Capa	Suelo	Prof. (ft)	Espesor (ft)	N SPT	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	0,0	16,4	17	646	197
2	CL	16,4	9,8	3	348	106
3	SM	26,3	9,8	3	348	106
4	CL	36,1	19,7	6	471	144
5	CL	55,8	42,7	39	851	259
6	SM	98,4	65,6	104	1176	358
7	El Milagro				1640	500

Fuente: Celis et al. (1996)

Tabla 18. Parámetros geotécnicos Sección 4/4A/4B progresiva S60+00 del dique COLM en Bachaquero.

Capa	Suelo	Prof. (ft)	Espesor (ft)	N SPT	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	0,0	3,3	19	677	206
2	CL	3,3	3,3	13	592	180
3	SM	6,6	8,2	6	471	144
4	CL	14,8	11,5	3	348	106
5	SM	26,3	8,2	10	550	168
6	CL	34,5	21,3	3	348	106
7	CL	55,8	42,7	19	677	206
8	SM	98,4	65,6	104	1176	358
9	El Milagro				1640	500

Fuente: Celis et al. (1996)

Todos los parámetros contenidos en las tablas 13 a 18 se utilizaron como datos de entrada para realizar el análisis de respuesta dinámica de suelos ante carga sísmica mediante el método equivalente lineal.

11.2.2 Lagunillas

El perfil generalizado del suelo de fundación en Lagunillas se muestra en la Tabla 19 y en las tablas 20 a 25 se disponen los parámetros geotécnicos específicos considerados para la caracterización dinámica de cada una de las secciones seleccionadas en Lagunillas. Parte de los datos se tomaron de registros de campo, correspondientes a perforaciones geotécnicas realizadas para distintos proyectos del dique COLM, disponibles (Figura 65) en la Gerencia de Diques y Drenaje de PDVSA Occidente.

Tabla 19. Descripción de suelos de fundación en Lagunillas.

Profundidad* (m)	Descripción
Entre 0 y 7,5	Arena limosa y limos no plásticos, de compacidad suelta a medianamente densa
Entre 3 y 15,5	Materiales arcillosos de baja a mediana plasticidad con alto contenido de finos limosos y consistencia muy blanda a medianamente firme
Entre 11 y 30	Arcillas de baja a alta plasticidad de consistencia firme a dura, con intercalaciones de lentes de arena limosa
Mayores que 30	Predominantemente Formación El Milagro
* Medida respecto a la superficie del terreno	

Fuente: Modificado de Echezuría et al. (1995)



Figura 65. Área en Lagunillas (color morado), que abarca las siete perforaciones geotécnicas ubicadas en terreno natural del dique COLM a lo largo de la costa.

El número de golpes indicado en la columna (N SPT) corresponde a la corrección del número de golpes de los registros de campo, utilizando las correlaciones N60 establecidas por De Marco (2002), basadas en la consideración de la energía incidente en Venezuela (a una energía de referencia del 60%) y el efecto de confinamiento.

Tabla 20. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-69+00 de la Sección 5 del dique COLM en el campo Lagunillas.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof. (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	CL	15	0,0	6,6	718	219
2	ML	12	6,6	7,9	665	203
3	OH	2	14,4	2,6	356	109
4	CH	1	17,1	15,8	280	85
5	CL	7	32,8	39,4	551	168
6	CH	9	72,2	26,3	601	183
7	El Milagro				1640	500

Tabla 21. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-87+20 de la Sección 7 del dique COLM en el campo Lagunillas.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	CL	31	0,0	6,6	925	282
2	ML	1	6,6	13,1	280	85
3	CL	2	19,7	23,0	356	109
4	SM	5	42,7	13,1	490	149
5	ML	7	55,8	3,3	551	168
6	CL	5	59,1	19,7	490	149
7	SM	14	78,7	3,3	701	214
8	ML	6	82,0	11,5	522	159
9	SM	13	93,5	18,0	684	208
10	ML	12	111,6	3,3	665	203
11	CL	10	114,8	49,2	624	190
12	El Milagro		164,0		1640	500

Tabla 22. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-91+00 de la Sección 7 del dique COLM en el campo Lagunillas.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	11	0,0	8,5	645	197
2	CH	1	8,5	3,9	280	85
3	SM	5	12,5	5,3	490	149
4	CL	2	17,7	1,0	356	109
5	CH	3	18,7	10,8	410	125
6	CL	6	29,5	1,3	522	159
7	SM	6	30,8	1,3	522	159
8	CL	2	32,2	1,3	356	109
9	SM	4	33,5	1,3	454	138
10	CH	8	34,8	17,7	577	176
11	ML	10	52,5	3,3	624	190
12	CH	8	55,8	23,0	577	176
13	SM	6	78,7	19,7	522	159
14	El Milagro		98,4		1640	500

Tabla 23. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-22+00 de la Sección 2 del dique COLM en el campo Lagunillas.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	CL	30	0,0	8,2	914	279
2	OL	5	8,2	18,0	490	149
3	CL	8	26,3	36,1	577	176
4	ML	7	62,3	9,8	551	168
5	SM	12	72,2	3,3	665	203
6	CL	19	75,5	3,3	780	238
7	El Milagro		78,7		1640	500

Tabla 24. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-56+00 de la Sección 5 del dique COLM en el campo Lagunillas.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	21	0,0	13,1	808	246
2	CL	7	13,1	18,0	551	168
3	CH	2	31,2	27,9	356	109
4	CL	10	59,1	26,3	624	190
5	SM	23	85,3	19,7	834	254
7	CH	17	105,0	13,1	750	229
8	CL	7	118,1	6,6	551	168
9	ML	22	124,7	6,6	821	250
10	SM	24	131,2	3,3	846	258
11	CH	13	134,5	29,5	684	208
12	El Milagro		164,0		1640	500

Tabla 25. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-101+20 de la Sección 8 del dique COLM en el campo Lagunillas.

Nro. capa	Suelo	Prof (m)	Espesor (m)	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SC	0,0	1,0	19	0,0	3,3	780	238
2	SM	1,0	0,6	14	3,3	2,0	701	214
3	CL-OL	1,6	4,4	6	5,3	14,4	522	159
4	ML	6,0	1,0	2	19,7	3,3	356	109
5	CL	7,0	5,0	3	23,0	16,4	410	125
6	ML	12,0	2,0	2	39,4	6,6	356	109
7	SM	14,0	7,5	21	45,9	24,6	808	246
8	CL-ML	21,5	1,5	10	70,5	4,9	624	190
9	CH	23,0	3,0	11	75,5	9,8	645	197
10	CL	26,0	19,0	14	85,3	62,3	701	214
11	CH	45,0	5,0	9	147,6	16,4	601	183
13	El Milagro	50,0			164,0		1640	500

11.2.3 Tía Juana

En las tablas 26 a 30 se disponen los parámetros geotécnicos específicos considerados para la caracterización dinámica de cinco progresivas seleccionadas en Tía Juana. Los datos se tomaron de la campaña de perforaciones geotécnicas realizada por A.S.V. Laboratorios y Diseños de Ingeniería (1987) en terreno natural del dique (Figura 66).



Figura 66. Área en Tía Juana (color verde), que abarca las cinco perforaciones geotécnicas ubicadas en terreno natural del dique COLM a lo largo de la costa.

Tabla 26. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-11+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	CL - ML	8	0,0	29,5	568	173
2	SM	25	29,5	4,9	856	261
3	CL	17	34,5	11,5	755	230
4	SM	19	45,9	13,1	784	239
5	CL	19	59,1	23,0	773	236
6	El Milagro		82,0		1640	500

Fuente: A.S.V. Laboratorios y Diseños de Ingeniería (1987)

Tabla 27. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-14+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	CL-ML	10	0,0	6,6	629	192
2	SM	6	6,6	3,3	532	162
3	CL-ML	14	9,8	37,7	703	214
4	SM	16	47,6	8,2	727	222
5	CL	25	55,8	26,3	861	263
6	El Milagro		82,0		1640	500

Fuente: A.S.V. Laboratorios y Diseños de Ingeniería (1987)

Tabla 28. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-22+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	CL	13	0,0	3,3	684	208
2	SP	10	3,3	3,3	624	190
3	ML	11	6,6	1,6	635	193
4	SM	4	8,2	1,6	454	138
5	CL	2	9,8	9,8	347	106
6	SP-SM	16	19,7	11,5	729	222
7	CL-ML	2	31,2	1,6	322	98
8	SM-SC	12	32,8	23,0	655	200
9	CL-ML	25	55,8	9,8	852	260
10	El Milagro		65,6		1640	500

Fuente: A.S.V. Laboratorios y Diseños de Ingeniería (1987)

Tabla 29. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-54+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	ML-CH	6	0,0	6,6	512	156
2	SP-SM	9	6,6	6,6	601	183
3	CL	1	13,1	6,6	280	85
4	CH	1	19,7	1,6	280	85
5	CL-ML	11	21,3	14,8	635	194
6	CH	16	36,1	6,6	739	225
7	CL	20	42,7	6,6	796	242
8	CL-ML	21	49,2	6,6	808	246
9	CL	23	55,8	3,3	827	252
10	SM	23	59,1	6,6	834	254
11	CL	31	65,6	3,3	920	280
12	El Milagro		68,9		1640	500

Fuente: A.S.V. Laboratorios y Diseños de Ingeniería (1987)

Tabla 30. Parámetros geotécnicos en la progresiva S-64+00 del dique COLM en el campo Tía Juana.

Nro. capa	Suelo	N SPT	Prof (ft)	Espesor (ft)	Vs (ft/s)	Vs (m/s)
1	SM	9	0,0	1,6	601	183
2	CL-ML	8	1,6	1,6	577	176
3	SM	15	3,3	1,6	718	219
4	ML	6	4,9	1,6	522	159
5	SP-SM	10	6,6	3,3	631	192
6	CL-ML	3	9,8	6,6	410	125
7	SC-SM	13	16,4	13,1	681	208
8	CL	19	29,5	13,1	780	238
9	SM-SC	20	42,7	23,0	794	242
10	El Milagro		65,6		1640	500

Fuente: A.S.V. Laboratorios y Diseños de Ingeniería (1987)

11.3 Velocidades de ondas de corte y demás parámetros de entrada para el análisis

Según González y Boscán (2013), la velocidad de ondas de corte es el parámetro de mayor importancia para definir las características de la respuesta dinámica de un perfil geotécnico. Esta velocidad puede ser medida directamente mediante métodos geofísicos de superficie o de pozos, o en su defecto, estimarse a partir de correlaciones empíricas con los ensayos Penetración Estándar (Standard Penetration Test o SPT, por sus siglas en inglés) ó Cono de Penetración (Cone Penetration Test o CPT, por sus siglas en inglés), de conformidad con la litología del estrato de suelos, tomando la precaución de utilizar las correcciones necesarias según el caso, tal cual se indica en la Especificación PDVSA JA221 (PDVSA 2014).

11.3.1 Velocidades de ondas de corte para modelos de subsuelo

En la elaboración de los modelos de subsuelo, solicitados como datos de entrada en la ejecución del análisis de respuesta dinámica por equivalente lineal, se usaron velocidades de ondas de corte publicadas en trabajos previos (Celis et al. 1996; tablas 13 a 18) para las secciones escogidas en Bachaquero. Sin embargo, para Lagunillas y Tía Juana, las velocidades de ondas de corte mostradas en las tablas 20 a 25 y 26 a 30, se calcularon a partir del N SPT corregido, utilizando la relación de Ohta y Goto (1978) para todo tipo de suelos.

11.3.2 Velocidades promedio de las ondas de corte en el perfil geotécnico

Se calculó la velocidad de ondas de corte promedio (V_{sp}) en cada perfil geotécnico para la determinación de la forma espectral tipificada requerida en la elaboración del espectro de respuesta elástica por zona, de acuerdo con la especificación PDVSA JA-

221 (PDVSA 2014)⁶. De acuerdo con dicha norma, la velocidad se define como la velocidad promedio de las ondas de corte en el perfil geotécnico hasta alcanzar la velocidad de una capa y se calcula a partir de la sumatoria de los tiempos de viaje verticales en los diferentes estratos o substratos en cada perfil. Las siguientes ecuaciones mostradas en [14] a [16] corresponden al procedimiento establecido en PDVSA (*op.cit*).

El tiempo de viaje en cada capa representa el tiempo promedio (T_{ei}) empleado por la onda en atravesarlo, de acuerdo con la ecuación [14]:

$$T_{ei} = \frac{h_{ei}}{V_{spi}} \quad [14]$$

donde: h_{ei} es el espesor del estrato y V_{spi} es el promedio de la velocidad de las ondas de corte en ese estrato.

El tiempo promedio total de viaje de la onda a través del perfil se calculó con la ecuación [15]:

$$t_{pt} = \sum \frac{h_{ei}}{V_{spi}} \quad [15]$$

y la velocidad promedio (V_{sp}) se obtuvo con la ecuación [16], en función del tiempo promedio total y el espesor total del perfil considerado (H):

$$V_{sp} = \frac{H}{t_{pt}} \quad [16]$$

Los valores calculados de V_{sp} para cada sección estudiada se presentan en la Tabla 31. Se observa que la velocidad promedio de ondas de corte en el área de Bachaquero

⁶ Revisar Anexo A

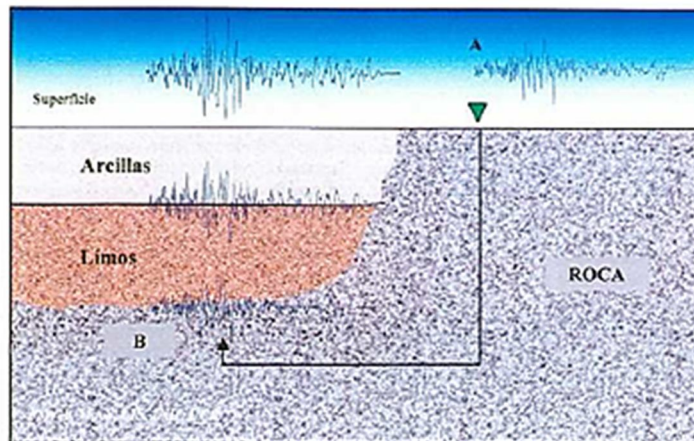
está en el rango de 187 m/s y en Tía Juana está en el rango de 199 m/s, asociado con suelos firmes a medio densos, mientras que para Lagunillas, este promedio se sitúa en 167 m/s, relacionado con suelos blandos a sueltos.

Tabla 31. Velocidades promedio de las ondas de corte calculadas en cada perfil geotécnico.

Localidad	Sección	Vsp (m/s)
Bachaquero	Sección 2 progresiva N21+00	199
	Sección progresiva 1B N38+00	184
	Sección 2A/3 progresivas S02+00 y S06+00	148
	Sección 3 progresiva S16+00	218
	Sección 4/4A/4B progresiva S60+00	195
	Sección 1A progresiva N45+00	177
Lagunillas	Sección 5 progresiva S-69+00	150
	Sección 7 progresiva S-87+20	152
	Sección 7 progresiva S-91+00	156
	Sección 2 progresiva S-22+00	177
	Sección 5 progresiva S-56+00	180
	Sección 8 progresiva S-101+20	184
Tía Juana	Progresiva S11+00	209
	Progresiva S14+00	223
	Progresiva S22+00	178
	Progresiva S54+00	180
	Progresiva S64+00	206

11.4 Análisis de respuesta dinámica de suelos

Se utilizó la metodología de equivalente lineal, a los fines de analizar la respuesta del suelo ante una excitación sísmica, provocada por una eventual ruptura en el SPV. Específicamente, para el análisis se utilizó una versión actualizada y gratuita del programa SHAKE v91 (Schnabel et al. 1972; disponible en <http://www.soilquake.net>)⁷, el cual permite desarrollar la respuesta dinámica en un sitio estratificado, sujeto a la propagación en 1D (vertical) de los movimientos del terreno en asociación con un sismo en la frecuencia dominante, de manera ascendente desde el nivel de referencia (roca) hasta la superficie (Figura 67).



Fuente: González y Boscán (2013, p. 21)

Figura 67. Propagación de la onda desde A (roca o suelo firme) a B (deconvolución) y finalmente a superficie, según el algoritmo SHAKE v91.

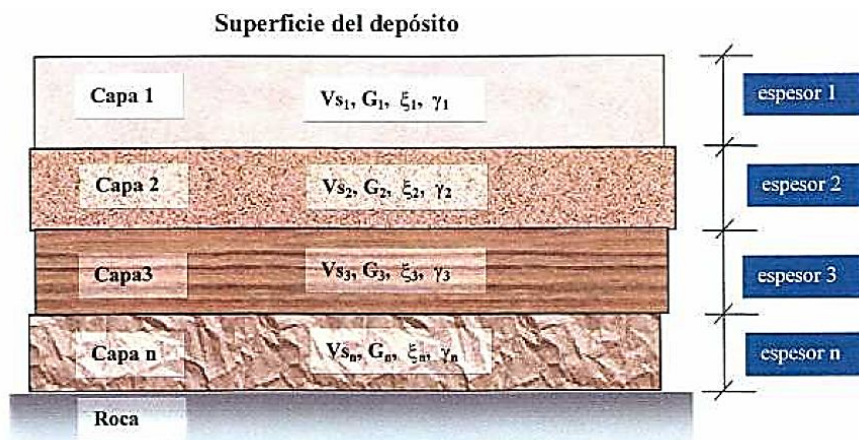
Se asumió un sistema de capas homogéneas, viscoelásticas y de extensión horizontal infinita, que son sometidas a ondas de corte en dirección vertical. Cada capa del suelo se define completamente por el módulo de corte y la razón del amortiguamiento en

⁷ Revisar Anexo A

función de la deformación, el espesor y el peso específico del agua. Se tomó en cuenta la no-linealidad de ambos parámetros, mediante el uso de propiedades lineales equivalentes (Seed e Idriss 1970) a través de un procedimiento iterativo para así obtener valores del módulo de corte y de amortiguamiento compatibles con las deformaciones efectivas en cada estrato.

Debe mencionarse que el programa SHAKE v91 (Schnabel et al. 1972; disponible en <http://www.soilquake.net>) no calcula la duración de la amplificación de la onda sísmica, siendo un parámetro importante al evaluar la severidad de los eventos sísmicos primordialmente cuando existe la presencia de suelos blandos. Tampoco considera los efectos de amplificación por cambios topográficos bruscos, pero este efecto no es tan importante en el área de estudio, ya que las pendientes en general son suaves (González y Boscán 2013).

Los datos de entrada utilizados se incorporaron en un modelo de subsuelo en capas por cada sección analizada, incluyendo en cada caso los siguientes datos: velocidades de ondas de corte, densidades y espesores, así como el máximo valor del módulo de corte ($G_{m\acute{a}x}$) y la distorsión angular (γ), parámetros dependientes de la deformación (Figura 68).



Fuente: González y Boscán (2013, p. 22)

Figura 68. Esquema de datos de entrada requeridos por el programa SHAKE v91.

La capa de roca del modelo de subsuelo en cada sección analizada de la COLM corresponde con la Formación El Milagro, cuya profundidad oscila entre 20 y 50 m dependiendo de la localidad analizada. En general, la formación consiste de arenas friables, finas a gruesas, muy micáceas, de color crema a pardo-rojizo, limos micáceos de color gris claro, interestratificados con arcillas arenosas, rojas y pardo-amarillentas y lentes lateríticos bien cementados. Los datos de entrada asumidos para esta capa se tomaron de Celis et al. (1996) y la densidad correspondiente se tomó de Badell et al. (1987).

En los modelos para los distintos perfiles de suelo de las progresivas seleccionadas, las curvas de reducción de módulo de corte normalizada ($G/G_{m\acute{a}x}$) y de razón de amortiguamiento para distintos tipos de suelo corresponden a las propuestas por Seed e Idriss (1970), Sun et al. (1988) y Vucetic y Dobry (1991), de acuerdo con el tipo de suelo.

Para efectos del análisis, la profundidad a la cual se aplica la excitación en la base fue variable de un perfil a otro, de acuerdo con la profundidad de la roca, las características geotécnicas, la complejidad del subsuelo en cada sección y localidad analizada.

11.5 Generación de espectros de respuesta elástica

Se generaron espectros de respuesta elástica para cada forma espectral del subsuelo en las secciones seleccionadas de COLM a nivel de Bachaquero, Lagunillas y Tía Juana, siguiendo los criterios establecidos en la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014)⁸.

⁸ Revisar Anexo A

11.5.1 Estimación de clasificación de riesgos

Se estimó la clasificación de riesgos a los cuales están sometidos las instalaciones existentes / proyectadas en sectores circundantes al área de afectación de SPV. Esta clasificación permite establecer la probabilidad de excedencia anual de la aceleración de diseño y se basa en las consecuencias de un accidente causado por el mal funcionamiento de la estructura. Tales consecuencias incluyen personas expuestas, pérdidas económicas e impacto ambiental.

Para la selección del grado de riesgo de las instalaciones se asume como prioritaria la condición más desfavorable. De esta manera, si una instalación amenaza a un número muy limitado de operadores, pero cuyo daño parcial o total pueda dar lugar a cuantiosas pérdidas económicas directas e indirectas, o generen un impacto ambiental desfavorable, debe ser clasificada dentro del grado de riesgo más desfavorable según sea el caso (PDVSA 2014).

Las instalaciones en Bachaquero, Lagunillas y Tía Juana se clasificaron según grado de riesgo “B” y probabilidad anual de excedencia de los movimientos del terreno (p_1) $\leq 1 \cdot 10^{-3}$ según lo descrito en la Tabla 1 de PDVSA JA-221 (PDVSA 2014), considerando un número importante (11 a 100) de personas expuestas, pérdidas económicas en una instalación y alguna vecina, lucro cesante entre 1,5 y 75 MMUS\$ e impacto ambiental con recuperación en 3 años o menos.

11.5.2 Selección de la forma espectral y factor de corrección para el coeficiente de aceleración horizontal (ϕ)

Para la selección de la forma espectral y el factor ϕ de cada sección analizada, se utilizaron los valores de velocidad de ondas de corte promedio calculados (Tabla 29).

Luego, a partir de la Tabla 2 de PDVSA JA-221 (PDVSA 2014) presentada en la Tabla 32 de este trabajo, se obtuvo:

- ★ Forma espectral S2 en las progresivas de Tía Juana, las secciones de Bachaquero (menos la Sección 2A/3), así como en las secciones 22+00, 56+00 y 101+20 de Lagunillas.
- ★ Forma espectral S3 en las Sección 2A/3 (progresivas S02+00 y S06+00) de Bachaquero, así como en las secciones 69+00, 87+20 y 91+00 de Lagunillas.

Tabla 32. Forma espectral tipificada y factor φ , según PDVSA JA-221.

Material	Vsp (m/s)	H (m)	Forma espectral	φ
Roca sana /fracturada	> 700	Cualquiera	S1	0,85
Roca blanda o moderadamente meteorizada	> 400	≤ 50	S1	0,90
		> 50	S2	0,95
Suelos muy duros o muy densos	> 400	< 30	S1	0,90
		30-50	S2	0,95
		> 50	S3	1,00
Suelos duros o densos	250-400	< 15	S1	0,90
		15-50	S2	0,95
		50-70	S3 (b)	1,00
		> 70	S4	1,00
Suelos firmes/medio densos	170-250	≤ 50	S2 (c)	1,00
		> 50	S3 (b)	1,00
Suelos blandos/ sueltos	< 170	≤ 15	S2 (c)	1,00
		> 15	S3 (b)	1,00
Estratos blandos intercalados con otros suelos más rígidos (a)	< 170	< H1	S2	1,00
		> H1	S3	0,90

Fuente: PDVSA (2014, p. 16)

En general la velocidad de ondas de corte en el área de estudio es menor que 500 m/s a profundidades menores o iguales que 50 m, lo cual es indicativo de suelos firmes/medio densos (forma espectral S2) y suelos blandos a sueltos (forma espectral S3).

