

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL Y  
RESTAURACIÓN DE DOS SECCIONES DEL  
FLANCO NORTE DE LA SIERRA DE SAN LUIS  
UBICADAS ENTRE EL RÍO MITARE Y LA  
CARRETERA CORO-CRUZ DE TARATARA,  
ESTADO FALCÓN.

Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela.  
Por los bachilleres Arellano, Ricardo y  
Umérez, Juan  
Para optar al Título de  
Ingeniero Geólogo.

CARACAS, NOVIEMBRE DE 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL Y  
RESTAURACIÓN DE DOS SECCIONES DEL  
FLANCO NORTE DE LA SIERRA DE SAN LUIS  
UBICADAS ENTRE EL RÍO MITARE Y LA  
CARRETERA CORO-CRUZ DE TARATARA,  
ESTADO FALCÓN.

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Ricardo Alezones

Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela.  
Por los bachilleres Arellano, Ricardo y  
Umérez, Juan  
Para optar al Título de  
Ingeniero Geólogo

CARACAS, NOVIEMBRE DE 2004

A DIOS, POR TODO LO QUE ME  
HA DADO Y ME HA NEGADO Y  
A ALVARO, POR SER LO MÁS  
GRANDE QUE ME HA DADO.

A MI FAMILIA, A DIOS  
POR HABERMELOS DADO  
Y A VENEZUELA

**Arellano, Ricardo y Umérez, Juan**  
**INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL Y RESTAURACIÓN DE DOS**  
**SECCIONES DEL FLANCO NORTE DE LA SIERRA DE SAN LUIS**  
**UBICADAS ENTRE EL RÍO MITARE Y LA CARRETERA CORO-CRUZ DE**  
**TARATARA, ESTADO FALCÓN.**

**Tutor Académico: Prof. Ricardo Alezones**  
**Tesis, Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería.**  
**Escuela de Geología, Minas y Geofísica.**  
**2004. N° de páginas: 126.**

**Palabras clave:** estado Falcón, Cuenca de Falcón, geología estructural, balanceo de secciones.

**Resumen.** El presente trabajo tiene como finalidad desarrollar una interpretación estructural a partir de la construcción de dos secciones geológicas geometrizadas del flanco norte de la Sierra de San Luis, entre el Río Mitare y la carretera Coro-Cruz de Taratara, en el estado Falcón, utilizando las relaciones cuantitativas que vinculan la geometría de fallas y pliegues.

Para cumplir con estos objetivos, se dividió el trabajo en tres etapas. La etapa 1 o etapa pre-campo consistió en la búsqueda de información bibliográfica acerca de la estratigrafía y tectónica de la Cuenca de Falcón. Simultáneamente se obtuvieron y analizaron mapas y fotografías aéreas de la zona.

La etapa 2 o etapa de campo se realizó en dos fases y en ellas se obtuvieron los datos que caracterizan a las estructuras y a la estratigrafía presentes en la zona.

La etapa 3 o etapa post-campo consistió en la construcción de las secciones estructurales correspondientes a las secciones estudiadas en campo, simultáneamente se realizó el análisis de paleoesfuerzos a partir de las poblaciones de fallas. También se realizó la comparación de la litoestratigrafía obtenida en campo con la encontrada en la bibliografía consultada.

El análisis de paleoesfuerzos arrojó resultados que no coinciden con los consultados en trabajos previos, por lo que siguiendo la metodología no fue posible corroborar los datos observados en esos trabajos.

Una de las secciones fue balanceada y restaurada, resultando en una estructura tipo *fault-ben-fold* con vergencia norte y un acortamiento de 3585m. La otra sección no pudo ser balanceada por el estilo estructural presente (estilo de homoclinal), por lo que se analizó geoméricamente, obteniendo como resultado una estructura homoclinal buzando aproximadamente 17° al norte.

Ricardo:

A todo el clan de los montañeses, los mejores de todos. Siempre han estado allí de alguna manera y seguro que siempre seguirán estando. Gracias a todos (as).

Al Rudolf y al Leito, los mejores amigos que alguien se pueda imaginar. En las buenas y en las mejores, en las malas y en las peores, siempre presentes de la mejor manera.

A Bárbara, Hilda, Alexandra y Fabiana. De alguna manera, siempre fueron la mejor experiencia en el momento oportuno. Gracias por todos los buenos momentos, por todos los recuerdos, por todos los consejos y por preparar parte del camino para todo lo que viene.

A toda la gente de la Biblioteca de la escuela. El mejor equipo de trabajo de todos. La mejor jefa y los mejores compañeros. Si todo el trabajo que me viene es como el que pasé allí, seguro que lo voy a disfrutar bastante.

Al Juan, el mejor compañero de tesis que me haya podido tocar y la mejor persona con la que me ha tocado trabajar. Gracias por todo pana mio.