En ambos casos, según la misma (Tabla 2 de PDVSA JA-221 en la Tabla 32), el factor de corrección que corresponde para el coeficiente de aceleración horizontal es la unidad, siendo $\phi = 1$ en todas las secciones analizadas, de acuerdo con el tipo de suelo en cada caso.

Cabe destacar que la respuesta dinámica de un depósito de suelo depende de las características del perfil geotécnico, del espesor sedimentario, de las fuentes sísmicas circundantes y de los efectos de sitio. En general, para fines de ingeniería resultan de interés las aceleraciones espectrales y la aceleración máxima en la superficie del terreno.

11.5.3 Cálculo de la aceleración horizontal máxima del terreno

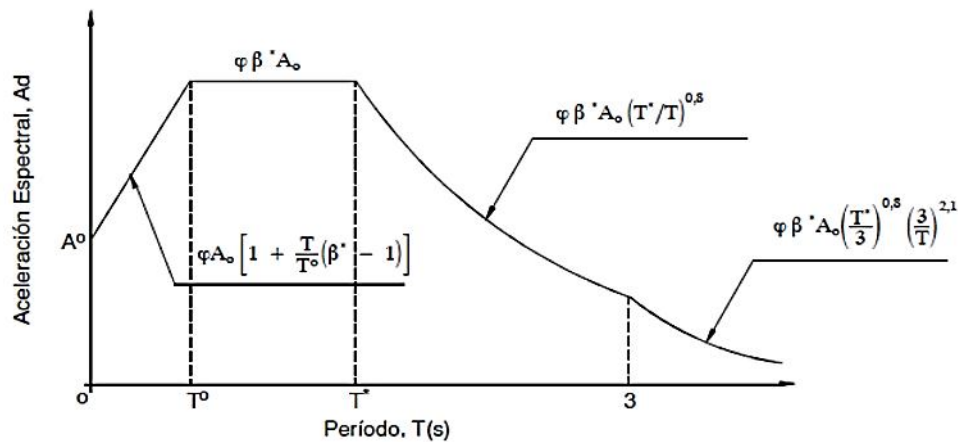
Se cálculo la aceleración horizontal máxima del terreno, definiendo como parámetro fijo la probabilidad de excedencia anual (p_1) del movimiento sísmico, la cual viene dada en función del grado de riesgo determinado anteriormente. La aceleración horizontal máxima del terreno (a) esta dada por la ecuación [17] de PDVSA (2014):

$$a = a^* [Ln(1 - p_1)]^{-\gamma} \quad [17]$$

Donde, a^* y γ dependen de la zona sísmica y p_1 es la probabilidad de excedencia anual seleccionada anteriormente.

Para determinar los valores de a^* y γ , se utilizaron mapas de amenaza sísmica contenidos en la especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014).

Finalmente, se construyeron los respectivos espectros de respuesta elástica, considerando las formas espectrales tipificada de subsuelo en cada sección (S2 en Tía Juana y Bachaquero, menos Sección 2A/3 progresivas S02+00 y S06+00; S2 y S3 en Lagunillas). En la Figura 69, se muestra la formulación utilizada para la construcción de cada intervalo.



Fuente: Especificación PDVSA JA221 (PDVSA 2014, p. 21)

Figura 69. Espectro de respuesta elástica genérico.

De la Figura 69, se define:

- ★ A_d : Aceleración espectral dividida por la aceleración de gravedad (g).
- ★ g : Aceleración de gravedad (981m/s).
- ★ A_0 : Coeficiente de aceleración máxima del terreno. Es igual a la aceleración "a" determinada anteriormente y dividida por la aceleración de gravedad (g):

$$A_0 = \frac{a}{g} \quad [18]$$

- ★ β : Parámetro que define la forma de los espectros
- ★ T: Período fundamental de la estructura, en segundos. También usada para denominar al período de retorno.
- ★ T° : Valor del período que define parte del espectro elástico normalizado, en segundos)
- ★ T^* : valor máximo del período en el intervalo donde los espectros elásticos normalizados tienen un valor constante, en segundos.

β , T° y T^* dependen del perfil típico del subsuelo, que se obtuvieron de la Tabla 3 de la especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014) y se muestran en la Tabla 33.

Tabla 33. Valores que definen la forma del espectro.

Forma	β	T° (s)	T^* (s)
S2	2,6	0,2	0,8
S3	2,8	0,3	1,2

- ★ β^* es el factor de amplificación espectral que depende del amortiguamiento del sistema en consideración y viene dado por (PDVSA 2014):

$$\beta^* = \frac{\beta}{2,3} [0,0853 - 0,739 \ln(\xi)] \quad [19]$$

Donde ξ es el coeficiente de amortiguamiento del tipo de suelo, que se asumió en 0,05.

11.6 Espectros de diseño

Para la construcción de los espectros de diseño en cada sección trabajada de Bachaquero, Lagunillas y Tía Juana, se asumió de manera genérica un factor de ductilidad (D) igual que 1 para cualquier instalación ubicada en la zona de estudio.

En general, de acuerdo con PDVSA (2014), D es el valor que describe la ductilidad (capacidad que poseen los componentes de un sistema estructural de hacer incursiones alternantes en el dominio inelástico, sin pérdida apreciable en su capacidad resistente) que puede tolerar un sistema resistente a sismos manteniendo su integridad. Este factor cuantifica la relación entre los desplazamientos máximos reales y los desplazamientos calculados suponiendo un comportamiento elástico lineal de la estructura.

Bajo la premisa previamente expuesta, considerando $D = 1$ para este caso de estudio en particular, los espectros de diseño son iguales a los espectros de respuesta elástica. Sin embargo, se aclara que para diseño, adecuación o refuerzo de una instalación petrolera específica ubicada en la COLM, deberá verificarse el valor de D , en función de la Especificación de Ingeniería definida en PDVSA aplicable según el tipo de obra en referencia. Si se trata de edificaciones o proyectos de ingeniería no petroleros, podrá utilizarse la norma COVENIN 1756-2001 (COVENIN 2001).

11.7 Espectros de respuesta en superficie

Esta sección muestra los resultados obtenidos del análisis de respuesta dinámica de suelos bajo excitación sísmica, a través del programa SHAKE v91 (Schnabel et al.1972), en cada una de las secciones analizadas de la COLM en Bachaquero, Lagunillas y Tía Juana. Se generaron los espectros de respuesta en superficie, junto con sus respectivos espectros promedios, así como un espectro general de respuesta

elástica, elaborado a partir de las disposiciones de la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014).

11.7.1 Bachaquero

Se analizaron 6 secciones del dique COLM en la localidad de Bachaquero, según modelos geotécnicos mostrados en las tablas 13 a 18 disponibles en la Sección 11.2.1.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la Sección 1A progresiva N45+00, se muestran en la Figura 70, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,43 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

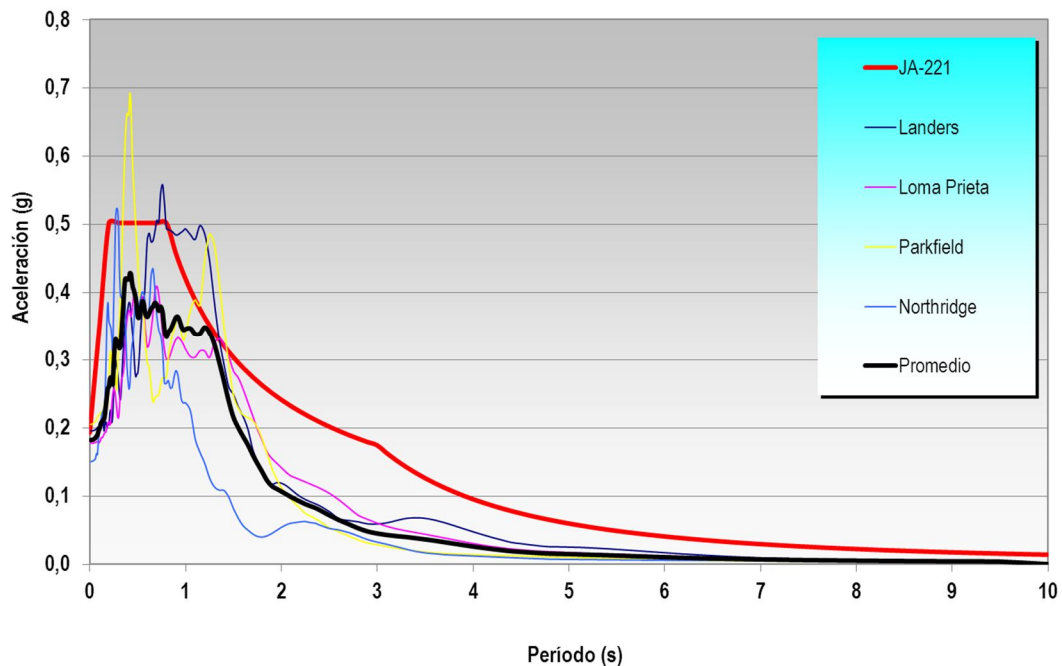


Figura 70. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 1A progresiva N45+00 del dique COLM en Bachaquero.

Los espectros de respuesta resultantes para la Sección 1B progresiva N38+00, se disponen en la Figura 71, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,21 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

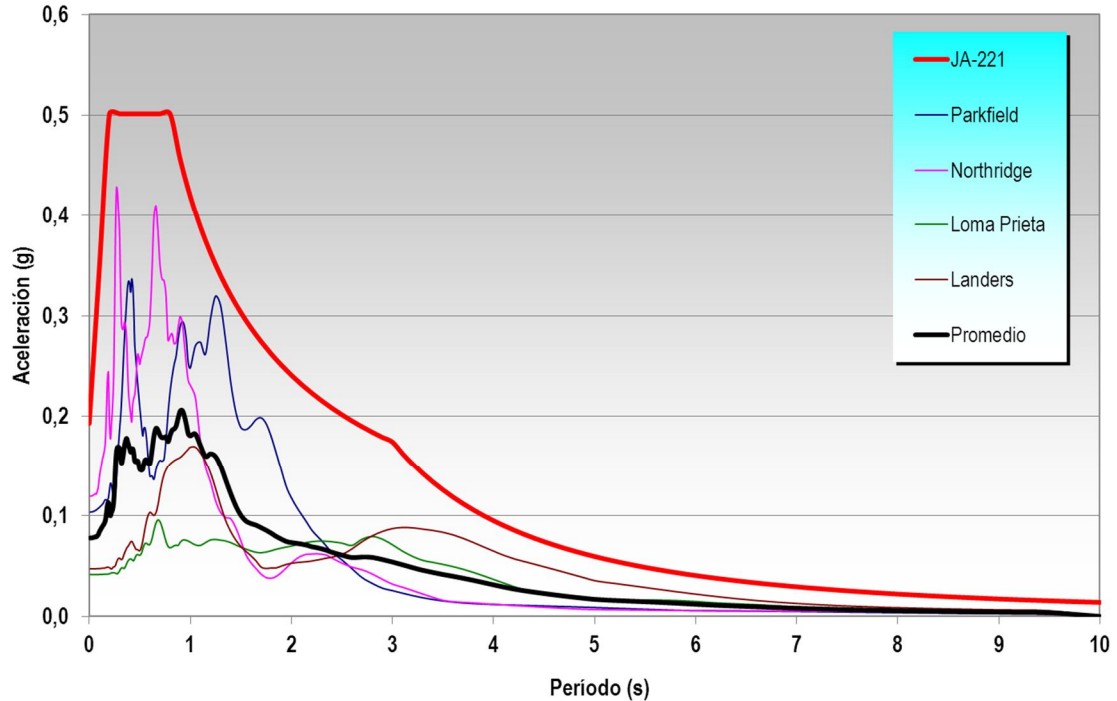


Figura 71. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 1B progresiva N38+00 del dique COLM en Bachaquero.

Los espectros de respuesta calculados con los datos usados para la Sección 2 progresiva N21+00, se muestran en la Figura 72, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se observa un máximo promedio en superficie de 0,44 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

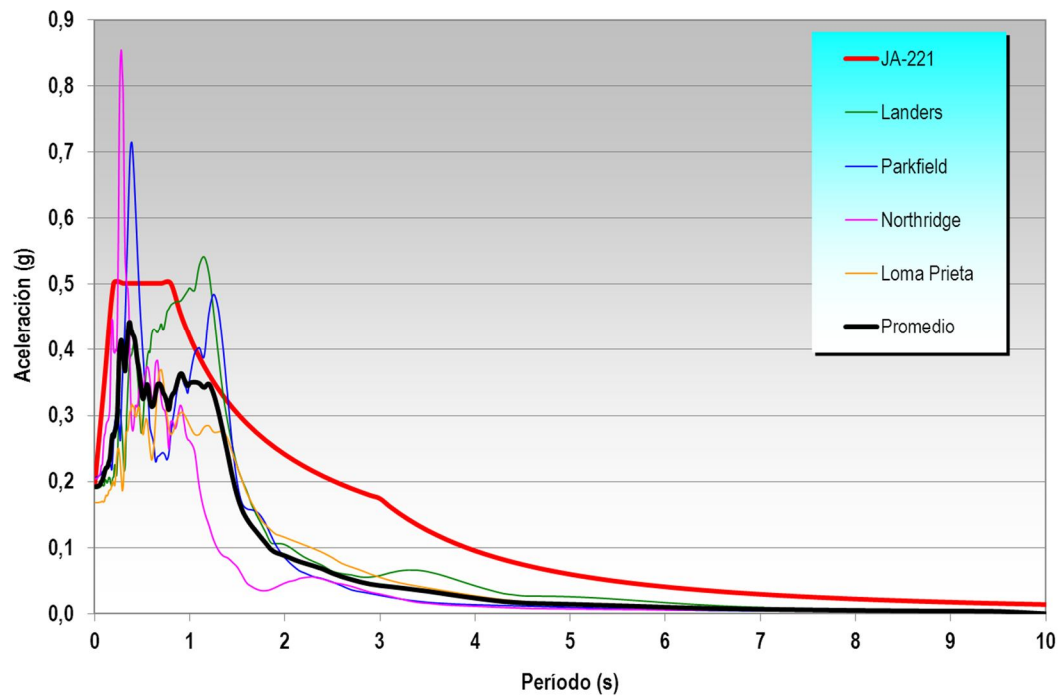


Figura 72. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 2 progresiva N21+00 del dique COLM en Bachaquero.

Los espectros de respuesta obtenidos con los datos usados para la Sección 2A/3 progresiva S02+00 / S06+00, se muestran en la Figura 73, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,48 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

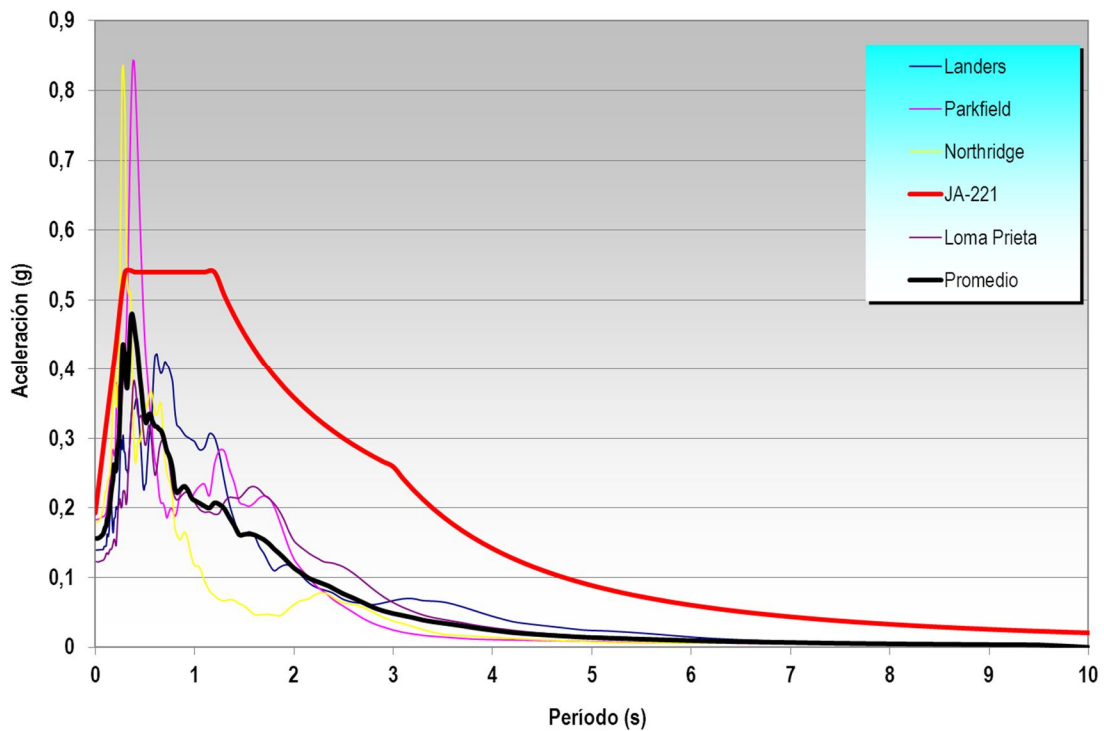


Figura 73. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 2A/3 progresiva S02+00 / S06+00 del dique COLM en Bachaquero.

Los espectros de respuesta calculados con los datos usados para la Sección 3 progresiva S16+00, se muestran en la Figura 74, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se observa un máximo promedio en superficie de 0,38 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

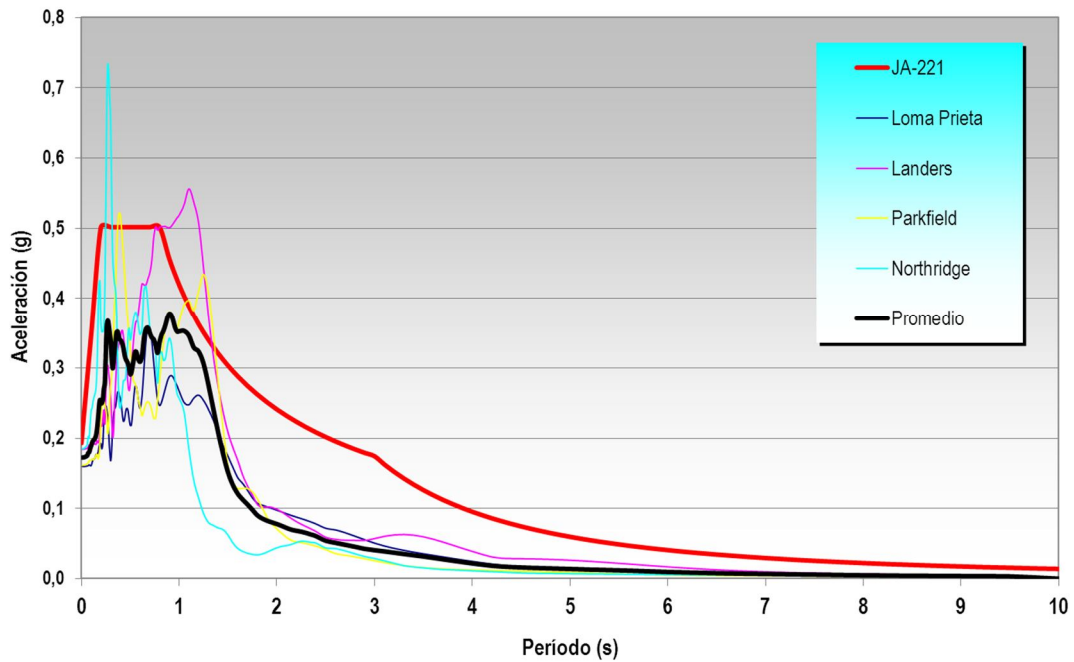


Figura 74. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 3 progresiva S16+00 del dique COLM en Bachaquero.

Los espectros de respuesta obtenidos con los datos usados para la Sección 4/4A/4B progresiva S60+00, se muestran en la Figura 75, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,48 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

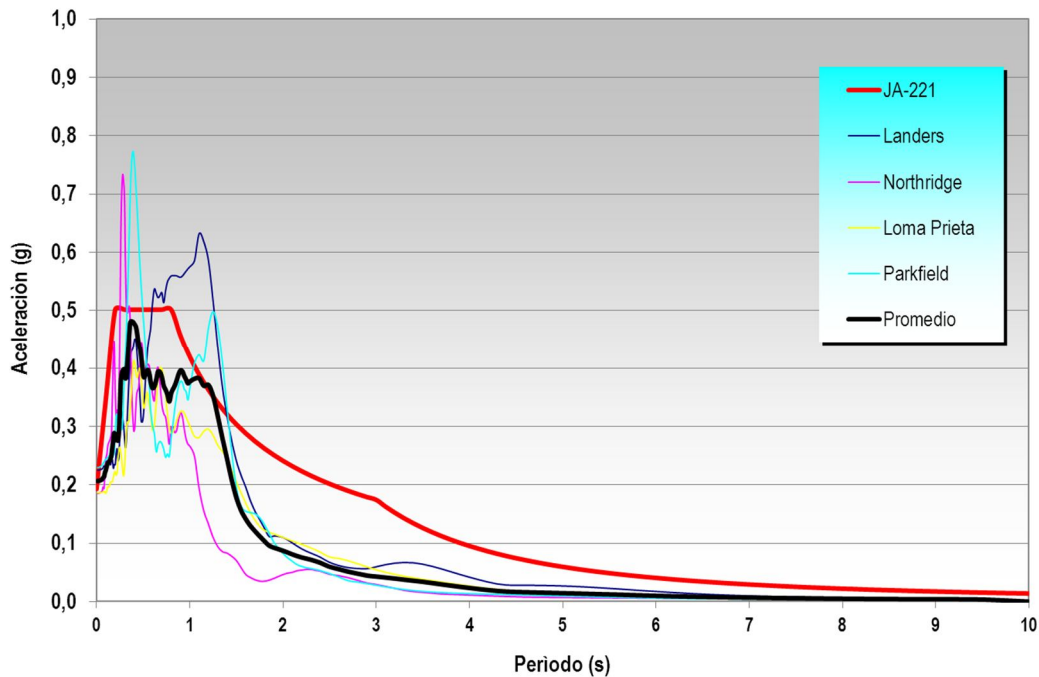


Figura 75. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la Sección 4/4A/4B progresiva S60+00 del dique COLM en Bachaquero.

11.7.2 Lagunillas

Se analizaron 6 secciones del dique COLM en la localidad de Lagunillas, según modelos geotécnicos mostrados en las tablas 20 a 25 disponibles en la Sección 11.2.2.

Los espectros de respuesta construidos a partir del método equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S-22+00, se muestran en la Figura 76, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,57 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

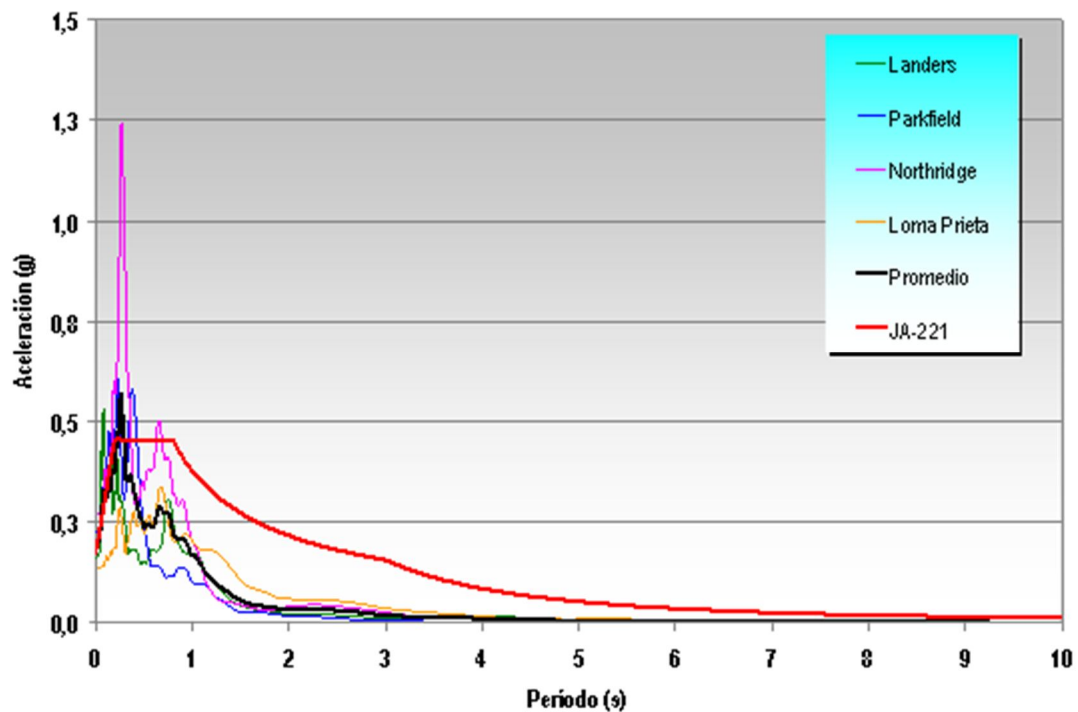


Figura 76. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S22+00 del dique COLM en Lagunillas.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S-56+00, se muestran en la Figura 77, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,45 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

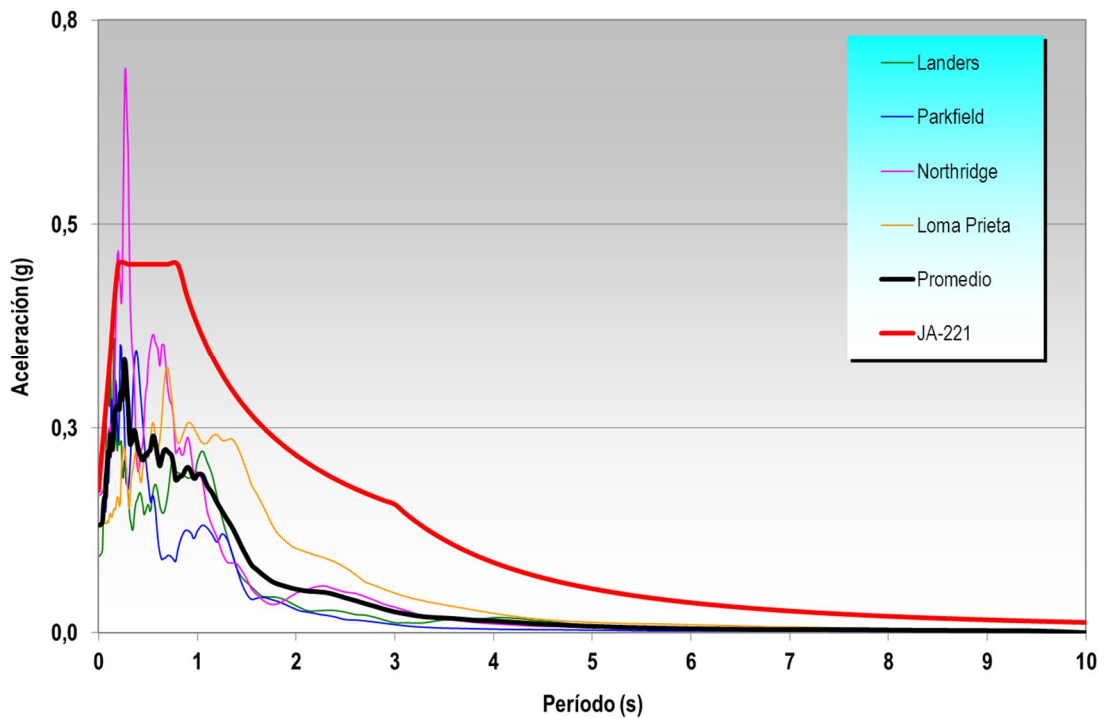


Figura 77. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S56+00 del dique COLM en Lagunillas.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S-69+00, se muestran en la Figura 78, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,49 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

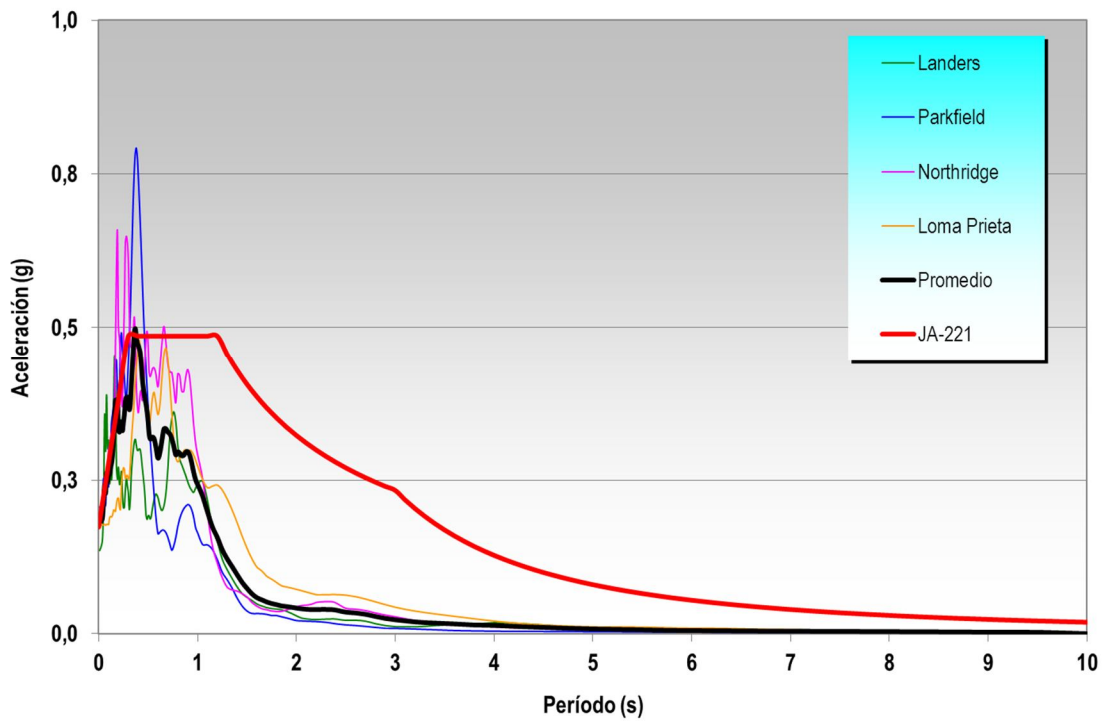


Figura 78. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S69+00 del dique COLM en Lagunillas.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S-87+20, se muestran en la Figura 79, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,36 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

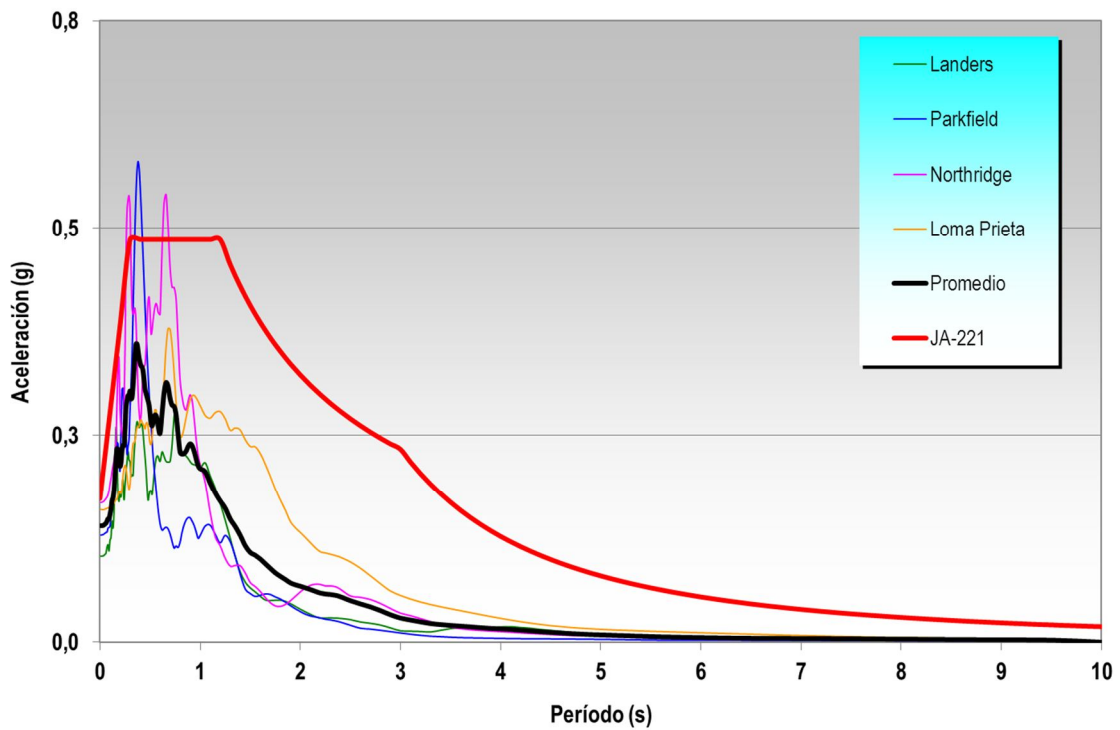


Figura 79. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S87+20 del dique COLM en Lagunillas.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S-91+00, se muestran en la Figura 80, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,56 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

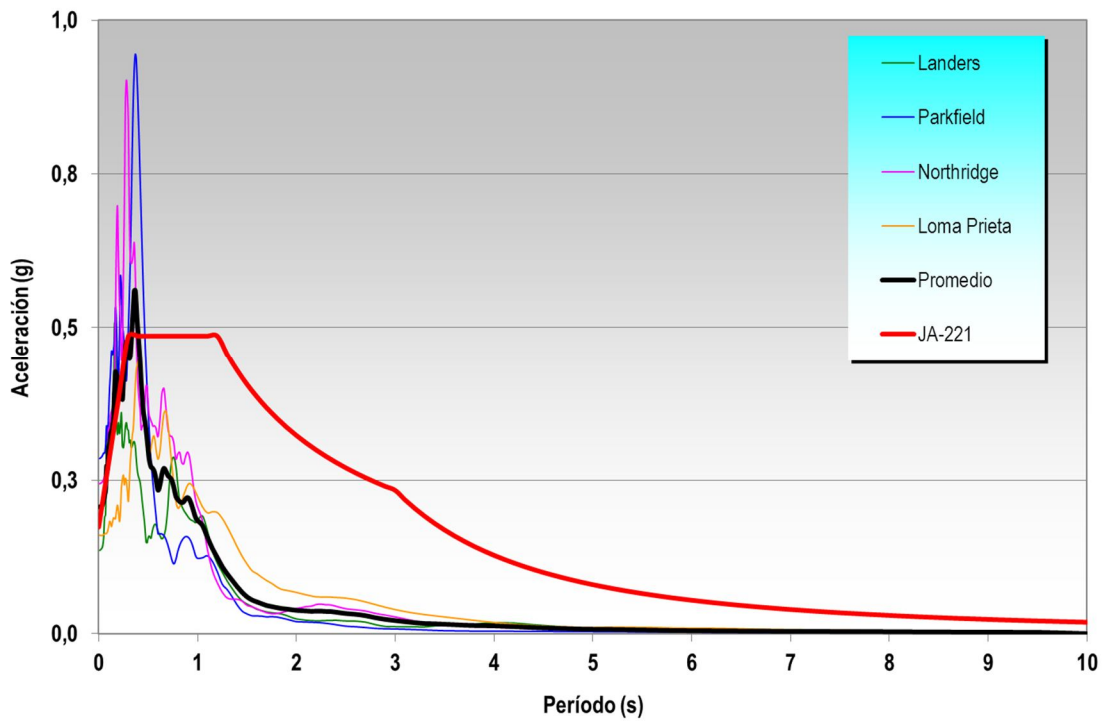


Figura 80. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S91+00 del dique COLM en Lagunillas.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S-101+20, se muestran en la Figura 81, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,26 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

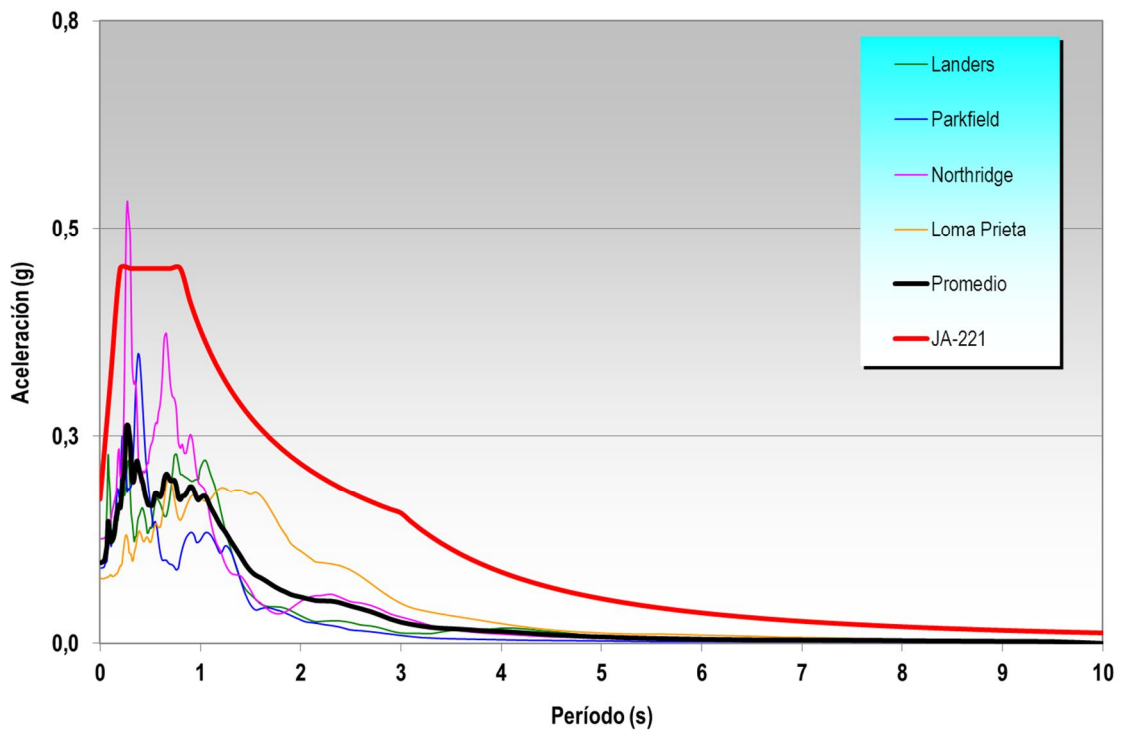


Figura 81. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S101+20 del dique COLM en Lagunillas.

11.7.3 Tía Juana

Se analizaron 5 progresivas del dique COLM en la localidad de Tía Juana, según modelos geotécnicos mostrados en las tablas 26 a 30, disponibles en la Sección 11.2.3.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S11+00, se muestran en la Figura 82, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,64 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

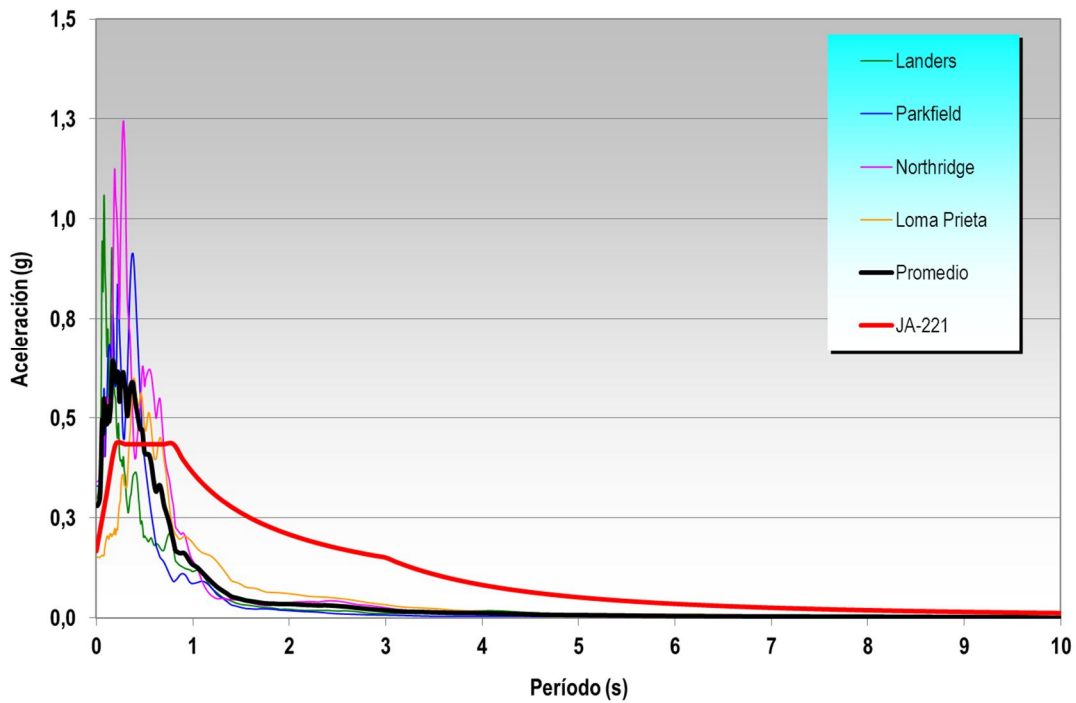


Figura 82. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S11+00 del dique COLM en Tía Juana.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S14+00, se muestran en la Figura 83, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,71 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

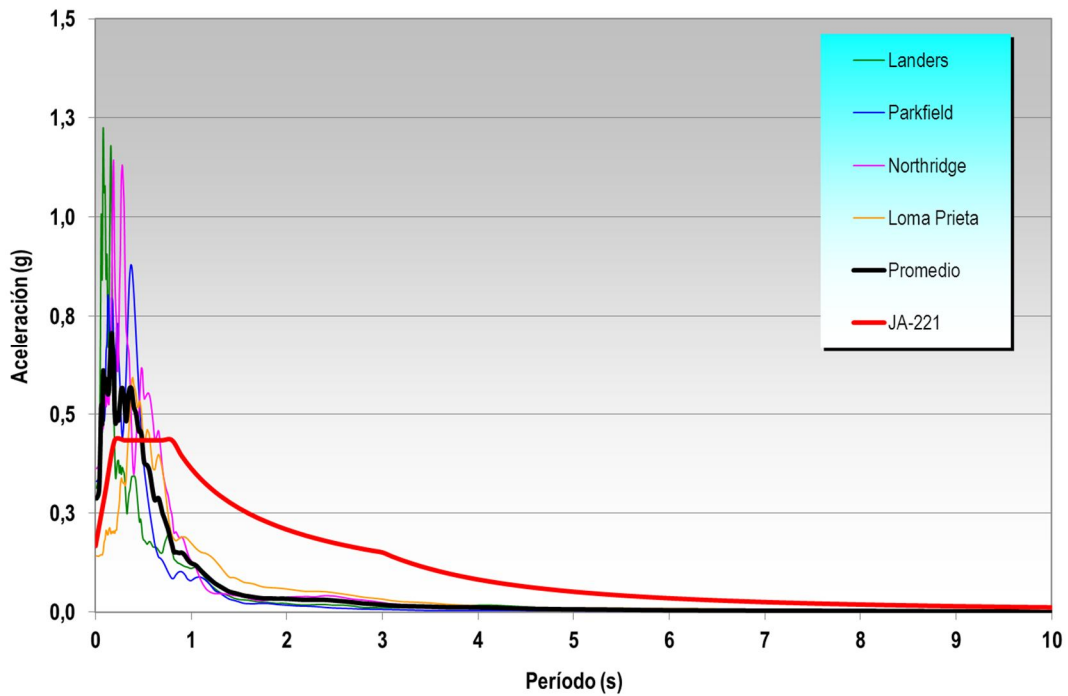


Figura 83. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S14+00 del dique COLM en Tía Juana.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S22+00 de Tía Juana, se muestran en la Figura 84, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,38 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

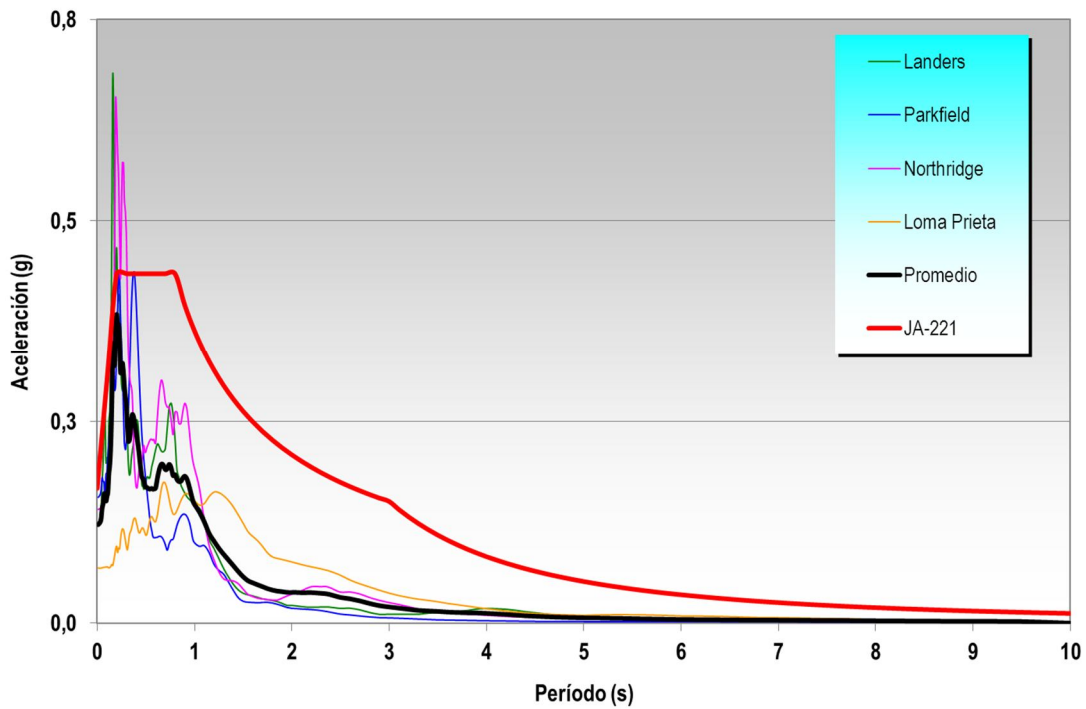


Figura 84. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S22+00 del dique COLM en Tía Juana.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S54+00, se muestran en la Figura 85, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,61 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

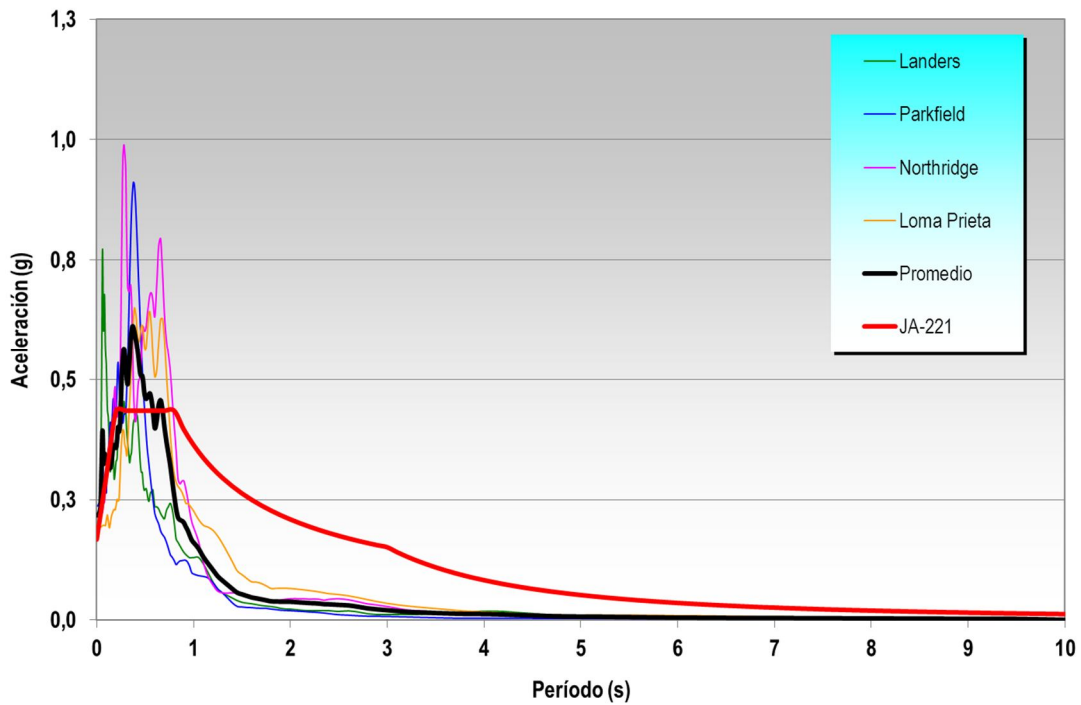


Figura 85. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S54+00 del dique COLM en Tía Juana.