A Ricardo Alezones, nuestro tutor, por darnos esta tesis, por guiarnos en ella, por apoyarnos en todo momento y por permitirnos estar en el mejor y más productivo laboratorio de América Latina.

A los gorditos, la Chula y Seymour Luc por todo el tiempo, el apoyo, los momentos de ocio y los momentos de trabajo en las etapas de campo.

A toda la gente en Sabaneta, El Mamón, Chuchure y todos los sitios que nos tocó trabajar en campo. Siempre nos recibieron de la mejor manera y nos brindaron todo el apoyo para hacernos más fácil todo el trabajo. Un agradecimiento especial a Chita, Parmenides y sus respectivos combos.

A Iri, Luisito, Juanqui, Leo, Rudolf, Gallego, Diomar, Pedro, Rocío, Mariale, Cristina, Engel, Rebeca, Mecha, Winnie, Yul, Roger, Gregorita, Abdel, Iván, Orly, Adri, Cuqui, Falsoterán, Ziritto, Marcel, Isabel, Catira, Bavutti, Brujo, Juan, Jenni, Katty, Margotta, Alejita, Wafler, La Chula, Sey, Abdel, Fátima, Merminia, Fabiana (espero te guste tu media promesa), David, Hildemaro, Chimic, Johan (porquería), Johan Prieto, Giovanni (Prada y Caicedo), Yisus, Piolo, Karen, Cotufa, Aried, Daniel, Ambar,

por brindarme su apoyo en todo momento y por hacer mucho más agradable y llevadero este paso por la universidad

Juan:

A mis padres por haberme apoyado en todo lo necesario para ser lo que soy.

A la Universidad Central de Venezuela por haberme enseñado tantas cosas que sería imposible aprender en otra parte.

A los Umérez y Alvarez de Lugo por haber estado siempre para tenderme una mano cuando fue necesario, en especial a mis hermanos Armando y Miguelito.

A Chilanga (Ricardo), por ser tan buen compañero, fue un honor trabajar contigo, gracias por todo y salud compañero.

A mi amigo y tutor de este trabajo, el profesor Ricardo Alesonez, por haber creído en esto desde el principio por que yo todavía no lo creo, sin olvidar el diccionario.

A Jenni por haberme apoyado y ayudado siempre en todo.

A los gorditos (Marcel y la Catira), a Seymour Luc y a Vanesa, por todo lo que compartimos en las etapas de campo que nos tocaron juntos, gracias.

A todos los profesores de esta escuela, en especial a Paul, Singer, Marino, Omar y Sebastián.

A toda la gente de Sabaneta, El Mamon y Chuchure y todos los sitios que nos toco trabajar en campo. Siempre nos recibieron de la mejor manera y nos brindaron todo el apoyo para hacernos el trabajo mas facil.

A la biblioteca de la escuela, a la señora Morella y a Eduardo.

A Anibal, Victor, Guillermo, Pepe, Daniel y al Gallego, por ser los mejores amigos que alguien pueda tener.

A todas las personas que han tenido, tienen y tendran el privilegio de estudiar en esta escuela.

A Yulner, Rogers, Orlandito, Winni (Daniel), Bodrigo, Nestor, Antonio, Humbertaw, Giovanni Prada, Giovanni Caicedo, Maria Herminia, Bavuti, Isabel, Ivan Arias, Fatima, Mili, Abdel, Ernesto, Juancho Michelangeli, Johan Fernandez, Johan Prieto, Deybi, Cotufa, Aried, Rosita, Luis Berroteran, Freddy Zirit, Gregori, Pablo Ginaglia, Pepito (Daniel), Alexis, Brujo, Jesús y perdonen los que olvide mencionar. Por haber hecho que la universidad no me sea tan dura.

## ÍNDICE

<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>Objetivos .....</b>	
a) Objetivo General .....	1
b) Objetivos Específicos.....	1
<b>Ubicación del área de estudio.....</b>	<b>2</b>
<b>Metodología .....</b>	<b>3</b>
<b>Trabajos previos.....</b>	<b>4</b>
<b>GEOLOGÍA REGIONAL.....</b>	<b>7</b>
<b>Generalidades .....</b>	<b>7</b>
<b>Evolución Tectónica de la Cuenca de Falcón .....</b>	<b>8</b>
<b>Estratigrafía y Sedimentación de la Cuenca.....</b>	<b>18</b>
a) Oligoceno - Mioceno Temprano .....	19
b) Mioceno Medio - Plioceno.....	26
c) Plioceno.....	29
<b>GEOLOGÍA LOCAL .....</b>	<b>31</b>
<b>ESTRATIGRAFÍA LOCAL .....</b>	<b>31</b>
<b>Formación Codore .....</b>	<b>31</b>
<b>Formación Caujarao.....</b>	<b>32</b>
<b>Formación Socorro .....</b>	<b>32</b>