Los espectros de respuesta construidos a partir del equivalente lineal con los datos usados para la progresiva S64+00, se muestran en la Figura 86, junto con el espectro promedio y el espectro de respuesta elástica correspondiente. Se obtuvo un máximo promedio en superficie de 0,77 g para los acelerogramas de sismos reales utilizados.

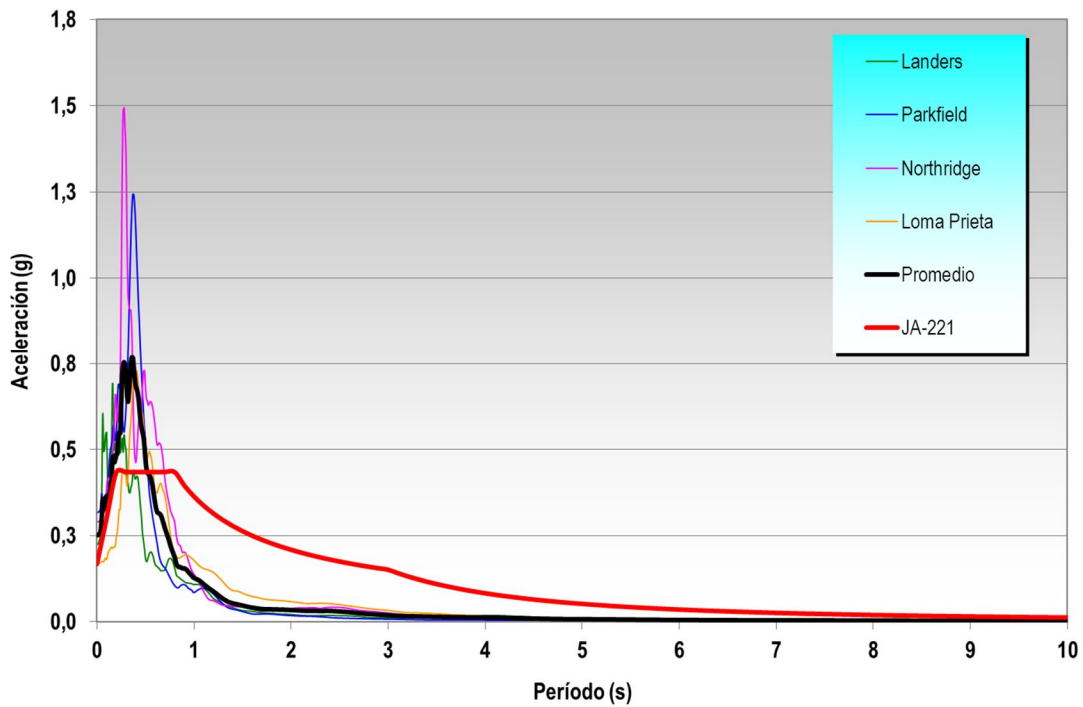


Figura 86. Espectros de respuesta en superficie para acelerogramas de sismos reales, espectro promedio y espectro de respuesta elástica según JA-221 (PDVSA 2014) en la progresiva S64+00 del dique COLM en Tía Juana.

11.7.4 Análisis de los espectros obtenidos en superficie

Las estimaciones realizadas por el método equivalente lineal permitieron obtener espectros de respuesta en superficie a partir de acelerogramas reales, asumiendo actividad sísmica en SPV, dentro de un radio de 60 km del área de interés. Tales resultados son necesarios para conocer en detalle el comportamiento dinámico del suelo y permitirán completar los cálculos requeridos para el análisis sismorresistente de instalaciones en la zona.

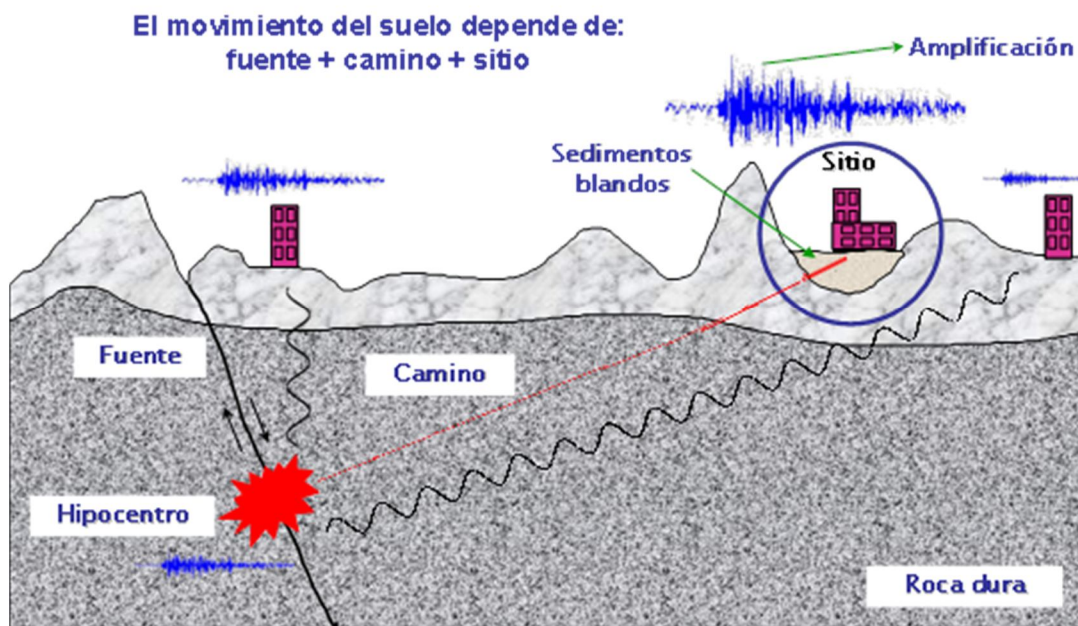
Aunque los acelerogramas correspondientes a sismos reales utilizados para este estudio no se obtuvieron cerca o dentro del área de interés, los mismos fueron

aplicables en todas las secciones utilizadas, bajo las condiciones expuestas en la Sección 11.1 de este documento.

Observando las figuras 70 a 86, se nota que al aumentar la aceleración máxima del sismo de entrada en roca (sismos reales) a distancias menores que 60 km, manteniendo fija la frecuencia, los espectros de respuesta en superficie se incrementan en términos de aceleración absoluta, en un rango de períodos diferentes de cero.

Para la localidad de Bachaquero, el máximo valor promedio de aceleración espectral obtenida en superficie fue 0,48 g para acelerogramas de los sismos reales aplicados. En todos los casos analizados, el espectro promedio de los espectros de respuesta obtenidos en superficie, resultantes de la aplicación de dichos acelerogramas reales en roca en cada sección analizada, estuvo por debajo del espectro de respuesta elástica (figuras 70 a 75), construido de acuerdo con los criterios de la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014). Ello permite establecer que dicha norma es conservadora en los sitios analizados de la localidad, bajo las premisas asumidas y datos de entrada incorporados durante su ejecución. De manera que es posible utilizar el espectro de respuesta elástica construido como espectro de diseño para instalaciones petroleras, cuya ductilidad sea definida como 1, si y sólo si, se mantienen las condiciones de borde acá utilizadas.

Con respecto a la localidad de Lagunillas, el máximo valor promedio de aceleración espectral obtenida en superficie fue 0,57 g para acelerogramas de los sismos reales aplicados. En Tía Juana el máximo valor promedio de aceleración espectral fue 0,77 g. Ambos resultados están asociados con la determinación de las velocidades de ondas de corte por medio de una relación empírica a partir del número de golpes de SPT (Ohta y Goto 1978, ver Sección 11.3.1), así como a la naturaleza blanda de los suelos, la cual es responsable de la amplificación de la señal sísmica durante su trayectoria desde la roca hasta superficie, con énfasis en los primeros 30 m de profundidad (Figura 87).



Fuente: Modificado de Bard (comunicación personal, correo-e a M. Schmitz, 2004-2005)

Figura 87. Efectos dinámicos locales.

De todos los perfiles analizados en Lagunillas, el espectro promedio de los espectros de respuesta obtenidos en superficie estuvo por debajo del espectro de respuesta elástica sólo en las progresivas S-56+00, S-69+00, S-87+20, S-101+20. Por el contrario, en las progresivas S-22+00 y S-91+00 el espectro promedio sobrepasó al de respuesta elástica construido a partir de JA-221 (PDVSA 2014).

De todos los perfiles analizados en Tía Juana, el espectro promedio de los espectros de respuesta obtenidos en superficie estuvo por debajo del espectro de respuesta elástica sólo en la progresivas S-22+00. Por el contrario, en las progresivas S-11+00, S-14+00, S-54+00 y S-64+00, el espectro promedio sobrepasó al de respuesta elástica construido a partir de PDVSA JA-221 (PDVSA 2014).

Con base en los resultados anteriores, en los sectores donde el promedio de los espectros de respuesta obtenidos en superficie supere al construido (con $D=1$) a partir de PDVSA JA-221 (PDVSA 2014), se tendrá que utilizar un escenario más

conservador para diseño, adecuación o refuerzo sismorresistente de alguna instalación, lógicamente partiendo de un estudio a priori, que incluya la caracterización geofísica in situ para la determinación de las velocidades de ondas de corte, el modelado dinámico local del suelo y el análisis de efectos de sitio, en concordancia con el tipo de estructura específica.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los resultados obtenidos a lo largo de la investigación y presentados con anterioridad, se concluye lo siguiente:

- ✪ La falla Pueblo Viejo es definitivamente activa con movimiento reciente transpresivo sinistral inverso, dominado por la componente horizontal (transcurrente sinistral). Presentó movimientos verticales opuestos en su historia tectónica. Está compuesta por dos trazas de buzamientos centrípetos y vergencia contraria, que limitan un levantamiento estructural anticlinal (*pop up*).
- ✪ El SPV tiene una longitud cercana a 150 km e intersecta la costa a nivel de Bachaquero y aflora tierra adentro al NNE, donde sus trazas cortan en frágil sedimentos del Plioceno-Pleistoceno, presentando indicios geomorfológicos visibles y cubetas de licuación en las áreas circundantes, hasta aproximarse a Cabimas, pudiendo terminar contra la falla Burro Negro. Se prolonga sin aflorar hacia el Sur del Lago y las trazas atraviesan nuevamente la costa en las cercanías de Sur del Lago Trujillo, formando otra protuberancia o vértice en la misma y probablemente muere entre las fallas de Valera y Boconó.
- ✪ Las trazas no afloran en el lago, cortan las capas hasta el Mioceno Inferior a Medio, pero aun así, se observa deformación en dúctil de las capas más jóvenes. Este comportamiento se puede explicar por la existencia de superficies mecánicas de despegue, que impiden la propagación hacia arriba de la deformación frágil en las capas más jóvenes que el Mioceno Medio, siendo éstas la Formación Paují del Eoceno y la Formación La Rosa del Mioceno Inferior. Igualmente, la menor competencia de la secuencia neógena juega un rol preponderante en el estilo de deformación, en comparación con la paleógena y la cretácica, dado que la rigidez o competencia aumenta claramente con la

profundidad (carga litostática actuante) y edad de la secuencia (procesos diagenéticos sufridos).

- ✦ Considerando la componente vertical de movimiento, el bloque hundido de SPV se ubica al oeste. La falla presenta un salto de 2.250 pies a nivel de la discordancia post-eocena (Eoceno Superior - Mioceno Inferior a Medio, 17 Ma) y de 250 pies a nivel del tope del Mioceno Superior (base del Plioceno, 5 Ma), respectivamente, con base en la diferencia medida en los contornos mostrados a ambos lados de sus trazas en mapas estructurales regionales.
- ✦ En la Cuenca de Maracaibo, la sismicidad instrumental (1910-2003 y 2006-2016) se concentra básicamente en el Lago de Maracaibo y la COLM, manifestándose mediante sismos someros de magnitudes variables, predominando aquellos con magnitudes menores que 3. Específicamente, entre 2006-2016, se identificaron 122 eventos sísmicos, de los cuales 34 pueden asociarse geográficamente con la SPV. A excepción del rango de magnitudes mayormente observado, se destaca el sismo de 1988 Mb 5,0; cuyo epicentro fue en el lago.
- ✦ Se estimaron empíricamente los parámetros sismogénicos de SPV a partir de la SRL determinada por geofísica, obteniendo un sismo máximo posible de M_w 7,6 con el escenario de única ruptura superficial (en 150 km) y de M_w 7,2 usando el escenario de falla discontinua con ruptura en dos segmentos. Asimismo, se obtuvo un sismo máximo probable de M_w 7,2 asumiendo SRL de 70 km de estudios previos.
- ✦ Con los distintos escenarios asumidos (sismo máximo posible, sismo máximo probable, SRL 150 km y SRL 70 km), se obtuvo un máximo desplazamiento cosísmico entre 1,0 y 12,5 m, así como un desplazamiento cosísmico promedio entre 0,6 y 6,2 m.
- ✦ Para única ruptura superficial (SRL 150 km), se obtuvo una velocidad de 0,03 mm/a y un período de retorno cercano a 232 mil años, considerando el vector

desplazamiento promediado de una población de mecanismos focales, así como una velocidad de 0,02 mm/a y un período de retorno cercano a 311 mil años, a partir del tensor de esfuerzo regional. Por el contrario, asumiendo ruptura en dos segmentos (SRL 70 km), se obtuvo un período de retorno cercano a 96 mil años con 0,03 mm/a y cercano a 128 mil años con 0,02 mm/a, respectivamente.

- ✦ Considerando el sismo máximo probable, se obtuvo un período de retorno de 88 mil años, para la velocidad de 0,03 mm/a (obtenida del vector desplazamiento promediado de una población de mecanismos focales) y un período de retorno de 118 mil años, para la velocidad de 0,02 mm/a (obtenida del tensor de esfuerzos regional).
- ✦ Para la localidad de Bachaquero, el máximo valor promedio de aceleración espectral obtenida en superficie fue 0,48 g para acelerogramas de los sismos reales aplicados con el método equivalente lineal. En todos los casos analizados, el espectro promedio de los espectros de respuesta obtenidos en superficie, producto de la aplicación de dichos acelerogramas reales en roca en cada sección analizada, estuvo por debajo del espectro de respuesta elástica construido de acuerdo con los criterios de la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014). Ello permite establecer que dicha norma es conservadora en los sitios analizados de la localidad, bajo las premisas asumidas y datos de entrada incorporados durante su ejecución. De manera que es posible utilizar el espectro de respuesta elástica construido como espectro de diseño para instalaciones petroleras, cuya ductilidad sea definida como 1, bajo las mismas condiciones de borde asumidas en este trabajo.
- ✦ En la localidad de Lagunillas, el máximo valor promedio de aceleración espectral obtenida en superficie fue 0,57 g para acelerogramas de los sismos reales aplicados. En Tía Juana, el máximo valor promedio de aceleración espectral fue 0,77 g. Ambos resultados están asociados con la determinación de las velocidades de ondas de corte por una relación empírica a partir del número de

golpes de SPT, así como a la naturaleza blanda de los suelos, la cual es responsable de la amplificación de la señal sísmica, con énfasis en los primeros 30 m de profundidad.

- ✧ En los sectores donde el promedio de los espectros de respuesta obtenidos en superficie supera al construido (con $D=1$) a partir de PDVSA JA-221 (PDVSA 2014), tales como en las secciones: S-11+00, S-14+00, S-54+00 y S-64+00 del dique COLM en Tía Juana y las secciones S-22+00 y S-91+00 del dique COLM en Lagunillas, se tendrá que utilizar un escenario más conservador para diseño, adecuación o refuerzo sismorresistente de alguna instalación, lógicamente partiendo de un estudio a priori, que incluya la caracterización geofísica in situ para la determinación de las velocidades de ondas de corte, el modelado dinámico local del suelo y el análisis de efectos de sitio, en concordancia con el tipo de estructura específica.

Finalmente, se recomienda lo siguiente:

- ✧ Actualizar la base de datos sismogénica del Occidente del país, considerando los parámetros obtenidos en este trabajo para el sistema de fallas Pueblo Viejo. Ello permitirá actualizar la evaluación de la amenaza sísmica en términos probabilísticos a nivel local y regional, para obtención de los parámetros de diseño de instalaciones petroleras y edificaciones en general, acordes con los requerimientos nominales de seguridad contemplados en la norma PDVSA JA-221 Diseño Sismorresistente de Instalaciones Industriales (PDVSA 2014) y en las normas COVENIN vigentes de Edificaciones Sismorresistentes.
- ✧ Realizar un análisis detallado de respuesta de sitio en la COLM, con énfasis en las localidades de Tía Juana y Lagunillas, a partir del método no lineal, incorporando los resultados acá presentados sobre tipos de suelo encontrados y respuesta lineal, sismicidad reciente y actividad de SPV, lo cual permitirá la obtención de estimados específicos del movimiento del terreno para la evaluación estructural en proyectos de ingeniería, así como de la deformación

compatible a las propiedades de suelo, considerando los efectos de espesor de los depósitos de sedimentos (suelos blandos) sobre el basamento rocoso.

- ✦ Cuando se requiera el diseño, la construcción o la adecuación de una instalación petrolera cuya ductilidad sea distinta a 1, en zonas donde este estudio reportó el espectro promedio de respuesta en superficie por debajo del espectro de respuesta elástica construido por la Especificación PDVSA JA-221 (PDVSA 2014), se recomienda construir el espectro de diseño utilizando la ductilidad específica de dicha instalación, de acuerdo con el procedimiento estipulado en la mencionada norma. Por el contrario, si la instalación se proyecta o ubica en sectores donde el promedio de los espectros de respuesta en superficie estuvo por encima del de respuesta elástica construido según PDVSA JA-221 (PDVSA op. cit), se recomienda utilizar un escenario más conservador que dicha norma para la construcción del espectro de diseño.
- ✦ Como la falla Pueblo Viejo ejerce control tectónico regional y el lago constituye una zona tectónicamente compleja, se deberán realizar estudios geomecánicos de los yacimientos, para definir modelos de estabilidad de hoyo, incorporando los esfuerzos tectónicos regionales, que en general se asocian con dicha falla.
- ✦ En el caso de EEMM donde al menos una de las trazas de SPV atraviese sus áreas operacionales (i.e. Petrolera Sinovenezolana, Petrozamora), para diseño y ubicación de instalaciones (con énfasis en trazado de oleoductos, gasoductos y tuberías en general), deberá efectuarse a priori una evaluación de cruce de fallas a partir de geofísica, además de considerarse en el diseño los desplazamientos cosísmicos, tasa y tipo de movimiento de SPV.
- ✦ Como la falla Icotea pudiera atravesar el área de operación de Petrocabimas en su paso de tierra a lago (se desconoce la prolongación en tierra de esta falla), y además, se le considera potencialmente activa con movimiento oblicuo sinistral inverso a inverso sinistral, con posible sismicidad reciente (M_w 4,2 el 09/02/2014), se requiere su caracterización sismogénica, para la obtención de la

longitud de ruptura, el sismo máximo posible y probable, los desplazamientos cosísmicos, la tasa de movimiento y el período de retorno.

- ✪ Es menester realizar un análisis sismológico a fondo e individual de cada sismo presentado en la revisión realizada entre 1910 y 2006, en aras de determinar el mecanismo focal correspondiente, lo cual junto con la caracterización de cada una de las fallas circundantes y la tectónica imperante, permitirá adjudicar cada evento de manera definitiva.

REFERENCIAS

- AGUILAR V. y DÍAZ G. (2002). Aplicación de la metodología VCD (visualización, conceptualización y definición) en la elaboración del programa de perforación del proyecto SLE-2-01 del Distrito Lagunillas de la División Occidente de la Unidad de Negocio de Producción de PDVSA EP. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingenieros de Petróleo en la Universidad Central de Venezuela, 343 p.
- AKI K. (1966). Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 44: 23-88.
- AKI K Y RICHARDS P. (1980). Quantitative Seismology. W. H. Freeman and Co., EUA.
- ALVA J. y ESCALAYA M. (2005). Actualización de los parámetros simológicos en la evaluación del peligro sísmico en el Perú. Simposio Internacional en honor al Profesor Yuji Ishiyama, 30 - 31 de mayo 2005, CISMID/FIC/UNI, 4 p.
- ANDERSON E. (1951). The Dynamics of Faulting. Oliver and Boyd. Edinburgh.
- ARAUJO E. (2002). Interpretación sísmica estructural 3D y uso de atributos sísmicos en el Mioceno – Eoceno del área VLA-62, Bloque I, Lago de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico en la Universidad Central de Venezuela, pp. 45-69.
- ARÉVALO F. (2008). Potencial petrolífero a nivel de la Arena C Inferior en el campo Bachaquero. Estado Zulia. Trabajo de Grado para optar al Grado Académico de Magíster en Geología Petrolera presentado ante la Universidad del Zulia, 69 p.
- ARZUMAN S. (2002). 3-D Structural and seismic stratigraphic interpretation of the Guasare - Misoa interval, VLE 196 area, block V, Lamar field, lake Maracaibo, Venezuela. MSc. Thesis. Master of Science of the Texas A&M University. 122 p.
- AUDEMARD, F. (1989). Néotectonique du Languedoc méditerranéen: examen critique et synthèse des données existantes. Rapport D.E.A., Montpellier II (U.S.T.L.). Inédito. 60p + 26 tablas + anexo.
- AUDEMARD F. (1991). Tectonics of Western Venezuela. Unpublished PhD dissertation, Rice University, Houston, 245 p.
- AUDEMARD F. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. Memorias del Congreso Venezolano de Geofísica [CD-ROM]. Versión para Windows. Memorias del XI Congreso Venezolano de Geofísica, Noviembre 2002. Caracas (Venezuela).

AUDEMARD F. E. y AUDEMARD F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345: 299 – 327.

AUDEMARD F. y CASTILLA R. (2016). Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial. *Journal of South American Earth Sciences* XXX (2016): 1-11.

AUDEMARD F et al (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Venezuela and its Offshore Regions. USGS Open-File report 00-0018 (accessible from USGS webpage; open file reports ofr-00-0018). 78 p.