<b>Formación Querales</b> .....	<b>33</b>
<b>Formación Guarabal</b> .....	<b>34</b>
<b>Formación San Luis-Patiecitos (sin diferenciar)</b> .....	<b>35</b>
<b>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL</b> .....	<b>37</b>
<b>Estructuras Planares</b> .....	<b>37</b>
a) Estratificación .....	37
b) Diaclasas .....	40
c) Fallas .....	42
d) Pliegues .....	48
e) Análisis.....	50
<b>Secciones Geométricas</b> .....	<b>52</b>
a) Generalidades.....	52
b) Descripción de la sección A-A` .....	53
c) Descripción de la sección O-O` .....	53
d) Acortamiento.....	57
e) Análisis.....	60
<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>62</b>
<b>APENDICES</b> .....	<b>63</b>
<b>APÉNDICE I: MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>64</b>
<b>Cinturones de corrimientos plegados</b> .....	<b>65</b>
a) Características estructurales de los sistemas de corrimiento .....	68
b) Propiedades Mecánicas de los Cinturones de Plegamiento .....	71
<b>Inversión tectónica</b> .....	<b>73</b>



<b>Secciones Balanceadas .....</b>	<b>79</b>
a) Construcción de la Sección Estructural.....	80
b) Validación y Restauración de la Sección .....	91
c) Acortamiento.....	93
<b>APÉNDICE II: COORDENADAS DE LOS PUNTOS GPS .....</b>	<b>94</b>
<b>APÉNDICE III: DATOS TOMADOS EN CAMPO.....</b>	<b>97</b>
<b>Fallas .....</b>	<b>97</b>
<b>Pliques.....</b>	<b>98</b>
<b>Diaclasas.....</b>	<b>99</b>
<b>Capas en Quebrada de Otuco y Río Seco .....</b>	<b>100</b>
<b>Capas en la Quebrada Agua Viva .....</b>	<b>102</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>104</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> Ubicación del área de estudio .....	2
<b>Figura 2.1</b> Localización de la Cuenca de Falcón y sus límites durante el Oligoceno .....	7
<b>Figura 2.2</b> Evolución de las cuencas <i>pull-apart</i> Falcón y Bonaire .....	9
<b>Figura 2.3</b> Modelo de generación de Cuencas <i>pull-apart</i> episuturales .....	10
<b>Figura 2.4</b> Modelo de generación de Cuencas <i>pull-apart</i> episuturales .....	11
<b>Figura 2.5</b> Modelo de generación de Cuencas <i>pull-apart</i> episuturales .....	11
<b>Figura 2.6</b> Modelo original conceptual para la cuenca .....	13
<b>Figura 2.7</b> Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón .....	14
<b>Figura 2.8</b> Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón .....	16
<b>Figura 2.9</b> Paleogeografía del Oligoceno .....	19
<b>Figura 3.1</b> Ubicación de la Formación Codore en el área de estudio .....	31
<b>Figura 3.2</b> Ubicación de la Formación Caujarao en el área de estudio .....	32
<b>Figura 3.3</b> Ubicación de la Formación Socorro en el área de estudio .....	33
<b>Figura 3.4</b> Ubicación de la Formación Querales en el área de estudio .....	33
<b>Figura 3.5</b> Ubicación de la Formación Guarabal en el área de estudio (Quebrada Agua Viva) .....	34
<b>Figura 3.6</b> Ubicación de la Formación Guarabal en el área de estudio (Quebrada Otuco y Río Seco) .....	35
<b>Figura 3.7</b> Ubicación de la Formación San Luis – Patiecitos (sin diferenciar) en el área de estudio (Quebrada Agua Viva) .....	35
<b>Figura 3.8</b> Ubicación de la Formación San Luis – Patiecitos (sin diferenciar) en el área de estudio (Quebrada Otuco y Río Seco) .....	36
<b>Figura 3.9</b> a) Diagrama de Rosa de la actitud de la estratificación en la Quebrada Agua Viva y b) Diagrama de densidad de polos de la estratificación en la quebrada Agua Viva .....	38
<b>Figura 3.10</b> Diagrama de rosa de la actitud de la estratificación en la Quebrada de Otuco y Río Seco .....	39