AUDEMARD F. y OLLARVES R. (2004). Eventuales deformaciones permanentes de origen co-sísmico, que pudiesen afectar la integridad del sistema de diques de protección de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo –COLM- Proyecto Funvisis-Intevp 04-071. Informe Técnico de Avance, 15 p.

AUDEMARD F., ROMERO G., RENDON H. y CANO V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews* 69: 181–233.

AUDEMARD F., SINGER A., SOULAS J. and the Neotectonics Section of the Funvisis Earth. (2006). Quaternary faults and stress regime of Venezuela. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 480-491.

A. V. S. LABORATORIOS Y DISEÑOS DE INGENIERÍA. (1987). Campaña geotécnica 1987 – Diques costaneros COLM – Parte 2. Informe de resultados, 535 p.

BADELL C., RODRÍGUEZ T. y UZCÁTEGUI M. (1987). Valores estimados de densidad en los andes venezolanos y regiones adyacentes obtenidos por método gravimétrico. *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad del Zulia*. Vol. 10, No. 1. Edición Especial, 1987.

BELL J. (1972). Geotectonic evolution of the southern Caribbean area. *Geological Society of America Memoir* 132: 369–386.

BRUNE J. (1976). The physics of earthquake strong motion. *Seismic Risk and Engineering Decisions*, Lomnitz, C. y Rosenblueth, E. (comps.), Elsevier Scientific Publ. Co., Países Bajos, pp. 141-177.

BUENO E. Superposed structural styles of the Maracaibo Basin, Venezuela [En línea]. Third ISAG, St Malo (France), Septiembre 1996. Disponible en web: horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/.../010008583.pdf.

BURG J. (2011). *Structural Geology and Tectonics*. ETH Zürich and Universität Zürich.

BURRIDGE R. y KNOPOFF. L. (1964). Body wave equivalents of seismic dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 54: 1875-1888.

CABRERA P. (2009). Normas para la elaboración, presentación y evaluación de trabajos de pregrado, trabajos especiales, especialización, maestría y tesis doctorales. Nota editorial. Universidad Iberoamericana del Deporte, Vicerrectorado Académico - Investigación y Posgrado, 113 p.

CABRERA L. y OTERO S. (2012). Interpretación sísmica estructural 3D semiregional de las áreas Ceuta, Framolac, Barúa y Motatán; Cuenca de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado presentado en la Universidad Central de Venezuela para optar al título de Ingenieros Geofísicos, 202 p.

CARRERO R. (2008). Reinterpretación estructural del área Bachaquero Noreste para el Mioceno. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico. Universidad Simón Bolívar. 106 pp.

CASTILLA R., AUDEMARD F. y RODRÍGUEZ J. (2002). Amenaza sísmica por método determinista en el triángulo de fallas Valera-Boconó-Oca en el occidente de Venezuela. *Geofísica Colombiana* Nro. 6 ISSN - 0121 – 2974: 9-16.

CASTRO N. (2011). Evaluación de la respuesta sísmica no-lineal de un depósito de suelo pre-consolidado de la ciudad de Cali. Tesis de investigación presentada como requisito para optar al título de Magister en Ingeniería – Geotecnia en la Universidad Nacional de Colombia, 48 p.

CEDEÑO L. (2011). Modelado gravimétrico 2D de un perfil en la región Noroccidental de Suramérica específicamente en el Bloque Norandino. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico. Universidad Simón Bolívar, pp. 37-60.

CELIS E., MALAVÉ G. Y FRANKE M. (1996). Zonificación sísmica lineal de los suelos de fundación de los diques costaneros de Lagunillas y Bachaquero. Informe técnico INT-STE-00829, 96 PDVSA Intevep.

COLLETTA B., ROURE F., DE TONI B., LOUREIRO D., PASSALACQUA H. y GOU, Y. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuelan Andes. *Tectonics* 16 (5): 777– 794.

COVENIN (2001). Norma venezolana COVENIN 1756-1:2001 Edificaciones sismorresistentes. Parte I y Parte II. Documento elaborado entre Comisión Venezolana de Normas Industriales integrada por FONDONORMA, MCT, MINFRA y FUNVISIS. Caracas, Venezuela, 189 p.

DE MARCO Z. (2002). Corrección del Índice de Resistencia a la Penetración (SPT) considerando la eficiencia energética del equipo. *Geos*, 35 (2002). Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Minas. Caracas, pp. 65-71.

DE SANTIS F., A. SINGER y J. SULLY. (1993). Caracterización geológica y geotécnica de los sitios-test del Proyecto Microzonificación Sísmica Experimental CETE-MEDITERRANEE-FUNVISIS. Memorias del Coloquio Franco-Latinoamericano de Microzonificación Sísmica. Punta Cardón, Venezuela.

DEWEY J. (1971). Seismic studies with the method of Joint Hypocenter Determination, Ph.D. Thesis, Univ. of Calif., Berkeley, 164 p.

ECHEZURÍA H., CELIS E. y PARRA S. (1995). Análisis crítico de la confiabilidad de los diques costaneros de la COLM. Informe técnico INT-TEIG-0054,95. PDVSA INTEVEP. Maracaibo, Zulia.

ESCALONA A. y MANN P. (2006). Tectonic controls of the right-lateral Burro Negro tear fault on Paleogene structure and stratigraphy, northeastern Maracaibo Basin. AAPG Bulletin, v. 90, No. 4: 479–504.

FERNÁNDEZ A. y CRUMLEY A. (2001). Análisis de Respuesta Dinámica para la Presa de Río Blanco. Ejemplo de Microzonificación Lineal. Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil. Universidad. de Puerto Rico, Mayagüez. Vol 2, No.1: 69-78.

FERNÁNDEZ A., PARRA S., CELIS E., PARRA E. Y PARRA J. (1996). Deformaciones inducidas por sismos en los diques costaneros de la COLM. Informe técnico INT-STE-00794, 96 PDVSA Intevep, 63 p.

FREYMUELLER J., KELLOGG J. y VEGA V. (1993). Plate motions in the north Andean region. Journal of Geophysical Research, Vol. 98: 21853– 21863.

FUNVISIS - FUNDACIÓN VENEZOLANA DE INVESTIGACIONES SISMOLÓGICAS (2011). Reporte sismológico con mecanismo focal [Documento en línea]. Disponible en: http://www.funvisis.gob.ve/images/mecanismos_focales/2011/10/mec_foc_138.gif. [Consulta: 2016, mayo 27].

FUNVISIS - FUNDACIÓN VENEZOLANA DE INVESTIGACIONES SISMOLÓGICAS (2014). Reporte sismológico con mecanismo focal [Documento en línea]. Disponible en: http://www.funvisis.gob.ve/images/mecanismos_focales/2014/02/mec_foc_163.gif. [Consulta: 2016, mayo 27].

GARCÍA MAYORDOMO J. (2007). Incorporación de datos y criterios geológicos en el análisis de la peligrosidad sísmica en regiones de actividad moderada: I. Definición y caracterización de fuentes sismogénicas. Geogaceta Vol. 41: 87-90.

GEOPROYECT (2014). Estudio geotécnico en las Secciones 1, 2, 4, 5 y 5A del dique costanero de Pueblo Viejo, municipio Valmore Rodríguez, estado Zulia DCOL-DD-EE-GE-EG-14-03. Informe de resultados. Contrato N° 4600052346

GIL A. (2011). Interpretación sísmica estructural 3D del Bloque Urdaneta Oeste, Maracaibo estado Zulia, Venezuela. Informe de Pasantías para optar al título de Ingeniero Geofísico. Universidad Simón Bolívar, pp. 22-38.

GONZÁLEZ M. (2002). Análisis de factibilidad de la técnica Monitoreo Microsísmico en la Caracterización de yacimientos de hidrocarburos. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico. Universidad Central de Venezuela. pp. 166. 2002.

GONZALEZ M. (2012). Recopilación de resultados de estudios realizados sobre la falla Pueblo Viejo y otras fuentes sísmicas activas en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, con afectación en el sistema de protección costanera. Nota técnica NTE-1366, 2012. PDVSA Intevep. 49 p.

GONZÁLEZ M. (2013a). Análisis de geopeligros para el diseño de instalaciones costa afuera en la región nororiental de Venezuela. III Jornadas de Seguridad Acuática - Dirección Ejecutiva de Seguridad Industrial e Higiene Ocupacional. PDVSA. Puerto Ordaz. Octubre 2013

GONZÁLEZ M. (2013b). Influencia de la sismotectónica sobre la subsidencia total en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (COLM). Nota técnica NTE-1640, 2013. PDVSA Intevep, 44 p.

GONZÁLEZ M. y BOSCÁN K. (2013). Análisis de respuesta dinámica de suelos en secciones típicas del dique COL en Bachaquero, considerando diferentes posibles escenarios de actividad sísmica en la falla Pueblo Viejo. Informe técnico INT-14262, 2013. PDVSA Intevep, 49 p.

GONZÁLEZ R. M. y GONZÁLEZ M. M. (2004). Deformaciones permanentes de origen co-sísmico en el sistema de diques de protección de la COLM. Informe de avance INT-10279, 2004. Proyecto Funvisis-Intevep 04-071. PDVSA Intevep. 26 p.

GONZÁLEZ M., AUDEMARD F. y MALAVÉ G. (2013). Principales avances en la caracterización sismogénica y la evaluación de eventuales deformaciones permanentes de origen cosísmico, asociadas con la falla Pueblo Viejo dentro del bloque triangular de Maracaibo del Occidente Sur caribeño. III Seminario Internacional de Ing Sísmica y Geotecnia. ISSN 2346-4119. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia. Boyacá – Colombia 2013.

GONZÁLEZ M., LEAL R. y BELANDRIA A. (2016). Mapa de identificación de geopeligros y análisis preliminar de riesgo sísmico EEMM L-M con comentarios. [Mapa en intranet de PDVSA]. Sistema Integrado de Portafolio y Oportunidades – SIPO. PDVSA CVP. Disponible en intranet privada: <http://167.134.2.233/sipo/SIPO/index.html> [Consulta: diciembre 2016].

GONZÁLEZ M., PAOLINI M., AUDEMARD F., MOLINA D. y TAGLIAFERRO M. (2007). Servicios profesionales para el Estudio de riesgos geomorfológicos y

sismológicos del Proyecto Mariscal Sucre. Informe técnico de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) Nro. FUN-2007/005 en revisión de PDVSA. 202 p.

GUZMÁN J. y FISHER W. (2006). Early and middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, Vol. 90, No. 4: 625–655.

GUTENBERG B. (1951). *Internal Constitution of the Earth*. Dover Publ. Inc., EUA.

HANDIN J. (1966). Strength and ductility. *Handbook of Physical Constants*. S. Clark (comp.), Geol. Soc. Amer. *Memoir* 97: 224-273.

HASHASH Y. y PARK D. (2001). Non-linear one-dimensional wave propagation in the Mississippi Embayment. *Engineering Geology*, v. 62 (1-3): 185-206.

HURTADO J. (2000). *Metodología de la Investigación Holística*. Fundación Sypal. 3ra Edición. Caracas. pp. 227-230.

HUSSEINI M. y RANDALL M. (1976). Rupture velocity and radiation efficiency. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. 66: 1173-1187.

JAMES K. (1985). Marco tectónico, estilos estructurales y hábitat de hidrocarburos cretácicos, Venezuela. *Memorias del VI Congreso Venezolano de Geólogos*, pp. 2452-2469.

JORDAN T. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80: 4433– 4439.

KANIUTH K., DREWES H., STUBER K., TEMEL H., HERNÁNDEZ J., HOYER M., WILDERMANN E., KAHLE H. y GEIGER G. (1999). Position changes due to recent crustal deformations along the Caribbean – South American plate boundary derived from CASA GPS project. General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Birmingham, U.K. Poster at Symposium G1 of International Association of Geodesy.

KANAMORI H. y ANDERSON D. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. 65: 1073-1095.

KELLOGG, J. Y VEGA, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *Special Paper-Geological. Society of America* 295: 75– 90.

KRAMER S. (gonzalez1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics, Upper Saddle River, New Jersey 07458, 672 p.

KRINITZSKY E. (1995). Deterministic versus probabilistic seismic hazard analysis for critical structures. *Engineering Geology*, V 40: 1-7.

LOBO Y VÁSQUEZ. (2011). Manual de Términos Básicos para la Elaboración de Estudios geomecánicos “Revisión del Campo de Esfuerzos del Campo Ceuta”. PDVSA E y P Occidente, Maracaibo, Venezuela.

LUGO J. (1992). Historia tectónica a lo largo de los sistemas de fallas de Icotea y Pueblo Viejo, Cuenca de Maracaibo. Caracas. VI Congreso Venezolano de Geofísica. Memoria pp.118-124.

LUGO J. y MANN P. (1992). Colisión oblicua y formación de una cuenca foreland durante el Paleoceno Superior al Eoceno Medio; Cuenca de Maracaibo, Venezuela. Salamanca. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología Memoria. 4: 60-64.

MALAVÉ G. (1992). Inversión de ondas de volumen de algunos sismos importantes del Noroccidente de Venezuela: relación con la tectónica regional. Tesis para optar el grado de Maestro en Sismología y Física del Interior de la tierra. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 73-85.

MALAVÉ G. (1997). Sismotectónica del Occidente de Venezuela. Tesis para optar al grado de Doctor en Geofísica (Sismología y Física del interior de la tierra). Universidad Nacional Autónoma de México, 224 p.

MALFAIT B. y DINKELMAN. M. (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. Geological Society of America Bulletin No. 83 (2): 251– 272.

MANN P, ESCALONA A. y CASTILLO M. (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo Supergiant Basin, Western Venezuela. AAPG Bulletin. Vol. 90 No. 4: 445-477.

MARAVEN (1994-1995). Síntesis geológica marco secuencial y perspectivas exploratorias del Eoceno de la cuenca de Maracaibo. Informe No. EPC 13494, 233 p + anexos.

MARTÍNEZ F., ROUX J., CASTILLO J., BASTARDO M. y CARRASQUEL M. (2010). Relación de la deformación extensional y contractiva en la región centro-sur de la Cuenca de Maracaibo: implicancias para el desarrollo de potenciales trampas petrolíferas. Interciencia Vol. 35 No. 12: 883-890.

MCCLAY K. y SCOTT A. (1991). Hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault systems. Tectonophysics 188: 85-96.

MCCLAY K. Y BONORA M. (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. AAPG Bulletin. Vol. 85. No. 2: 233 – 260.

MCGARR A., SPOTTISWOODE S., GAY N. Y ORTLEPP W. (1979). Observations relevant to seismic driving stress, stress drop, and efficiency. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84: 2251-2261.

MONTAÑO M. (2008). Modelado flexural de la Cuenca de Falcón con espesor elástico efectivo constante y variable espacialmente. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico en la Universidad Simón Bolívar. 108 p.

MORALES M. (2003). Caracterización sedimentológica del yacimiento B-1 SVS0073 de la Formación Misoa en la Cuenca de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo en la Universidad Central de Venezuela, pp. 41-72.

MURRIA J. (1992). Desarrollos recientes en la evaluación del riesgo sísmico en el occidente de Venezuela. Informe por asesoría para estudios de ingeniería. MARAVEN pp. 1-29.

OCDE (2002). Manual de Frascati. Propuesta de Norma Práctica para encuestas de Investigación y Desarrollo experimental.

OKEL E. y ROMANOWICZ B. (1994). On the variation of b-values with earthquake size.- *Phys. Earth Planet. Inter* 87: 55-76.

OHTA Y. y GOTO N. (1978). Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristics soil indexes. *Earthq. Eng. Struc. Dyn* 6: 167-187.

PACIFIC EARTHQUAKE ENGINEERING RESEARCH – PEER (2000). Strong Motion Database. Data Center with records and strong motion data from earthquakes from tectonically active regions [en línea]. Regents of the University of California. Copyright 2000. Disponible en: <http://peer.berkeley.edu/>. [Consulta: 2013, febrero 1].

PALMA M., AUDEMARD F. y ROMERO G. (2010). Nuevos mecanismos focales para Venezuela y áreas vecinas 2005-2008: importancia de la densificación y distribución de la Red Sismológica Nacional. *Revista técnica de Ingeniería Universidad del Zulia*. Vol. 33, Nº 2: 108 – 121.

PARNAUD F., GOU Y., PASCUAL J., CAPELLO M., TRUSKOWSKI Y., PASSALACQUA H. y ROURE F. (1995). Stratigraphic synthesis of western Venezuela. Tankard A., Suárez S. y Welsink H eds., *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62: 681-698.

PDVSA – BEICIP FRANLAB (1998). Estudio Integrado de Bachaquero Mioceno Suroeste. Parte II. Modelo Estático. Unidad de Explotación Bachaquero Lago. *Estudios Integrados de Yacimientos*, 33 p.

PDVSA (2000). *Visión Integrada del Potencial Petrolífero de Venezuela (Proyecto VIPA)*. Atlas Tomos 1 a 5 + Anexos.

PDVSA (2014). Especificación PDVSA JA-221, Diseño Sismorresistente de Instalaciones Industriales, Especificaciones de Ingeniería, Manual de Ingeniería de Diseño, Vol. 18-I: 1-53.

PEÑA, A., PEÑUELA, M., LOBO, C., BELANDRIA, N. y BONGIORNO F. (2013). Estudio geomecánico del eoceno del alto de Ceuta y área 2 norte, bloque VII del Lago de Maracaibo, Venezuela. *Revista Ciencia e Ingeniería*. Vol. 34, No. 1, pp. 21-30, diciembre-marzo, 2013. ISSN 1316-7081. ISSN Elect. 2244-8780 Universidad de los Andes (ULA)

PÉREZ C. (1986). Geología del Cuaternario de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, Edo. Zulia. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo en la Universidad Central de Venezuela. 258 p.

PÉREZ O., JAIMES M. y GARCACARO E. (1997). Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the Routh American plate in northwestern Venezuela. *Journal of Geophysical Research* 102 (B8): 17875– 17882.

PINDELL J. y DEWEY J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico / Caribbean region. *Tectonics* Vol. 1 No. 2: 179–211.

PINDELL J., KENNAN L. y BARRETT S. (2000). Kinematics: a Key to Unlocking Plays. AAPG Geophysical Corner. Search and Discovery Article 40064, pp. 1-9.

REITER L. (1990). Earthquake hazard analysis. Issues and insights. New York, Columbia University Press, 254 p.

REQUENA J. y ZAMBRANO M. (2008). Generación de un modelo geológico estructural a partir de datos sísmicos 2D de la región central de Zulia Oriental. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico en la Universidad Central de Venezuela. 178 p.

RIVERO E. (2016). Caracterización geofísica mediante estudios de ruido sísmico ambiental, en el este de la cuenca del Lago de Maracaibo, edo. Zulia. Trabajo Especial de Grado presentado ante la Universidad Central de Venezuela para optar al título de Ingeniera Geofísica. 111 p.

RODRÍGUEZ A. (2013). Estimación de parámetros geomecánicos a partir de sísmica 3D en el Campo Moporo ubicado al sureste del Lago de Maracaibo, estado Zulia. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico en la Universidad Central de Venezuela, 178 p.

ROURE F., COLLETTA B., DE TONI B., LOUREIRO D. PASSALACQUA H. y GOU Y. (1997). Within-plate deformations in the Maracaibo and East Zulia basins, western Venezuela. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 14 No.2: 139-163.

SABAJ R. (2008). Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33° y 33°45' s. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. 98 p.

SCHERER W. (2007). Evidencias geológicas de licuación reciente en capas cuaternarias de las zonas de Lagunillas, Pueblo Nuevo y Bachaquero. Informe no publicado, elaborado para el Comité de Expertos de los Diques COLM (COE-10). 39 p.

SCHNABEL P., LYSMER J. y SEED H. (1972). SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. Report No. EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

SEED H. e IDRIS I. (1970). Soil Moduli and damping factors for dynamic response analysis. EERC - Report 70- 10, Berkeley, California.

SERRANO M. (2003). Caracterización química y radiométrica de una sección del Eoceno en el subsuelo del Lago de Maracaibo, Cuenca de Maracaibo, estado Zulia. Trabajo de Tesis de Maestría presentado en la Universidad Central de Venezuela para optar al título de Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas, 282 p.

SINGER A. (2012). Introducción a las amenazas naturales. Evaluación de la amenaza sísmica. Biblioteca Popular de Sismología Venezolana: Vivienda segura ante amenazas naturales. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). Proyecto financiado por FONACIT en el marco de la Ley Orgánica de Ciencia, Tecnología e Innovación (LOCTI). Caracas, 39 p.

SUELOS CONCRETO ASFALTO (1987). Campaña geotécnica 1987. Diques costaneros, Edo. Zulia. Reporte realizado para MARAVEN S.A. 83 p.

SULLY J. y MURRIA J. (1992). Microzonificación sísmica en la Costa Oriental del Lago, Venezuela. [En línea]. Memorias del Ire Congreso Iberoamericano sobre técnicas aplicadas a la gestión de emergencias para la reducción de desastres naturales. Valencia, España. 12 p. Disponible en: <http://desastres.usac.edu.gt/documentos/pdf/spa/doc4997/doc4997-cotenido.pdf>

SUN J., GOLESORKHI R. y SEED H. (1988). Dynamic Moduli and Damping Ratio for Cohesive Soils, Report No. UCB/EERC-88/15, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

SYKES L. y SBAR M. (1973). Intraplate earthquakes, lithospheric stress, and the driving mechanism of plate tectonics. Nature, vol. 245: 98-302.

SYKES L., MCCANN W. Y KAFKA A. (1982). Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. Journal of Geophysical Research, Vol. 87 (B13): 10656– 10676.

VAN DER HILST, R. y MANN P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* Vol. 22: 451-454.

VUCETIC M. Y DOBRY R. (1991). Effect of Soil Plasticity on Cyclic Response. *ASCE Journal of Geotechnical Engineering*. 117 (1), 89 p.

WADGE G. y BURKE K. (1983). Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. *Tectonics*, Vol. 2 No. 6: 633– 643.

WELLS D. Y COPPERSMITH K. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4: 974-1002.

WESNOUSKY S. (1986). *Journal of Geophysical Research*. Vol. 91(B12): 12587-12631.

WOODWARD CLYDE AND ASSOCIATES (1969). Seismicity and seismic geology of northwestern Venezuela: Informe preparado para la compañía Shell de Venezuela.

ANEXO A: CONCEPTOS Y DEFINICIONES TEÓRICAS FUNDAMENTALES

La comprensión de la aplicación de los métodos geofísicos comienza en el entendimiento de las anomalías geofísicas. Se entiende por anomalía geofísica la desviación de la uniformidad de las propiedades físicas, de interés en exploración. Anomalía es una sección de la exploración geofísica, la cual es diferente en apariencia a la exploración en general.

A continuación, se presentan algunos conceptos fundamentales, utilizados como marco esencial para el desarrollo de la investigación.

A.1. Principios fundamentales de Geología Estructural

En geología estructural se estudian las rocas deformadas, de acuerdo con la geometría de los cuerpos rocosos en tres dimensiones, para luego inferir la cinemática y deducir el esfuerzo que produjo la deformación. A continuación, se presentan una serie de conceptos, según Requena y Zambrano (2008), en relación con la mecánica de desarrollo de las estructuras geológicas.