<b>Figura 3.11</b> Diagrama de densidad de polos de la estratificación en la Quebrada de Otuco y Río Seco .....	40
<b>Figura 3.12</b> a) diagrama de rosa de la actitud de las diaclasas y b) diagrama de densidad de polos de las diaclasas .....	41
<b>Figura 3.13</b> Diagrama de rosas de la actitud de todos los planos de falla estudiados .....	42
<b>Figura 3.14</b> a) Representación en la red estereográfica de Schmidt de los Planos de falla y sus estrías b) Diedro recto (Angelier (1979)) c) Histograma de desviaciones angulares y d) Círculo de Mohr, Rapport y esfuerzos principales .....	44
<b>Figura 3.15</b> Ubicación de las fallas del grupo 1 en la zona de estudio .....	45
<b>Figura 3.16</b> Ubicación de las fallas del grupo 2 en la zona de estudio .....	46
<b>Figura 3.17</b> a) Representación en la red estereográfica de Schmidt de los Planos de falla y sus estrías b) Diedro recto (Angelier (1979)) c) Histograma de desviaciones angulares y d) Círculo de Mohr, Rapport y esfuerzos principales .....	47
<b>Figura 3.18</b> Representación en la red de Schmidt del plano de falla y sus estrías .....	48
<b>Figura 3.19</b> Diagrama de rosas de la actitud de los planos axiales de los pliegues .....	49
<b>Figura 3.20</b> Diagrama de rosas de la actitud de los ejes de los pliegues .....	50
<b>Figura 3.21</b> Estructura <i>fault-bend-fold</i> en sistema despegue-rampa-despegue .....	54
<b>Figura 3.22</b> Sección geometrizada A-A' correspondiente a la Quebrada Agua Viva .....	55
<b>Figura 3.23</b> Sección balanceada O-O' correspondiente a las quebradas De Otuco y Río Seco .....	56
<b>Figura 3.24</b> Restauración de la sección con un <i>pine line</i> fijo .....	58
<b>Figura 3.25</b> Restauración de la sección sin <i>pine line</i> .....	59

<b>Figura A.1</b> Ejemplos de corrimientos profundos de bajo ángulo que involucran basamento.....	67
<b>Figura A.2</b> Sistemas de Corrimientos .....	68
<b>Figura A.3</b> Superficie de despegue en las Montañas del Jura y sus pliegues asociados.....	69
<b>Figura A.4.</b> Geometría clásica de un corrimiento integrada por rampas y despegues, con sus pliegues asociados.....	70
<b>Figura A.5</b> Orientación de los corrimientos respecto al régimen de esfuerzos según el modelo de Anderson.....	71
<b>Figura A.6.</b> Diagrama de Inversión de un modelo dominó, mostrando la reactivación de las fallas dominó y el desarrollo de footwall shortcut thrust en los estratos <i>sin-rift</i> y <i>post-rift</i> .....	74
<b>Figura A.7.</b> Estructura <i>rollover</i> sellada por una secuencia depositada después de cesada la extensión .....	75
<b>Figura A.8</b> Inversión progresiva de la secuencia asociada a una falla extensional. 76	
<b>Figura A.9</b> Sección Geosísmica a través de la zona de falla de Hewett, Mar del Norte.....	78
<b>Figura A.10</b> Algunos pliegues asociados a fallas.....	82
<b>Figura A.11</b> Desarrollo cinemático de un <i>fault-bend fold</i> asociado a un sistema de rampa y despegues.....	84
<b>Figura A.12</b> Relaciones angulares para un <i>fault-bend fold</i> .....	85
<b>Figura A.13</b> Tasa de cambio del desplazamiento R a lo largo de un <i>fault-bend fold</i> .86	
<b>Figura A.14</b> Métodos de proyección de superficies axiales.....	88
<b>Figura A.15</b> Proyección de superficies axiales.....	89
<b>Figura A.16</b> Desarrollo de un <i>fault-bend fold</i> asociado a una rampa integrada por dos segmentos.....	90
<b>Figura A.17</b> Modificado de Tearpock.....	90
<b>Figura A.18</b> Sistema de Corrimientos en Cuña.....	91
<b>Figura A.19.</b> Restauración de una sección estructural por el método de preservación de longitudes.....	93

## CAPITULO I

### INTRODUCCIÓN

#### Objetivos

##### a) Objetivo General

El presente trabajo tiene como finalidad desarrollar una interpretación estructural a partir de la construcción de dos secciones transversales y geometrizadas, de un área ubicada en el flanco norte de la Sierra de San Luis entre el Río Mitare y la carretera Coro-Cruz de Taratara, estado Falcón, utilizando las relaciones cuantitativas que vinculan la geometría de fallas y pliegues.

##### b) Objetivos Específicos


- Compilar la información estructural y geológica existente del área de estudio y verificar la misma en campo, para realizar posteriormente la restauración de la sección.
- Interpretar la información obtenida de la restauración de la sección estudiada.
- Realizar un modelo de evolución cinemática de las estructuras para inferir una evolución estructural local.
- Elaboración de secciones geológicas y de mapas compilados de información geológica y estructural del área.

## Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada al oeste de la carretera Coro-Cruz de Taratara y al este del Río Mitare, en el estado Falcón. En este trabajo se estudiarán dos secciones: una en la quebrada Agua Viva de aproximadamente 13 Km. y otra en las Quebradas de Otuco y Río Seco de aproximadamente 10 Km. El área total aproximada cubierta en este trabajo es de 300km<sup>2</sup> y se encuentra entre las coordenadas reticulares N: 1.234.009– 1.248.877 y E: 396.610 – 417.990 (ver figura 1.1).



Tomado de [www.mapasdevenezuela.com](http://www.mapasdevenezuela.com)

Figura 1.1 Ubicación del área de estudio. (  ) Área de estudio

## **Metodología**

Para la realización de este trabajo la metodología a usar se divide en tres fases, las cuales están encadenadas y ayudarán a alcanzar, de forma más efectiva, el objetivo de este trabajo. Estas fases son:

### Fase 1. Pre-Campo

- Recopilación del material bibliográfico, correspondiente a la zona de estudio y a los métodos a utilizar, entre los que destacan: mapas geológicos y topográficos, revistas, tesis, publicaciones, libros.
- Interpretación de fotografías aéreas para definir, a grandes rasgos, las estructuras presentes en la zona, así como inferir el tipo de litología y determinar las posibles vías de acceso.
- Luego de obtener los datos anteriores, desarrollar un modelo estructural previo.

### Fase 2. Campo

- Levantamiento geológico del área de estudio que corresponde a la Quebrada Agua Viva y a las quebradas De Otuco y Río Seco en el estado Falcón, tomando en cuenta todos los rasgos estructurales y geomorfológicos, para así compararlo con el modelo previo establecido.

### Fase 3. Post-Campo

- Procesamiento de los de datos obtenidos en campo (en redes estereográficas, tratamiento estadístico, etc).
- Elaboración de columnas estratigráficas, mapas geológicos y cortes geológicos.
- Construcción de las secciones geológicas balanceadas para realizar un modelo de evolución cinemática de las estructuras y así inferir una evolución tectónica local.

## Trabajos previos

Se presenta una lista de publicaciones de trabajos realizados sobre esta área de interpretación estructural y restauración de secciones geológicas, las cuales son las bases teóricas para la interpretación estructural que se realizó en el presente trabajo.

Trabajos realizados en el área de interpretación estructural y balanceo de secciones:

Dahlstrom (1969) presenta uno de los primeros trabajos acerca de secciones balanceadas, mostrando su basamento teórico y las reglas de las mismas.

Hossack (1979) realiza una revisión sobre los cálculos de acortamiento que sufren los cinturones plegados, causas de la reducción en el área de restauración y los errores cometidos en los cálculos.

Boyer y Elliott (1982) presentan un artículo acerca de los sistemas compresivos, en el cual proponen los principales marcos geométricos y su evolución, así como sus implicaciones mecánicas y la adición de nuevos modelos geométricos. De igual manera, tocan tópicos de restauración de secciones.

Elliott (1982) muestra cuales son los datos que se necesitan para la interpretación estructural y los cuatro niveles que se deben tener para la construcción de secciones balanceadas. Este autor discute los términos de viabilidad y admisibilidad de las interpretaciones estructurales.

Suppe (1983) explica la geometría y cinemática del modelo de “*fault-bend-folding*” o plegamiento asociado a fallas no planas. Presenta también las diferentes relaciones entre la forma de la falla y de la rampa y la forma del pliegue asociado a éstas.

Suppe (1985) publica un libro en el cual resume los modelos geométricos que él propone para los sistemas compresivos y cuales son los basamentos geométricos.

Cooper y Trayner (1986) muestran las geometrías involucradas en los sistemas compresivos y una revisión de las interpretaciones acordes a los conceptos que se manejan modernamente. Los autores concluyen que los principales factores que modifican las estructuras internas de las capas, son los que conducen a problemas a la hora de balancear las secciones.



Vann *et al.* (1986) discuten las estructuras más comunes en los frentes de montaña proponiendo cuatro modelos geométricos que las pueden explicar. El primero de éstos considera que el despegue mayor se encuentra por debajo o dentro de la molasa, el segundo modelo propone que los desplazamientos son perdidos por medio de los retrocabalgamientos por debajo del homoclinal frontal; la tercera proposición es que las imbricaciones son trasladadas por encima de los sedimentos antiguos y sintectónicamente se deposita la molasa, la cual es generada por la erosión de los altos en superficie del frente de corrimiento y la cuarta es que la deformación del pliegue frontal representa la deformación superior de la punta del cabalgamiento a gran escala.

Laubscher (1987) desarrolla un modelo cinemático para describir el comportamiento neógeno de los andes septentrionales. Durante el Neógeno el borde noroeste de Suramérica puede ser concebido como un mosaico integrado por una serie de bloques, limitados por sistemas de falla regionales donde se concentra el desplazamiento. El más prominente de estos elementos se ha denominado bloque de Maracaibo, el cual representa la zona de confluencia de tres placas; la Suramericana, la de Nazca y la Placa Caribe. Las relaciones entre estas tres placas han controlado el movimiento relativo de los bloques que componen el modelo.

Mann *et al.* (1990) desarrolla una revisión neotectónica de la Placa Caribe, considerando particularmente las fallas transcurrentes ubicadas en sus límites. Dentro de esta revisión el autor considera el papel de la falla de Boconó, en el proceso de escape del Bloque de Maracaibo, como resultado de la colisión Panamá – Suramérica.