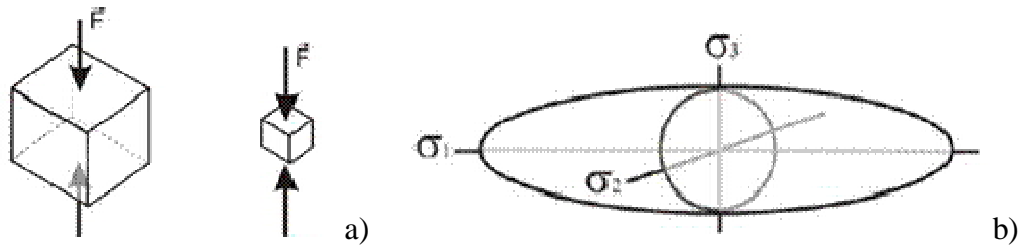
A.1.1 Fuerza y esfuerzo

La fuerza (F) se define como un vector que altera o tiende a alterar el estado de movimiento de un cuerpo. Si esta fuerza se aplica por unidad de área, el esfuerzo (σ), vendrá definido como:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad [\text{A.1}]$$

Cuando solamente actúa un esfuerzo en un cuerpo (Figura A.1 a), ocurre compresión uniaxial, pero cuando dos o tres esfuerzos actúan, entonces la condición es llamada

compresión biaxial o triaxial, respectivamente. Los esfuerzos en la tierra son triaxiales y se denominan mayor (σ_1), menor (σ_3) e intermedio (σ_2), formando un elipsoide conocido como elipsoide de esfuerzos (Figura A.1 b).



Fuente: Requena y Zambrano (2008, pp. 21 - 22)

Figura A.1. a) Definición de esfuerzo uniaxial y b) elipsoide de esfuerzos.

A.1.2 Deformación

En general, según Cabrera y Otero (2012), la deformación se puede definir como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufridas por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. Una deformación puede constar de hasta cuatro componentes: translación, rotación, dilatación y distorsión.

Es el proceso por el cual las partículas en una roca se acomodan desde una posición inicial hasta una posición final. Para cuerpos rígidos, la deformación se compone de rotación y traslación, mientras que para cuerpos no rígidos (i.e. la mayor parte de las rocas en la corteza terrestre), la misma abarca distorsión y dilatación.

A.1.3 Mecanismos de deformación

Existen diferentes mecanismos que describen el modo en que la roca falla a raíz de la aplicación de un esfuerzo:

- a) Deformación frágil: ocurre cuando la roca falla durante la deformación elástica y se localiza a lo largo de un plano. No es una deformación continua, por lo que las rocas afectadas se partirán en muchas piezas.
- b) Deformación dúctil: este término se usa para distinguir aquellas rocas o materiales capaces de aguantar grandes cambios en su forma sin romperse.
- c) Deformación cataclástica: la roca se deforma por fracturamiento y rotación de granos individuales.
- d) Deformación cristal-plástica: ocurre cuando hay un flujo de granos individuales de minerales sin fracturarse o romperse.

A.1.4 Esfuerzos en el subsuelo

El campo de esfuerzos en sitio de cualquier punto de la corteza terrestre está definido por cuatro elementos, siendo éstos tres esfuerzos ortogonales principales y la presión de poros. Específicamente, todas las rocas que componen la corteza terrestre están sometidas a:

- ★ Un esfuerzo vertical de sobrecarga (σ_v), originado por los estratos que se encuentran suprayacentes
- ★ Un esfuerzo horizontal máximo (σ_{hmax})
- ★ Un esfuerzo horizontal mínimo (σ_{hmin}).
- ★ Las tres componentes anteriores junto con la presión de poros (p_p) conforman el tensor de esfuerzos en cualquier punto de la corteza terrestre.

Las diferencias entre las magnitudes de estos esfuerzos van a determinar el campo de esfuerzos o régimen tectónico predominante. Dependiendo de ello, la nomenclatura para el esfuerzo mayor, intermedio y menor es la siguiente (Cabrera y Otero, 2012):

- a) σ_1 = Esfuerzo Ortogonal Principal Mayor

b) σ_2 = Esfuerzo Ortogonal Principal Intermedio

c) σ_3 = Esfuerzo Ortogonal Principal Menor

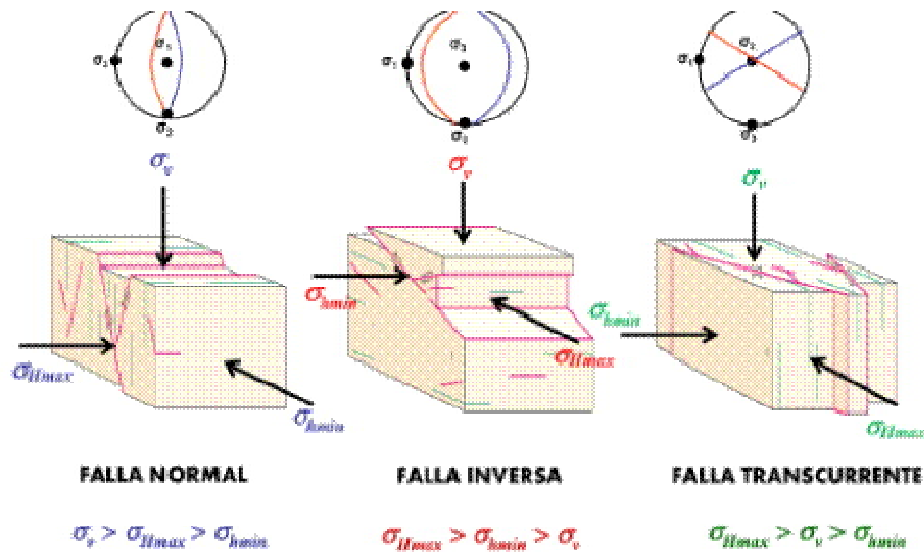
A.1.5 Relación esfuerzo-deformación

Los materiales responden ante un esfuerzo principalmente de dos maneras, las cuales se indican a continuación:

- a) El material se comporta de manera elástica: cuando el material vuelve a su posición inicial al ser removido el esfuerzo y la deformación es recuperable.
- b) El material se comporta de manera plástica: cuando el material permanece deformado después que el esfuerzo es removido, siendo la deformación permanente.

A.2 Relación entre deformación, esfuerzos y régimen tectónico

Cuando las rocas están sometidas a un régimen tectónico se deforman, fallan o simultáneamente experimentan ambos procesos. En cualquiera de estos casos, la dirección de los esfuerzos principales determinará la orientación de la superficie de falla y resistencia de la roca controlará la magnitud del esfuerzo de corte necesario para romper las rocas. Dependiendo de las magnitudes relativas de cada esfuerzo ortogonal principal, se han definido tres estados de esfuerzo o regímenes de esfuerzos principales y sus fallas asociadas (Figura A.2).



Fuente: Cabrera y Otero (2012, p. 51)

Figura A.2. Clasificación de las fallas en relación con el estado de esfuerzos.

Tal como se muestra en la Figura A.2, se formarán fallas normales cuando el esfuerzo vertical es el esfuerzo máximo, fallas inversas cuando el esfuerzo vertical es el mínimo y fallas transcurrentes cuando el esfuerzo vertical es el intermedio, respectivamente.

Anderson (1951) determinó la configuración de los esfuerzos con base en el criterio de fracturación de Mohr – Coulomb, estableciendo como norma general que un cuerpo rocoso al fallar, se forman dos familias conjugadas de fallas que se cortan formando un diedro agudo y otro obtuso. En la bisectriz de cada diedro se sitúan los ejes de compresión máxima (σ_1) y mínima (σ_3) respectivamente, y la línea de intersección de las dos familias de planos de fallas se halla el eje del esfuerzo medio (σ_2).

Para el caso específico del área de estudio de este trabajo, inmersa en la Cuenca de Maracaibo, es importante destacar que los alineamientos estructurales presentes han sido producto de la ocurrencia de varios regímenes tectónicos. Lógicamente, cada

régimen ha generado diversos estilos estructurales, obedeciendo a la dirección y magnitud de los esfuerzos que actuaron (ver más detalle en el Capítulo IV).

A.2.1 Características y estilos estructurales de los regímenes tectónicos principales

A continuación, se presenta la configuración de los esfuerzos ortogonales para cada régimen tectónico, así como la deformación y los estilos estructurales característicos (Lobo y Vázquez, 2011; Burg 2011):

A.2.1.1 Régimen tectónico extensivo

Se presenta cuando el esfuerzo mayor es la sobrecarga vertical y el menor es el esfuerzo horizontal mínimo, siendo $\sigma_v > \sigma_{h_{max}} > \sigma_{h_{min}}$. En este tipo de régimen existe predominio del fallamiento muchas veces del tipo lístrico y planar.

Las fallas planas rotacionales se producen por encima de una superficie de desprendimiento o de transición frágil – dúctil, donde existe un despegue basal. Los bloques rotan alrededor de un eje aproximadamente paralelo al rumbo de las fallas sin producirse deformación interna. Si el desplazamiento e inclinación de cada falla es distinto se genera un problema de espacio en los niveles de despegues.

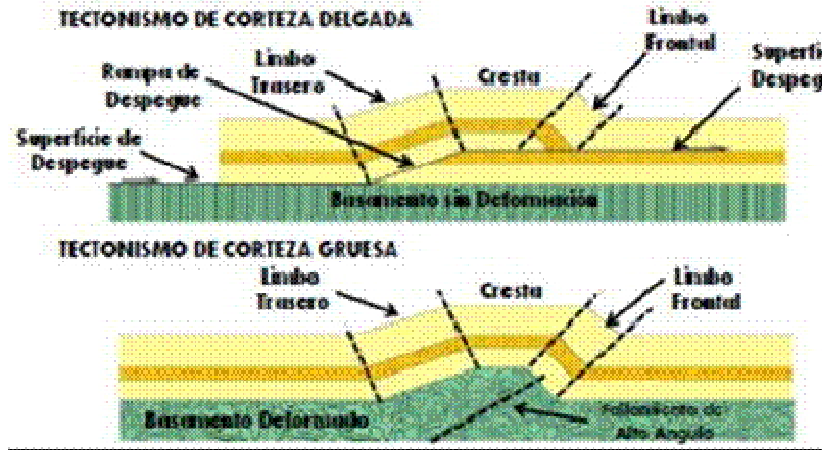
Las fallas lístricas poseen alto buzamiento en la zona superficial y a medida que se profundiza disminuye su buzamiento. Se produce rotación de los estratos, pero ocasionan menos problemas de espacio en el nivel de despegue. Las fallas lístricas están caracterizadas por una geometría que presenta un anticlinal tipo *roll – over*.

A.2.1.2 Régimen tectónico compresivo

Se presenta cuando el esfuerzo mayor es el esfuerzo horizontal y el menor la sobrecarga vertical, siendo $\sigma_{h_{max}} > \sigma_{h_{min}} > \sigma_v$. En este tipo de régimen existe predominio del fallamiento inverso.

De acuerdo con McClay y Scott (1991), en este régimen son comunes dos estilos de deformación. El primero es la tectónica de corteza delgada (*thin - skinned tectonics*), donde la deformación compresiva no afecta el basamento, aunque el mismo es

cubierto por un conjunto de fallas, pliegues subparalelos y se desarrolla una superficie de despegue en zonas de debilidad dentro de la secuencia sedimentaria, tales como lutitas o evaporitas. El segundo estilo corresponde a la tectónica de corteza gruesa (*thick – skinned tectonics*), en la cual la deformación si involucra el basamento (Figura A.3).

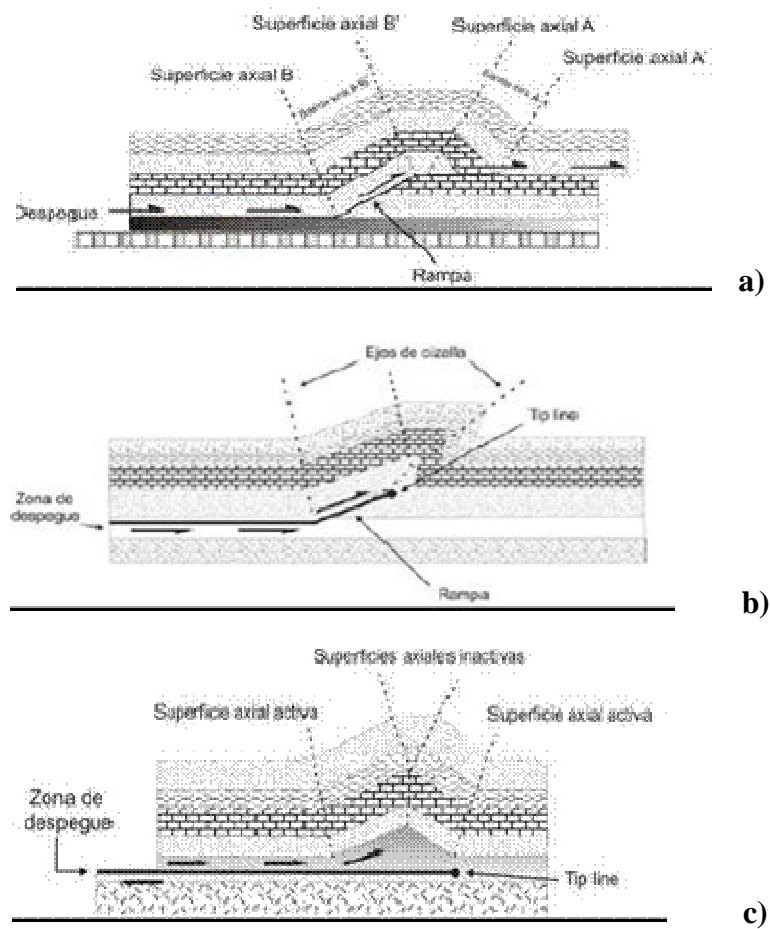


Fuente: Cabrera y Otero (2012, p. 54)

Figura A.3. Estilos de deformación característicos de régimen compresivos.

En la tectónica de corteza delgada existen diversos estilos estructurales que son diferenciados por la geometría que presentan, destacando: pliegue por flexura de falla (*fault bend fold*), con geometría despegue-rampa-despegue, pliegue por propagación de falla (*fault propagation fold*), cuya geometría es despegue-rampa y pliegues asociados con despegues (*detachment fold*). En el primero, existe transferencia de desplazamiento al frente de la estructura, el ángulo promedio que presenta la rampa es de 15 - 30°. Por el contrario, en el segundo, no existe transferencia de desplazamiento al frente de la estructura. Por su parte, los pliegues por despegue no están asociados con una rampa en la falla, sino que se forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas (despegue). La geometría del pliegue asociado depende de la inclinación de la rampa de despegue (Figura A.4).

Por otra parte, la tectónica de corteza gruesa es un término geológico que se refiere al acortamiento cortical que involucra al basamento y fallas profundas. Dicho acortamiento se produce cuando la región está sometida a compresión horizontal. Específicamente, se acorta la corteza en sentido horizontal y se engruesa en sentido vertical. Esta deformación es independiente de la deformación de corteza delgada, que sólo afecta a las rocas suprayacentes al basamento (Figura A.5).



Fuente: Modificado de Fuente: Requena y Zambrano (2008, p. 31)

Figura A.4. Estilos estructurales en el régimen tectónico compresivo de corteza delgada: a) pliegue por flexura de falla, b) pliegue por propagación de falla y c) pliegue por despegue.

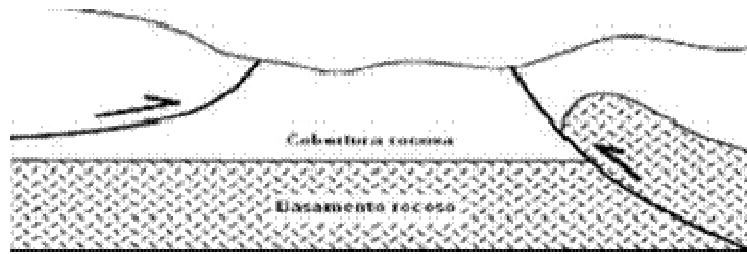
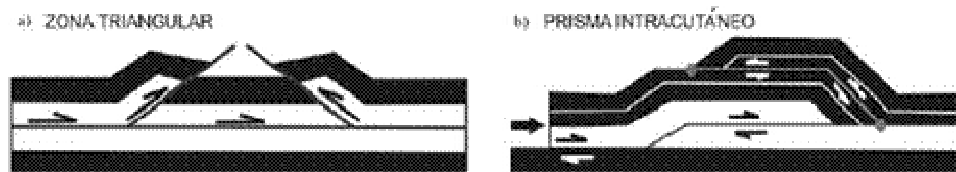


Figura A.5. Estilos estructurales en el régimen tectónico compresivo de corteza gruesa.

A.2.1.2.1 Zonas triangulares

Con base en McClay y Scott (1991), en las terminaciones de los frentes de cabalgamiento, comúnmente se desarrolla una zona triangular donde el nivel de despegue superior es un importante retrocabalgamiento (Figura A.6a). Se forma otra zona triangular cuando hay una combinación de dos cabalgamientos de un mismo despegue basal y con vergencia opuesta. Cuando la zona termina por un cabalgamiento de piso y por un cabalgamiento de techo pasivo, se forma un prisma con cabalgamiento intracutáneo (Figura A.6b).



Fuente: Requena y Zambrano (2008, p. 32)

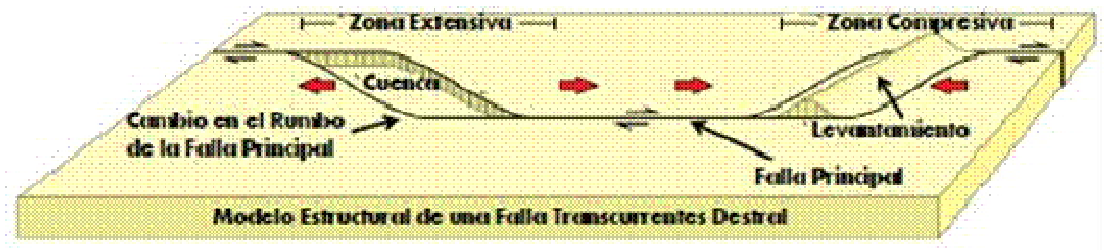
Figura A.6. Zonas triangulares.

A.2.1.3 Régimen tectónico transcurrente

Las fallas de rumbo se asocian con deformación rotacional, que forma arreglo de pliegues *en échelon* y fallas de segundo orden. Las secciones a través de las fallas de rumbo muestran rápidos cambios en el estilo estructural a lo largo del mismo.

Los movimientos oblicuos en sentido del rumbo producen movimientos compresivos a lo largo de la falla transcurrente, generando un contexto transpresivo, tal cual como la zona de estudio en este trabajo, o en su defecto, extensión a lo largo de la zona de falla (transtensión).

En este régimen, se generan zonas extensivas y compresivas a lo largo de la falla principal. Dichas zonas están asociadas con el cambio del rumbo en la falla maestra y la dirección del movimiento que posee. En las zonas extensivas, se forman estructuras tipo graben formando cuencas, mientras que en las zonas compresivas se generan estructuras levantadas (Figura A.7).



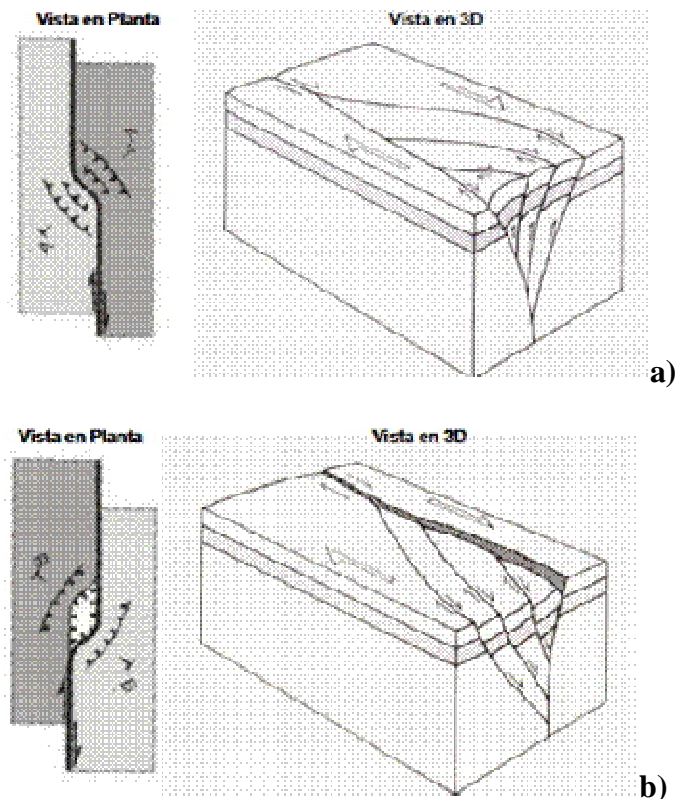
Fuente: Cabrera y Otero (2012, p. 56)

Figura A.7. Zonas extensivas y compresivas en un régimen tectónico transcurrente.

A.2.1.4 Régimen tectónico mixto

Se han distinguido dos categorías dentro de este régimen tectónico, las cuales son:

- ★ **Régimen transpresivo.** Ocurre en regiones que están sometidas a dos tipos de esfuerzos o componentes simultáneas: transurrencia y compresión (Figura A.8a). Se caracteriza porque el esfuerzo vertical de sobrecarga es idéntico al esfuerzo horizontal máximo ($\sigma_v = \sigma_{hmax}$). Es común observar estructuras levantadas, tipo flor positiva, *pop up* o *push up*.
- ★ **Régimen transtensivo.** Ocurre en regiones que están sometidas a dos tipos de esfuerzos o componentes simultáneas: transurrencia y extensión (Figura A.8b). Acá, el esfuerzo vertical de sobrecarga es idéntico al esfuerzo horizontal mínimo ($\sigma_v = \sigma_{hmin}$). Es común observar estructuras deprimidas, como cuencas tipo *pull apart*.

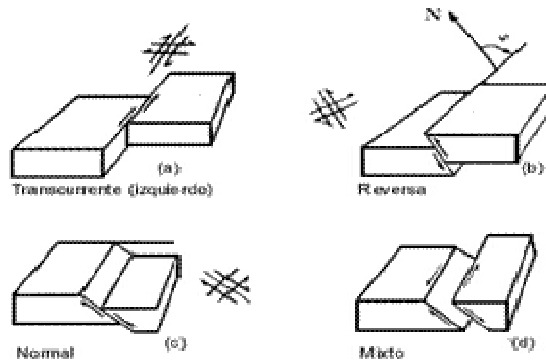


Fuente: Cabrera y Otero (2012, p. 57)

Figura A.8. Régimen tectónico mixto: a) transpresivo y b) transtensivo.

A.3 Representación puntual de los esfuerzos en una falla

Cada uno de los tipos definidos de fallas geológicas puede representarse por un conjunto de fuerzas llamado doble par (Burridge y Knopoff 1964; Figura A.9). La magnitud de cada uno de los pares de fuerzas se llama momento sísmico (M_0), el cual refleja la energía liberada en un sismo (definido en algunos casos como “tamaño”), considerando el área de ruptura y la compensación de la falla con una medida de la resistencia de las rocas. Específicamente, el momento sísmico mide la deformación inelástica de la fuente sísmica. Una fuente sísmica se considera como una fuente puntual cuando las dimensiones de la superficie de fractura son pequeñas en comparación con las longitudes de onda asociadas a las emisiones (González 2002).



Fuente: disponible en <http://intranet.matematicas.uady.mx/>

Figura A.9. Doble par de fuerzas para cada tipo de falla.

El desplazamiento en cualquier punto de un material circundante al punto de aplicación de un doble par de fuerzas, varía en las distintas direcciones. Así por ejemplo, la Figura A.10 muestra el caso de una falla transcurrente observada desde arriba; indicando el doble par y el desplazamiento de los puntos. Los lóbulos señalados por un signo P son direcciones en donde el material del terreno se comprime, mientras que los indicados por un signo T señalan donde se dilata. La distancia desde el centro hasta un lóbulo es proporcional a la magnitud del desplazamiento en esa dirección, razón por la que una falla produce grandes

desplazamientos en unas direcciones y desplazamientos nulos o nodos en otras (Aki y Richards 1980). En general, una falla radiará cantidades distintas de energía en diferentes direcciones, lo cual define el patrón de radiación, según los distintos tipos de ondas (Figura A.10). El patrón de radiación cerca de la fuente es llamado solución de plano de falla, el cual es de gran utilidad para la determinación del tipo y mecanismo de la falla asociada.

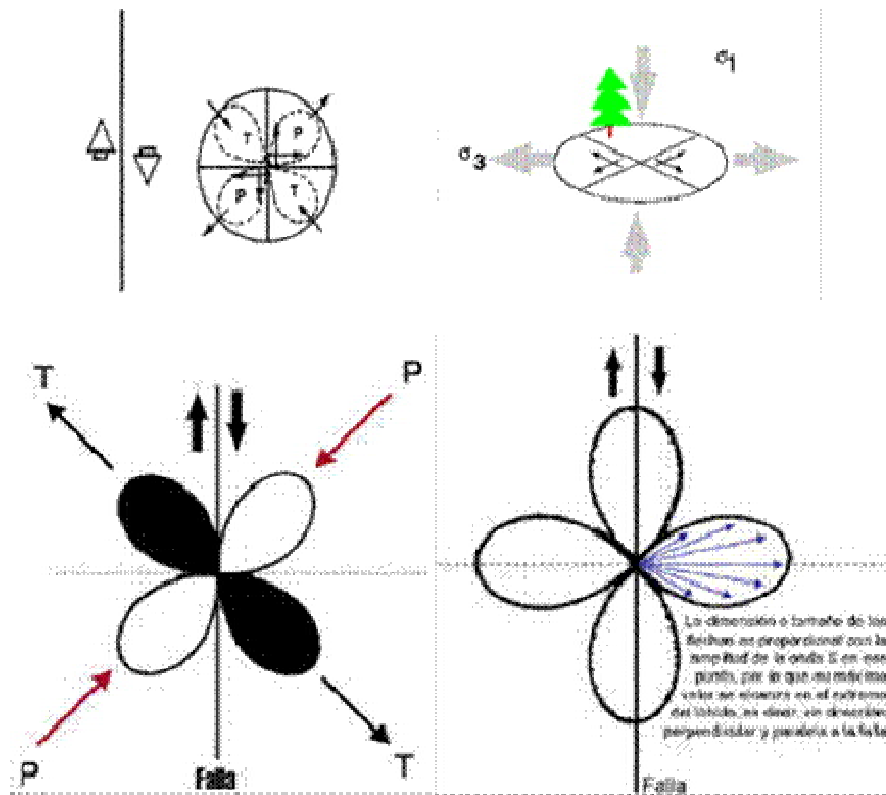


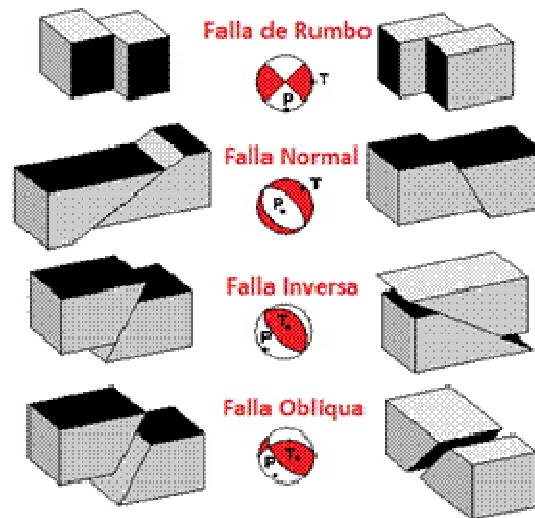
Figura A.10. Patrón de radiación en una falla transcurrente.

La teoría de medios elásticos permite reemplazar el desplazamiento a través de un plano de falla por fuerzas de volumen equivalentes, lo cual equivale a establecer que las fuerzas de volumen son equivalentes al deslizamiento de la falla en la cual ellas generan el mismo patrón de radiación a medida que la falla se desliza. Por lo tanto,

tales fuerzas representan una fuente sísmica equivalente al movimiento de la falla, aun cuando no describen el proceso de fractura verdadero (González 2002).

A.3.1 Mecanismos focales

El mecanismo focal es una representación gráfica de dos posibles soluciones de la ruptura que origina un sismo y de la configuración de los esfuerzos tectónicos en el área. Constituye un compendio de informaciones que describen el posible mecanismo de falla en la fuente o foco donde se libera la energía en forma de onda (Figura A.11).

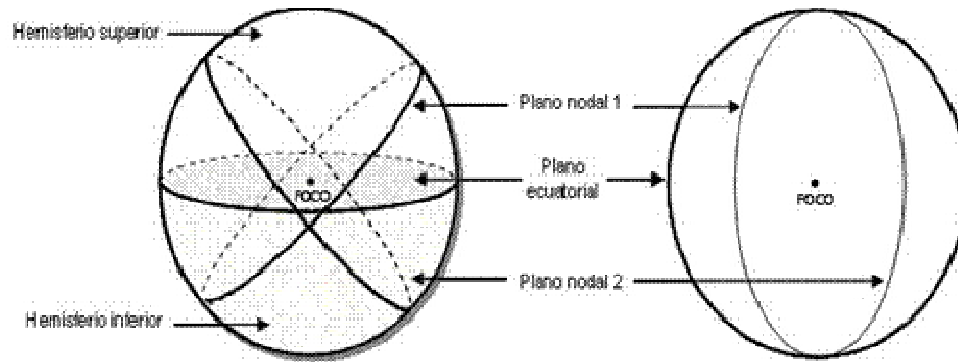


Fuente: Disponible en <http://4.bp.blogspot.com/>

Figura A.11. Mecanismos focales típicos por tipo de falla.

Las dos posibles soluciones de ruptura constituyen dos planos, los cuales son llamados planos nodales y están en ángulos rectos uno del otro y se intersectan a lo largo del eje N. Uno de los planos es el plano de falla, y el otro es llamado plano auxiliar y no tiene un significado geológico-estructural. Todo sismólogo puede decir con referencia sólo al tensor de momento de que un terremoto fue generado en uno o el otro plano nodal. Es necesario tener argumentos geológicos para diferenciar entre las dos soluciones de planos de falla.

El mecanismo focal corresponde con una vista en planta del plano ecuatorial de una esfera cuyo centro representa el foco del sismo, y en donde todas las proyecciones que se registran en este plano corresponden con las intersecciones que se efectúan en el hemisferio inferior de la esfera (Funvisis 2016, consulta en línea, Figura A.12).



Fuente: Disponible en <http://www.funvisis.gob.ve>

Figura A.12. Esfera focal con centro en el foco, donde se ilustran los hemisferios superior e inferior y el plano ecuatorial que corta a la esfera en dos mitades.

A partir de un mecanismo focal es posible obtener la siguiente información:

- ✦ Posible tipo de falla que originó el sismo
- ✦ Características geométricas de la falla. El buzamiento tiene relación directa con la curvatura del plano. Su cálculo se lleva a cabo midiendo los grados que existen desde el centro del plano hasta la superficie de la esfera.
- ✦ Los ejes T y P que describen los esfuerzos tectónicos del área
- ✦ Patrón de radiación de las ondas P y S.

A.3.1.1 Datos para especificar la solución geométrica de un mecanismo focal

En una representación de mecanismos focales, se requieren tres datos esenciales, dos de los cuales permiten especificar la orientación del plano de falla y el otro para especificar la orientación del vector de deslizamiento en este plano. Comúnmente, se

reportan el azimut, el buzamiento y la estría (*rake*) del vector de deslizamiento del bloque colgante en el plano. Dicha estría se mide en el plano de falla, en relación con la referencia del rumbo del mismo. La referencia del rumbo es definida, utilizando el método de la mano derecha. Un ángulo positivo se mide en dirección antihoraria y uno negativo en sentido horario desde la referencia del rumbo. Un vector de deslizamiento que está dirigido hacia arriba relativo al rumbo, tiene una estría positiva y si está dirigida hacia abajo del plano, la estría será negativa. El rango de valores permitidos está entre 180° a -180° (Figura A.13).

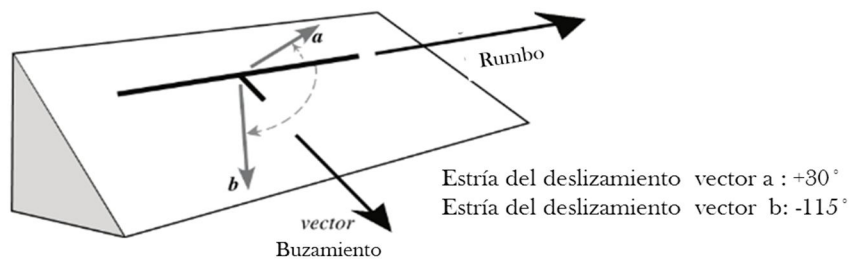


Figura A.13. Parámetros geométricos en un mecanismo focal.

A.4 Naturaleza del movimiento sísmico y la ruptura asociada

La energía elástica almacenada en rocas deformadas puede distribuirse de diferente manera. Así, una parte de ella se gasta en romper dicha roca y vencer la fricción existente entre ambas caras de la fractura y que trata de frenar el movimiento, lo cual implica la generación de una falla; otra parte puede permanecer en las rocas en forma de esfuerzo residual; y el resto se libera en forma de ondas sísmicas. Esta energía liberada viaja por el interior de la tierra y puede provocar daños en áreas cercanas y lejanas de la zona de la ruptura, lo cual se conoce como sismo.

La energía total gastada durante un sismo depende del desplazamiento promedio en la falla, del tamaño o área de ruptura y del nivel promedio de esfuerzos en ella (Brune 1976). Solamente una fracción de esta energía es radiada en forma de ondas sísmicas.

Posiblemente, dicha fracción sea del orden de 1% (Mcgarr et al. 1979) y dependa de la velocidad de ruptura (Husseini y Randall 1976).

El estudio de la forma de las ondas sísmicas, junto con otros análisis y observaciones de campo, permiten obtener estimaciones de los valores de momento sísmico (M_0), de las dimensiones de la falla y de la caída del esfuerzo (esfuerzo antes del sismo menos esfuerzo remanente) en la fuente. A partir de observaciones previas, se ha notado que las caídas de esfuerzo (límite inferior para los esfuerzos que actúan durante el sismo) se presentan en el rango de unos cuantos bares a unos cientos de bares (un bar es aproximadamente igual a una atmósfera de presión) para sismos que ocurren en los límites de placas (Kanamori y Anderson 1975) y son ligeramente mayores en los sismos que ocurren dentro de éstas (Sykes y Sbar 1973). Sin embargo, pruebas de laboratorio (donde se comprimen muestras de roca hasta que se rompen) indicaron que para las presiones esperadas en el interior de la Tierra (del orden de 9 kbares a 33 km de profundidad, 31 kbares a 100 km y 170 kbares a 500 km, respectivamente), se requieren esfuerzos cortantes de decenas de miles de bares para lograr que fallen las muestras (Gutenberg 1951 y Handin 1966). En consecuencia, dado que sobre este particular existen dos contextos distintos, a la fecha, se desconoce el nivel real de esfuerzo cortante en las rocas de las capas más superficiales, donde ocurren los sismos. Es posible conciliar ambos contextos, si se considera que la resistencia a la ruptura de las rocas varía de lugar a lugar, y que además, pueden existir concentraciones de esfuerzos muy altas.

Las concentraciones de esfuerzo pueden ocurrir en zonas con resistencia a la ruptura mucho mayor que la del material que la rodea, cuando haya resistido mientras se rompe el material a su alrededor. Adicionalmente, los sectores adyacentes a zonas de baja resistencia a la ruptura o a micro fallas (pequeñas áreas donde la fricción puede considerarse nula), donde el corrimiento de las caras produce concentraciones de deformación y posiblemente, debilitamiento de la roca, son lugares donde también pueden ocurrir concentraciones de esfuerzo. Al romperse el sitio donde hay una gran concentración de esfuerzo, el fallamiento y su consiguiente deslizamiento, produce

concentraciones de esfuerzo en los bordes de la ruptura que, si son mayores de lo que puede soportar la roca, hacen que la falla se propague, esto es, que crezca y continúe creciendo hasta que las concentraciones de esfuerzo que produce ya no sean lo suficientemente grandes para romper la roca, creando una nueva superficie de falla.

A.6. Identificación y caracterización sismogénica de fallas

La identificación y caracterización sismogénica de las fuentes activas, que pueden afectar un determinado emplazamiento, constituyen el primer paso en la realización de un análisis de amenaza sísmica. La definición de una fuente sismogénica, junto con su demarcación, suele ser bastante subjetiva, a pesar que es factor fundamental en el desarrollo de este tipo de análisis. Para efectos prácticos, se define como fuente sismogénica aquella línea, zona o volumen geográfico que tenga similitudes geológicas, geofísicas y sísmicas, tales que se pueda considerar que tiene un potencial sísmico homogéneo en toda su extensión, lo que equivale a que el proceso de generación y recurrencia de sismos sea espacial y temporalmente homogéneo.

El tamaño del sismo máximo viene dado por las dimensiones máximas de la rotura frágil que la falla podría producir (Aki, 1966) y, la recurrencia temporal media de tal evento, por la tasa de deslizamiento que puede medirse sobre la falla (Wesnousky, 1986).

La definición de zonas sismogénicas en los estudios de peligrosidad sísmica se realiza generalmente a partir de la correlación que encuentra el analista entre la distribución espacial de los epicentros sísmicos y la situación de las grandes unidades geotectónicas en que pueda dividirse un territorio. Este procedimiento adolece de una fuerte subjetividad, siendo lo normal que cada analista defina las zonas sismogénicas con base en sus propios criterios. De este modo resultan, para una misma región, modelos de zonas sismogénicas muy diferentes en número, tamaño y geometría. Dicho efecto conduce a obtener resultados finales de peligrosidad muy

diferentes para un mismo emplazamiento (García Mayordomo 2007). Para evitar esta incertidumbre la definición de zonas sismogénicas debería estar basada en datos objetivos y parámetros físicos relacionados con la ocurrencia de sismicidad.

En la actualidad, según García Mayordomo (*op cit.*), se han incorporado una serie de criterios, que pueden reforzar objetivamente la definición de zonas sismogénicas, y disminuir considerablemente la subjetividad en su definición. Tales criterios se mencionan a continuación:

- ✪ El principal criterio parte de considerar una zona sismogénica como un volumen de corteza donde puede admitirse un comportamiento homogéneo frente a la deformación. La metodología propuesta parte de establecer zonas con estructura cortical, composicional y térmica contrastadas. En cada una de estas zonas se construye un perfil reológico y se determinan los siguientes parámetros: profundidad del límite de deformación frágil-dúctil, resistencia de la corteza superior, y gradiente geotérmico de la corteza superior. Estos tres parámetros guardan una estrecha relación entre ellos mismos y con la ocurrencia y características de la sismicidad. Así por ejemplo, una zona de gradiente geotérmico alto determinará, en general, que el límite de deformación frágil-dúctil sea más superficial, así como la resistencia de la corteza superior sea menor, que en una zona de gradiente geotérmico más bajo. Del mismo modo, la sismicidad tenderá a ser de foco más superficial a ocurrir con mayor frecuencia y a presentar una relación de terremotos pequeños frente a grandes más alta, que en una zona más fría, profunda y resistente.
- ✪ La segunda cuestión importante en la que se pueden aplicar criterios geológicos en la definición de zonas sismogénicas corresponde a la estimación del tamaño máximo del terremoto (i.e. el umbral superior de la relación de Gutenberg-Richter). Tradicionalmente, el tamaño del terremoto máximo en una zona sismogénica se infiere a partir del máximo registro

localizado en el interior de la zona (normalmente un registro histórico evaluado en términos de intensidad macrosísmica).

- ✪ En caso que el máximo sismo registrado no sea el máximo posible, el criterio geológico a aplicar parte de la siguiente consideración: si puede admitirse que una zona sismogénica es un volumen de corteza fracturado de propiedades resistentes y térmicas homogéneas, entonces, la deformación elástica interna del bloque se distribuirá a través de la fracturación interna, y cualquier falla localizada dentro del dominio de deformación frágil será susceptible de producir sismicidad. Por tanto, el tamaño máximo del terremoto que teóricamente puede producir una zona sismogénica será función del tamaño máximo de las fallas localizadas en su interior. La evaluación del tamaño máximo de las fallas es una tarea que puede hacerse a partir de la información geológica de superficie aplicando técnicas estadísticas.

A.7. Análisis de respuesta de sitio

Un análisis de respuesta por equivalente lineal y no lineal permite la obtención de parámetros útiles de diseño de instalaciones, así como para el análisis de amenaza sísmica en un sitio dado para distintos períodos de retorno. Dicho análisis proporciona estimados específicos de los movimientos del terreno para el sitio de interés y la deformación compatible a las propiedades de suelo obtenidas a partir de la exploración geotécnica, considerando los efectos de espesor de los depósitos de suelos blandos o sedimentos sobre el basamento rocoso. Se entiende que los resultados de este análisis serán usados como datos de entrada para la evaluación estructural de cualquier proyecto de ingeniería.

A.7.1 Caracterización de las condiciones del subsuelo

Las condiciones del subsuelo (modelos de subsuelo) son preponderantes para la ubicación, el diseño y la instalación de estructuras. Las mismas se obtienen con base en las investigaciones realizadas mediante las técnicas de geofísica somera costa afuera y el perfil de subsuelo obtenido de la investigación geotécnica respectiva. Los parámetros de suelo requeridos para el análisis de respuesta resultan de los resultados de distintos ensayos de laboratorio, destacándose por ejemplo: peso unitario y parámetros de resistencia (resultado de las pruebas de CPTU), velocidad de ondas de corte, valores corregidos del SPT (N60), entre otros.

A.7.2 Velocidad de ondas de corte

La velocidad de ondas de corte es un parámetro muy importante para el análisis del comportamiento dinámico del suelo. Es una de las principales provisiones sísmicas en la construcción, ya que las propiedades elásticas de los suelos en la superficie tienen un rol fundamental en la respuesta sísmica de sitio.

Esta velocidad puede ser medida directamente mediante métodos geofísicos, o en su defecto, estimarse a partir de correlaciones empíricas con los ensayos SPT o CPT, de conformidad con la litología de los suelos, tomando la precaución de utilizar las correcciones necesarias según el caso.

A.7.3 Propiedades dinámicas de los materiales

Para el análisis de la respuesta en el sitio, las propiedades dinámicas de los materiales se representan mediante el módulo de reducción y las curvas de amortiguamiento, las cuales se estiman utilizando los ensayos dinámicos (columna resonante y corte cíclico simple) en suelos. Podrán asumirse valores promedio de los resultados de laboratorio a cada nivel de deformación.

Se define al amortiguamiento como la capacidad de los materiales y sistemas estructurales para disipar energía. No incluye la disipación por incursiones en el rango inelástico de las deformaciones (JA-221, PDVSA 2014).

A.7.4 Movimientos fuertes del terreno

Para la selección de movimientos fuertes esperados debe escogerse un grupo de eventos sísmicos con registros acelerográficos disponibles en roca, que se ajusten a esas características para los efectos del análisis, de conformidad con el contexto geodinámico y tectónico imperante en el área de exploración, con base en un estudio de la sismicidad local y considerando un máximo sismo posible ajustado a las fuentes sísmicas activas aledañas (González y Boscán 2013).

A.7.5 Análisis de equivalente lineal

El análisis de respuesta de un depósito de suelos ante una carga sísmica puede evaluarse por diferentes métodos. El método más utilizado hasta ahora ha sido el equivalente lineal, utilizándose en menor proporción los métodos no lineales. Estos últimos, a pesar de que proveen resultados más representativos del fenómeno modelado, tienden a ser analíticamente más complicados y necesitan de mayor cantidad y calidad de datos de entrada (Fernández y Crumley 2001).

En el método lineal equivalente, el análisis lineal está desarrollado por las propiedades del suelo de amortiguamiento viscoso y módulo de corte, que se ajustan en un proceso iterativo para obtener un nivel efectivo de deformación de corte inducido por el suelo. En el proceso de análisis se toman valores estimados de módulo de corte y amortiguamiento para un sismo de entrada y se calcula la deformación efectiva de corte (equivalente a un 65 % del máximo de deformación) para un tipo de suelo con sus diferentes estratos (Hashash y Park 2001).

A.7.6 Análisis no lineal

En la ocurrencia de fuertes vibraciones (sismos medios a largos), la solución lineal elástica deja de ser válida, dado que los suelos tienen un comportamiento inelástico, no lineal y con deformación dependiente. El análisis lineal equivalente, basado en dominio de frecuencia, ha sido desarrollado para aproximar el comportamiento no lineal de los suelos (Schnabel et al.1972). La solución en dominio de frecuencia de propagación de ondas proporciona el comportamiento exacto cuando la respuesta de

los suelos es lineal. Este método aproxima el comportamiento no lineal incorporando las curvas que dependen del esfuerzo-deformación, módulo de rigidez y amortiguamiento.

En el análisis no lineal, la ecuación dinámica de movimiento está fundamentada en dominio de tiempo y puede modelarse el comportamiento no lineal de los suelos. Este método es representado por modelos que siguen la curva del comportamiento no-lineal esfuerzo-deformación del suelo durante toda la duración de la carga cíclica, resolviendo la ecuación de onda incrementalmente. Ese modelo está caracterizado por una curva esqueleto y por reglas que controlan el comportamiento de histéresis del material (la degradación del módulo de rigidez y el amortiguamiento) en un rango elasto-plástico (Castro 2011).

A.7.7 Generación de espectros

Actualmente, el concepto de espectro de respuesta en ingeniería sísmica es una herramienta útil, que se define como la máxima respuesta de un sistema de un grado de libertad (1GDL) de cada componente de un movimiento específico del suelo en función de la frecuencia natural (o período fundamental) y el radio de amortiguamiento del sistema de 1GDL. La respuesta debe de estar expresada en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento. Los máximos valores de cada uno de estos parámetros dependen de la frecuencia natural y el radio de amortiguamiento del sistema (Kramer 1996).

Existen los espectros de respuesta elásticos que expresan la respuesta máxima de la aceleración, velocidad y de deformación para un movimiento sísmico con diferentes amortiguamientos. A diferencia de estos, están los espectros de respuesta inelástico, donde se experimenta un comportamiento no lineal y la estructura puede experimentar deformaciones en rango plástico producto del sismo.

Por otro lado, de acuerdo con los factores de amplificación, la aceleración y períodos naturales del suelo, es posible construir el espectro de diseño que abarcará los valores máximos observados en los espectros de respuesta. El mismo lógicamente se utilizará en el diseño de las estructuras.

A.8. Sismicidad y amenaza sísmica

La amenaza sísmica es un concepto técnico mediante el cual se caracteriza numéricamente la probabilidad estadística de la ocurrencia (o excedencia) de cierta intensidad sísmica (o aceleración del suelo) en un determinado sitio, durante un período de tiempo. La misma puede calcularse a nivel regional y a nivel local, para lo cual es necesario considerar parámetros de fuentes sismogénicas circundantes, así como los registros de eventos sísmicos ocurridos en cada zona fuente y la atenuación del movimiento del terreno, respectivamente (González et al. 2007).

Este doble nivel de aproximación se encuentra definido a escala regional por los parámetros de diseño acordes con los requerimientos nominales de seguridad contemplados en la norma PDVSA JA-221 Diseño Sismorresistente de Instalaciones Industriales (PDVSA 2014), en las normas COVENIN vigentes de Edificaciones Sismorresistentes en las diversas regiones de mayor a menor amenaza prescritas en el Mapa de Zonificación Sísmica del país para fines de ingeniería; y luego a nivel local, por el ajuste hacia arriba o hacia abajo, de las exigencias anteriores en función de las condiciones de respuesta sísmica esperadas de los terrenos en un determinado sitio urbano, y de acuerdo con las características geológicas y geotécnicas del suelo local, que discriminan los mapas de microzonificación sísmica elaborados por FUNVISIS en las principales ciudades del país (Singer 2012).