Pindell y Barret (1990) examinan la evolución geológica de la región Caribe desde el punto de vista de la tectónica de placas. Estos autores señalan que la placa Caribe proviene del Pacífico y su desplazamiento ha dado origen a una serie de procesos geodinámicos en sus límites.

Mitra (1993) publica un artículo relacionado con la geometría y cinemática de los sistemas compresivos de inversión formados por los mecanismos de “*Fault-propagation folding*” o plegamiento propagado por una falla, y “*fault-bend folding*” o plegamiento asociado a fallas de buzamiento variable, específicamente en fallas lítricas. El autor propone que los cambios de espesores en las capas originados por la fase extensiva,

caracterizan los cambios en la geometría de las capas que se observa cuando estas sufren una inversión estructural.

Audemard (1998) presenta un modelo geodinámico evolutivo para el norte de Sudamérica, dentro del cual la falla de Boconó representa una de las estructuras dextrales que han acomodado parte de la deformación asociada al desplazamiento de la placa Caribe hacia el este y al acortamiento norte – sur entre Norte y Suramérica.

## CAPITULO II

## GEOLOGÍA REGIONAL

## Generalidades

La región falconiana (exceptuando a la península de Paraguaná) se subdivide fisiográficamente en cuatro franjas longitudinales, aproximadamente paralelas a la costa norte y son de norte a sur: la llanura costera, la serranía de San Luis y sierras asociadas al oeste, la llanura central o depresión de Pecaya y la cordillera de Churuguara. Sobre ésta región y por una gran porción de la parte noroccidental de Venezuela, se ubicó (durante el Oligoceno y Mioceno Temprano (ver figura 2.1)) una cuenca marina rodeada por zonas emergidas, excepto al este y al norte (Audemard, 1997 y Muessig, 1984), esta cuenca es la denominada cuenca de Falcón.

Los límites de ésta cuenca son: al oeste con la cuenca del Lago de Maracaibo (por la línea de costa del Golfo de Venezuela), al norte con el Golfete de Coro y el Istmo de Los Médanos y al sur por una serie de elevaciones denominadas Sierra de Churuguara. La cuenca se prolonga hacia el norte y noreste dentro de las aguas territoriales de Venezuela.

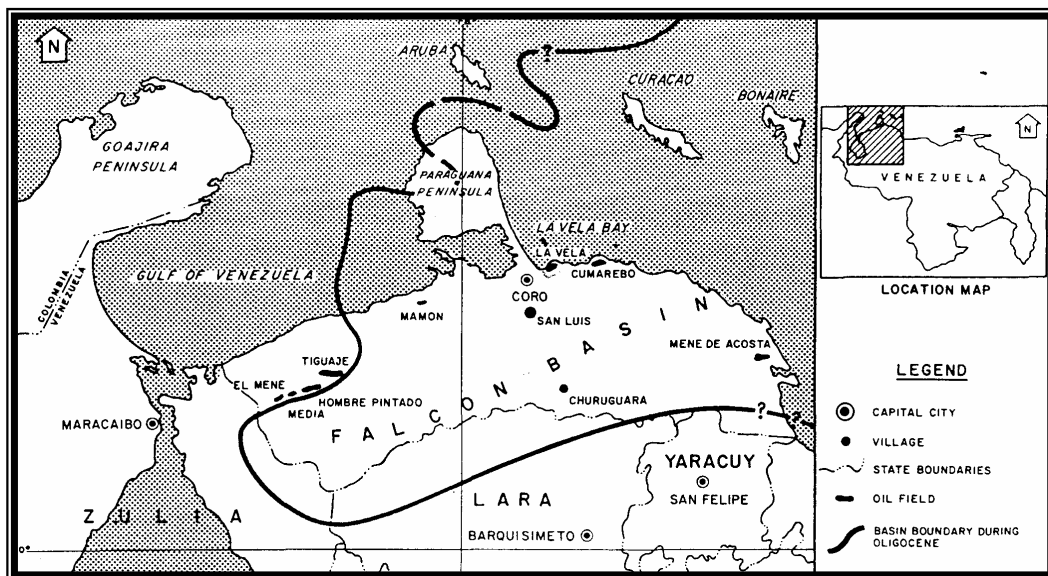


Figura 2.1 Localización de la Cuenca de Falcón y sus límites durante el Oligoceno.

Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

### **Evolución Tectónica de la Cuenca de Falcón**

El origen de la cuenca de Falcón, enmarcado en un contexto tectónico regional, ha sido objeto de diferentes estudios relacionados con la reconstrucción de las placas mayores y la morfología que muestra actualmente esta cuenca.

El desarrollo de una cuenca tipo *pull-apart* dentro de una orientación paralela, pero fuera de fallas transcurrentes dextrales, es propuesto para la cuenca de Falcón por Muessig (1984). Una cuenca *pull-apart* es una zona de extensión de la corteza y subsidencia que se desarrolla en un sistema de fallas transcurrentes inclinadas, como puede ser una inclinación divergente (Crowell, 1974). La subsidencia ocurre en fallas normales que se conectan con secciones paralelas del sistema de fallas transcurrentes. La subsidencia resultante puede ocurrir a lo largo de las fallas transcurrentes (Muessig, 1984).

El desarrollo de una estructura *pull-apart* en la cuenca de Falcón refleja la evolución tectónica del período Terciario donde un largo bloque de corteza reflejó al bloque Bonaire (Silver *et al.*, 1975). Este bloque estuvo sujeto a cizallamiento dextral, entre la Placa del Caribe y la Placa Suramericana (Muessig, 1984). Pindell *et al.* (1998, en Leal y Rivero, 2004) mencionan un modelo de evolución entre el Golfo de México y la Placa Caribe e indican que desde el Eoceno, la placa Caribe ha migrado hacia el este 1100 Km, con una velocidad aproximada de 2 cm/año. Muessig (1978) indica que la cuenca de Falcón se originó durante el Eoceno Tardío a Oligoceno, en una zona tipo *pull-apart*, causado por movimientos transcurrentes entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana. Este autor define este límite de placas como una falla transformante y la expresa como una serie de fallamientos dextrales a lo largo de una línea que permite conectar la Falla de Oca con la Falla de San Sebastián.

Estos movimientos transcurrentes a lo largo de las fallas, generaron la extensión en dirección noreste, produciéndose así fallas normales y provocando el adelgazamiento de la corteza y la generación de magmas basálticos alcalinos. Este modelo estructural propuesto por Muessig (1978), le permite establecer en su teoría que las islas de Los Monjes y La Orchila, la Península de Paraguaná y la cuenca de Falcón fueron casi

yuxtapuestas antes de la extensión del Oligoceno. Este autor presenta dos modelos, en los cuales se expresan las opciones que dieron origen a la cuenca (ver figura 2.2).

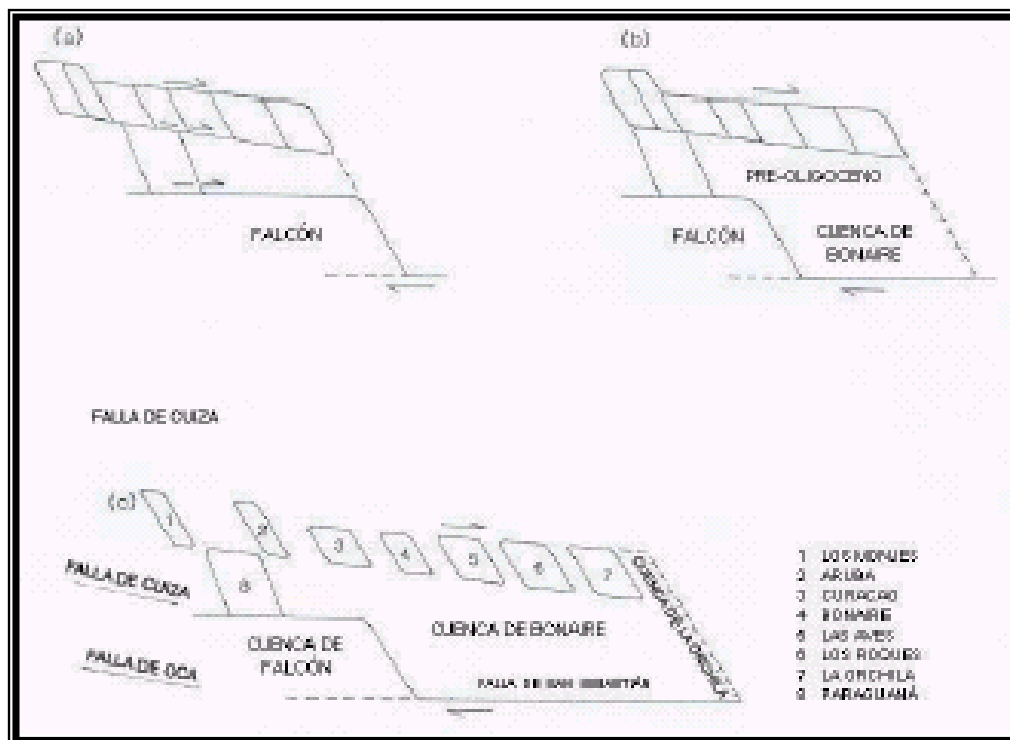


Figura 2.2 Evolución de las cuencas *pull-apart* Falcón y Bonaire. *a* y *b* representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente *c*, la opción *a* requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno a Mioceno. En la opción *b* la cuenca Bonaire pre-Oligoceno tiene un mayor adelgazamiento, corteza oceánica y requiere menos extensión para llevar a la configuración de la opción *c*.