La amenaza sísmica se representa a través mapas con curvas de isoaceleración para diferentes períodos de retorno, junto con espectros de pseudovelocidad del suelo, mostrando su comportamiento en función de las fuentes sísmicas. Los resultados de tales análisis se utilizan en el diseño edificaciones, estructuras y obras civiles en

general, ubicadas en tierra firme o costa afuera, puesto que permiten estimar las fuerzas probables a las que se someterá una estructura en un determinado lugar, en caso de ocurrencia de un evento sísmico.

A.8.1 Análisis de los datos geofísicos

Considerando la importancia del conocimiento de las fallas activas para un análisis de amenaza sísmica, se deberán precisar sus parámetros: ubicación geográfica, profundidad, segmentación, tipo de movimiento (transcurrente, inversa, normal o combinada), tasas de desplazamiento, sismos máximos posibles, entre otros. En este sentido, la información geofísica adquirida del sitio y los sectores circundantes permitirá la revisión de las fallas de la zona, ayudará a dilucidar la continuidad o extensión de las mismas, y si éstas han presentado actividad reciente, así como permitirá la corroboración o actualización de los parámetros de las fallas activas disponibles. De este modo, el análisis de la amenaza sísmica se realizará en un escenario más ajustado a la realidad geológica-tectónica del área, y por tanto, arrojará resultados más idóneos.

A.8.1.1 Base de datos y leyes de atenuación para la determinación de la amenaza sísmica

Se efectúa un análisis probabilístico de la amenaza sísmica para obtener recomendaciones de diseño, a fin de plasmar un mapa de amenaza sísmica de la zona que muestre variabilidad espacial. Las recomendaciones emitidas al respecto podrán interpolarse en puntos intermedios sólo a objeto de diseños locales. Para efectuar este análisis, se deberá disponer de información geofísica, sismológica, tectónica y leyes de atenuación reconocidas internacionalmente.

a. Base de datos sismogénica

La base de datos sismogénica se basa en las siguientes contribuciones:

- ✪ Información de las fallas activas, incluyendo parámetros sismogénicos de profundidad de las fallas, velocidades de deslizamiento y magnitud del sismo máximo posible que pueden generar
- ✪ Caracterización de los parámetros sismogénicos de las áreas fuente del país: tasas de sismicidad y variación de la ley de recurrencia sísmica.
- ✪ Actualización de la distribución de la sismicidad global, a partir de los datos neotectónicos disponibles: área de ruptura, velocidad de deslizamiento y magnitud máxima probable.

b. Leyes de Atenuación

Las leyes de atenuación se utilizan para estimar el nivel de movimiento del suelo en el sitio de interés ante la ocurrencia de un sismo con cierta magnitud. Para definir la ley de atenuación a utilizar en un estudio de amenaza, debe tomarse en cuenta la fuente con mayor incertidumbre.

c. Recurrencia sísmica

De acuerdo con González et al. (2007), la distribución del número con diferentes magnitudes, ocurridos dentro de un área específica y en un tiempo determinado, se conoce como ley de recurrencia sísmica y se expresa en función de la relación frecuencia-magnitud de Gutenberg-Richter (1954), la cual se expresa de la siguiente manera:

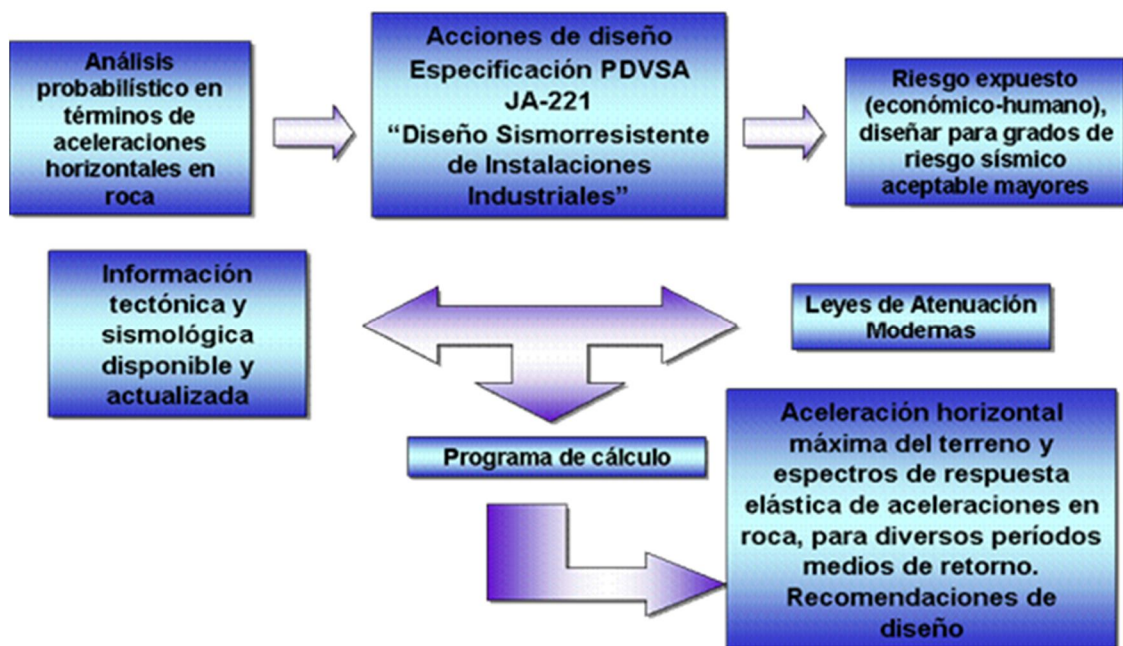
$$\log(N) = a - bM \quad [A.2]$$

Donde N es el número de sismos con magnitud igual o mayor que M , a y b son parámetros que describen la sismicidad regional y M es la magnitud del sismo calculado.

Para realizar un estudio de recurrencia sísmica es importante contar con un catálogo sísmico actualizado, el cual consiste en la compilación de eventos sísmicos históricos e instrumentales registrados durante un período de tiempo determinado.

A.8.1.2 Cálculo de la amenaza sísmica

La amenaza sísmica se expresa como la frecuencia de excedencia anual de las respuestas espectrales, en términos de aceleraciones, de sistemas elásticos con amortiguamiento igual a 5% del crítico, idealmente ubicadas sobre el basamento rocoso. La evaluación de la amenaza sísmica en términos probabilísticos para el basamento rocoso incorporará la sismicidad de Venezuela y la de las zonas adyacentes a Trinidad y Tobago, de acuerdo con la base de datos sismogénica actualizada a la fecha (González et al. 2007). La metodología para el cálculo de la amenaza sísmica en instalaciones petroleras propiedad de PDVSA se resume en la Figura A.14.



Fuente: González (2013a, presentación en III Jornadas de Seguridad Acuática)

Figura A.14. Evaluación de la amenaza sísmica según normativa PDVSA.

A.8.2 Amenaza sísmica por método determinista

La amenaza sísmica también puede calcularse por métodos deterministas, los cuales permiten, de manera similar al caso anterior (probabilístico), exponer las ventajas y desventajas, así como las limitaciones que el método impone. Para este fin se toma en consideración la información de geología de fallas activas generada en la zona de interés, en términos de sismos máximos creíbles con sus respectivos períodos de retorno, la ubicación de todas las fallas y su segmentación. Para el enfoque determinista, puede usarse la metodología clásica (Krinitzsky 1995 y Reiter 1990), y además, tomar en cuenta múltiples puntos para generar una malla y mapas de isoaceleraciones (Castilla et al. 2002).

Según Sabaj (2008), la metodología determinística analiza sólo el peor escenario sin preocuparse de cuándo y con qué probabilidad pueda ocurrir. Los datos geológicos e históricos muestran que los eventos sísmicos no ocurren necesariamente en ciclos, con períodos de recurrencia constantes y por ello, se desconoce cuándo ocurrirá el próximo sismo. Esta metodología consiste en los siguientes pasos: (1) identificación y caracterización de las fuentes sismogénicas, (2) determinación de la magnitud del sismo máximo posible, (3) determinación de parámetros sísmicos, (4) estimación del PGA y (5) elaboración de un mapa preliminar determinístico de peligro sísmico asociado a estructuras potencialmente activas.

A.8.3 Aplicabilidad de los resultados de amenaza sísmica

La aplicación de los resultados conducirá a niveles de aceleraciones en roca más ajustados a la sismicidad actualizada de la zona en estudio, lo que llevará a dar un aporte para un diseño estructural más confiable de la infraestructura que involucra el proyecto. Para el diseño de un caso particular deben añadirse los efectos de sitio por la posible existencia de sedimentos sobre el basamento rocoso, los cuales modifican los espectros presentados en roca. La selección de un particular período de retorno debe efectuarse en función de la vida útil, la importancia y el riesgo asociado a su funcionamiento, de acuerdo con los criterios especificados en las normas de PDVSA.

ANEXO B. SISMICIDAD RECIENTE 2006-2015 EN LA CUENCA DE MARACAIBO

Tabla B.1. Sismos 2006-2015 en la Cuenca de Maracaibo

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2006 1 3	18 15 6,1	9,89	71,92	6,8	5,0	71 km SE de Machiques	Icotea ?	Si
2006 8 2	8 39 49,0	9,56	70,62	7,3	4,0	28 km N de Valera	Valera o Piedemonte Occidental	Si
2006 8 4	9 41 40,8	10,00	70,65	9,4	5,5	52 km E de Bachaquero	Valera	Si
2007 10 31	19 1 55,9	10,02	71,69	3,7	3,0	Explícita no disponible	Icotea ?	No
2007 10 4	9 24 11,8	9,62	71,41	5,0F	2,5	Explícita no disponible	Icotea / Pueblo Viejo	No
2007 11 15	9 22 7,1	10,13	71,71	9,4	2,4	Explícita no disponible	Icotea ?	No
2007 12 12	13 29 26,3	9,12	71,80	12,0	2,9	Explícita no disponible	Icotea	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2007 12 14	21 32 20,5	10,44	70,98	3,0	2,5	Explícita no disponible	Burro Negro	No
2007 12 24	23 50 31,4	9,57	71,36	16,5	3,2	Explícita no disponible	Icotea / Pueblo Viejo	No
2007 3 19	13 53 32,1	9,79	71,40	5,0F	3,6	Explícita no disponible	Icotea / Pueblo Viejo	No
2007 4 19	7 18 9,4	9,58	71,07	7,5	2,4	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2007 4 19	17 22 13,8	10,15	71,24	5,6	2,4	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2007 4 20	13 56 41,1	10,15	71,02	9,6	2,3	Explícita no disponible	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2007 5 13	4 17 28,8	10,05	71,69	9,0	2,4	Explícita no disponible	Icotea	No
2007 5 15	5 44 12	9,93	71,47	2,1	2,5	Explícita no disponible	Icotea	No
2007 5 17	17 13 59,2	10,09	2007 5 17	4,7	2,3	Explícita no disponible	Icotea	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2007 5 24	19 56 54,5	9,93	71,66	13,5	2,3	Explícita no disponible	Icotea	No
2007 5 28	23 13 57,5	9,84	70,67	4,8	2,4	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2007 5 28	4 42 25,8	10,34	71,30	2,4	2,8	Explícita no disponible	Icotea / Pueblo Viejo	No
2007 5 3	16 37 2,1	9,80	71,57	20,3	2,4	Explícita no disponible	Icotea	No
2007 5 30	20 1 13,1	9,61	70,62	12,8	2,3	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2007 5 30	21 54 40,3	9,57	70,71	5,0F	2,8	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2007 6 10	6 40 39,9	10,16	71,01	5,0F	2,4	Explícita no disponible	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2007 6 10	6 37 54,7	10,17	71,02	5,0F	2,8	Explícita no disponible	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2007 6 24	6 5 55,0	10,24	70,80	9,4	2,6	Explícita no disponible	Burro Negro	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2007 6 9	21 34 38,2	10,42	71,41	21,7	2,5	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 1 28	23 58 13,4	10,23	71,80	22,9	4,2	44 km SO de Cabimas	Icotea	Si
2008 10 10	19 8 5,3	9,74	71,06	9,1	2,8	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2008 10 2	10 44 12,8	10,19	70,99	1,3	2,8	Explícita no disponible	Burro Negro	No
2008 10 31	17 32 5,7	10,04	71,67	18,2	1,7	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 10 31	17 32 40,7	10,03	71,67	14,1	1,9	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 11 6	5 34 6,9	10,25	71,55	1,3	2,4	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 2 25	3 29 51,0	10,22	70,96	4,6	5,0	33 km NE de Bachaquero	Burro Negro	Si
2008 4 24	10 37 13,6	10,74	71,11	22,4	2,3	Explícita no disponible	Burro Negro / Pueblo Viejo	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2008 4 7	8 58 46,1	9,85	71,53	10,0	2,4	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 5 13	5 15 35,2	9,73	71,63	1,0	3,0	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 5 16	11 40 1,7	9,93	71,84	26,9	2,4	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 5 23	22 48 15,6	9,53	71,12	21,2	2,4	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2008 5 29	23 4 39,6	9,79	70,54	1,0	3,1	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2008 5 4	15 2 1,5	10,06	71,07	2,1	3,8	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2008 6 17	0 25 56,1	10,02	71,64	1,9	2,2	Explícita no disponible	Icotea	No
2008 6 26	15 18 23,8	10,62	71,00	4,1	2,4	Explícita no disponible	Burro Negro	No
2008 6 26	19 55 11,6	10,60	71,44	8,4	2,5	Explícita no disponible	Icotea / Burro Negro	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2008 6 28	14 56 58,1	10,31	70,91	6,4	2,8	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2008 6 28	17 54 37,7	9,15	70,88	15,4	3,7	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2008 6 30	1 13 0,8	9,73	70,65	16,5	2,3	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2008 6 8	5 21 4	9,52	70,80	6,9	3,1	Explícita no disponible	Burro Negro / Valera	No
2009 10 13	20 21 2,5	10,49	71,27	5,0F	2,8	Explícita no disponible	Icotea / Pueblo Viejo	No
2009 10 13	11 24 57,1	9,78	71,16	13,4	3,2	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2009 11 10	9 1 59,2	10,54	71,21	1,4	2,9	Explícita no disponible	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2009 7 1	23 51 34,5	9,80	71,26	2,0	2,9	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2009 7 18	16 48 1,6	10,15	70,40	5,6	3,0	Explícita no disponible	Valera	No
2009 9 13	10 36 33,4	10,45	71,55	11,1	2,3	Explícita no disponible	Icotea	No
2010 10 14	1 43 22,2	10,00	71,21	21,4	2,4	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2010 10 17	13 6 39,2	9,69	71,45	16,7	2,2	Explícita no disponible	Icotea / Pueblo Viejo	No
2010 2 21	19 44 50,3	9,45	71,31	2,7	2,6	Explícita no disponible	Pueblo Viejo	No
2011 1 15	8 54 33,3	9,92	71,37	13,6	2,3	Explícita no disponible	Icotea / Pueblo Viejo	No
2011 1 20	3 14 52,9	10,18	71,02	5,0F	2,8	Explícita no disponible	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2011 1 23	9 23 4,1	10,01	71,71	3,6	2,8	Explícita no disponible	Icotea	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2011 10 21	22 21 26,7	9,66	70,66	18,4	3,7	40 km al N de Valera	Valera	Si
2011 10 18	4 50 48,5	10,19	71,79	14,5	3,2	Explícita no disponible	Icotea ?	No
2011 10 25	2 42 54,4	10,20	71,01	7,1	2,9	Explícita no disponible	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2011 5 13	19 4 31,8	10,46	71,15	14,1	2,2	Explícita no disponible	Icotea / Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2011 5 22	23 26 36,5	10,49	71,53	1,2	2,8	Explícita no disponible	Icotea	No
2011 5 26	15 45 29,3	9,68	71,57	15,3	2,3	Explícita no disponible	Icotea	No
2011 5 26	15 45 29,3	9,68	71,57	15,3	2,3	Explícita no disponible	Icotea	No
2011 5 31	2 53 49,1	10,84	71,17	5,7	2,4	Explícita no disponible	Icotea / Burro Negro / Pueblo Viejo	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2012 5 14	19 58 26,0	10,20	70,72	9,8	2,5	51 km NE de Bachaquero	Valera	No
2012 6 21	23 8 27,2	10,83	70,94	8,2	2,5	74 km NE de Cabimas	Oca-Ancón	No
2012 7 10	17 39 38,2	10,31	71,00	5,0	3,6	34 km NE de Lagunillas	Burro -negro	No
2012 8 11	17 54 54,2	10,58	71,59	9,7	2,9	6 km SE de Maracaibo	Icotea o Ancón	No
2012 8 27	13 47 28,4	9,96	71,75	15,4	2,9	55 km SO de Ciudad Ojeda	Icotea	No
2012 9 12	23 27 55,9	9,67	70,64	4,7	3,2	40 km N de Valera	Valera	No
2012 9 14	15 14 26,9	10,01	71,69	3,1	2,5	47 km SO de Ciudad Ojeda	Icotea	No
2012 9 28	15 31 2,1	9,82	70,75	9,0	2,6	43 km SE de Bachaquero	Valera / Burro Negro	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2012 11 13	9 47 48,0	9,81	70,78	11,0	3,0	40 km SE de Bachaquero	Valera / Burro Negro	No
2012 12 12	20 19 14,5	10,39	71,54	21,9	3,2	11 km O de Cabimas	Icotea	No
2013 01 04	17 4 15,6	10,53	71,51	18,6	2,9	16 km SE de Maracaibo	Icotea	No
2013 01 07	12 38 9,5	9,84	71,63	5,0	2,7	53 km SO Ciudad Ojeda	Icotea / VLE	No
2013 03 31	2 42 41,3	10,44	71,34	5,0	2,8	14 km NE Cabimas	Posible intersección entre las fallas Icotea, Burro negro y Pueblo Viejo	No
2013 04 14	22 17 1,0	10,70	71,19	15,0	3,1	45 km al NE de Cabimas	Oca-Ancón / Icotea	No
2013 06 14	21 3 2,3	10,56	71,57	18,5	2,6	9 Km al SE de Maracaibo	Oca-Ancón	No
2013 06 27	7 12 17,5	9,78	70,71	4,7	2,6	49 km al SE Bachaquero	Valera	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2013 07 12	18 10 38,8	10,49	70,84	3,5	2,6	60 km NE Lagunillas	Burro Negro	No
2013 07 12	4 17 35	10,25	70,85	2,6	2,8	44 km NE Bachaquero	Burro Negro	No
2013 10 02	19 50 17,2	10,13	71,80	13,7	3,4	50 km al SO Cabimas	Icotea?	No
2013 12 06	14 45 51,1	10,28	71,13	1,2	2,5	26 km al NE Lagunillas	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2014 02 09	1 32 29,8	9,94	71,67	16,8	4,2	51 km al SO Ciudad Ojeda	Icotea	Si
2014 02 17	7 36 48,7	9,85	71,64	14,7	2,6	54 km al SO Ciudad Ojeda	Icotea	No
2014 03 14	10 35 24,7	10,77	71,53	27,9	2,6	15 km al NE Maracaibo	Oca-Ancón	No
2014 03 24	0 25 51,0	9,73	71,33	2,6	2,7	35 km al SO Bachaquero	Pueblo Viejo	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2014 04 07	16 33 12,1	10,28	70,89	5,0	2,5	43 km al NE Lagunillas	Valera / Burro Negro	No
2014 05 08	5 3 15,2	10,30	70,93	2,9	2,6	40 km al NE Lagunillas	Valera / Burro Negro	No
2014 07 23	11 30 0,5	10,36	70,95	5,0	2,5	42 km al NE Lagunillas	Valera / Burro Negro	No
2014 09 28	5 7 41,7	10,41	71,20	1,6	2,5	27 km al NE Ciudad Ojeda	Burro Negro / Pueblo Viejo	No
2014 11 03	23 5 10,2	10,09	71,37	5,0	2,9	14 km SO Ciudad Ojeda	Pueblo Viejo	No
2014 11 18	23 34 11,0	10,16	71,65	21,0	2,7	34 km al SO Cabimas	Icotea	No
2015 03 02	0 16 12,5	9,61	71,39	13,5	3,1	49 km al SO Bachaquero	Pueblo Viejo	No
2015 03 23	5 18 37,2	10,50	71,20	3,6	2,9	29 km al NE Cabimas	Burro Negro / Pueblo Viejo	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2015 03 26	4 48 22,8	10,32	71,49	5,0	2,5	9 km al SO Cabimas	Icotea	No
2015 06 02	7 10 59,0	10,35	71,30	17,8	2,8	17 km al N Ciudad Ojeda	Pueblo Viejo / Icotea	No
2015 06 02	7 9 51,7	10,30	71,29	10,2	2,7	11 km al N Ciudad Ojeda	Pueblo Viejo	No
2015 06 23	21 10 47,7	10,33	70,75	1,4	3,2	57 km al NE Bachaquero	Burro Negro	No
2015 07 05	8 0 51,4	10,53	71,36	5,0	2,6	18 km al NE Cabimas	Icotea	No
2015 08 27	2 35 58,6	9,90	70,83	1,0	2,7	32 km al E Bachaquero	Burro Negro / Valera	No
2016 01 29	5 47 35,1	9,97	70,79	15,7	2,7	36 km al E Bachaquero	Burro Negro / Valera	No
2016 01 29	6 59 53,1	10,03	70,96	4,2	2,6	19 km al NE Bachaquero	Burro Negro	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2016 01 29	23 06 51,5	10,03	70,90	4,1	2,9	25 km al NE Bachaquero	Burro Negro	No
2016 03 15	10 06 11,1	9,98	71,80	32,0	2,8	61 km al SO Cabimas	Icotea	No
2016 04 22	2 33 47,2	9,95	71,73	26,3	2,9	57 km al SO Lagunillas	Icotea	No
2016 08 08	13 30 59,4	9,76	70,90	20,5	2,7	35 km al SE Bachaquero	Burro Negro	No
2016 08 15	0 50 12,2	10,54	71,68	2,3	3,2	31 km al NO Cabimas	Oca-Ancón / Icotea	No
2016 09 21	4 32 5,1	9,91	70,61	2,5	2,5	55 km al E Bachaquero	Valera	No
2016 09 21	18 54 7,8	10,11	70,84	5,0	2,8	35 km al NE Bachaquero	Burro Negro	No
2016 10 12	16 54 18,7	10,21	70,86	15,9	3,3	39 km al NE Bachaquero	Burro Negro	No

Fecha	T. Origen	Lat. N	Lon. W	Prof.	Mag.	Localización con respecto a referencia	Fallas posibles asociadas	Mec. Foc.
Año Mes Día	H M Seg	(°)	(°)	(km)	Mw			
2016 10 12	18 26 9	10,21	70,87	18,6	3,2	38 km al NE Bachaquero	Burro Negro	No
2016 10 13	00 00 56,0	10,19	70,87	5,0	2,9	37 km al NE Bachaquero	Burro Negro	No
2016 10 15	4 12 8,2	9,94	71,61	2,9	3,3	45 km al SO de Ciudad Ojeda	Icotea	No
2016 10 16	13 45 59,4	10,66	71,73	10,7	4,3	13 km al O Maracaibo	Oca-Ancón / Icotea	No
2016 10 16	14 20 30,1	10,68	71,71	5,0	3,2	44 Km al NO Cabimas	Oca-Ancón / Icotea	No
2016 10 27	20 53 19,6	10,01	71,82	3,1	2,6	60 Km al SO Cabimas	Icotea	No
2016 11 07	4 39 22,1	9,95	71,63	16,4	2,8	46 Km al SO Ciudad Ojeda	Icotea	No