Tomado y modificado de Muessig (1978).

Muessig (1978) adopta la opción *b* y representa a través de tres esquemas ilustrados el desarrollo de la cuenca de Falcón y el Bloque Bonaire desde el Eoceno al presente. La extensión de la cuenca ocurre en dirección este-oeste. Durante el Eoceno Temprano las Antillas Menores formaron una unidad contigua conectada a la Península de Paraguaná y al área de Falcón (ver figura 2.2 *a*). En el Eoceno Tardío a Oligoceno (por extensión) se generó la cuenca, evidenciado por el fallamiento y la inyección de magma (ver figura 2.2 *b*). Del Mioceno al presente grandes eventos compresivos generaron un

cambio en la evolución tectónica, donde la cuenca evidencia inversión (ver figura 2.2 c) (Muessig, 1978).

Macellari (1995) coincide con Muessig (1978) en el proceso de generación de la cuenca, ya que este modelo permite explicar los flujos basálticos orientados en el centro de la cuenca falconiana. El autor analiza la estratigrafía depositada durante el Eoceno hasta el reciente en una serie de cuencas *pull-apart* episuturales. Durante el Oligoceno-Mioceno, el eje de subsidencia máxima de esta serie de cuencas estuvo ubicado más hacia el este, en el surco de Urumaco y al este en la ensenada de La Vela. Al mismo tiempo comenzó a desarrollarse un depocentro con ubicación estenoreste-oeste suroeste en la cuenca de Falcón, como respuesta flexural a la carga producida por un frente de cabalgamiento que avanzaba desde el sur (Macellari (1995).

Macellari (1995) a través de los siguientes gráficos muestra el modelo de evolución tectónica para la cuenca de Falcón. En la figura 2.3 se muestra, en el Eoceno Tardío, un desplazamiento entre las dos placas, resultando la formación de una extensa zona *pull-apart* en el margen norte de Sudamérica, entre el *ridge* de Curazao y el sistema de fallas San Sebastián-Oca.

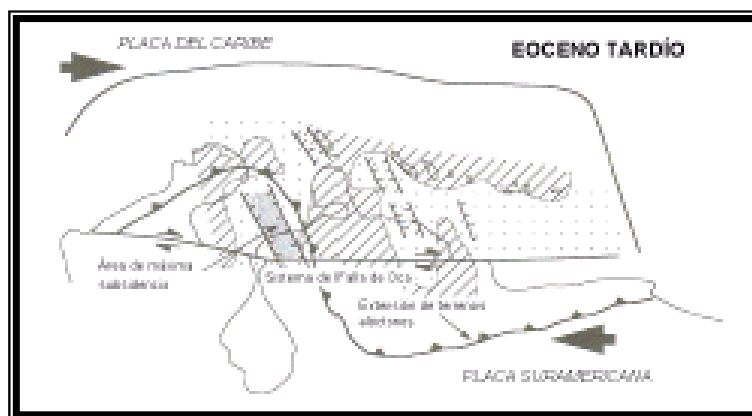


Figura 2.3 Modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales.

Tomado y modificado de Macellari (1995).

En la figura 2.4, se observa que durante el Oligoceno y Mioceno comenzó un estrechamiento de la cuenca *pull-apart* debido al empuje de material alóctono, por lo que

los ejes de máxima subsidencia migraron hacia el oeste entre Urumaco y la Bahía de la Vela. El desplazamiento continuó a través de la falla de Oca y se formó un frente de empuje que avanzó progresivamente al norte formándose una cuenca *foreland* con orientación ENE-WSW.

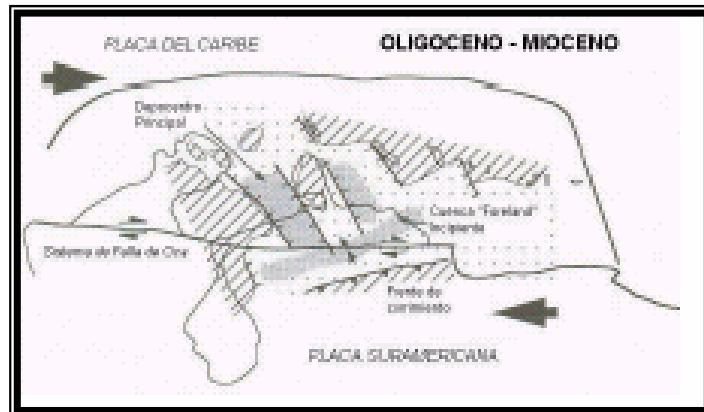


Figura 2.4 Modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales  
Tomado y modificado de Macellari (1995).

Así mismo Macellari (1995) indica, a través de la figura 2.5, que el movimiento transpresivo a lo largo de la falla del margen de Suramérica (Kellog y Bonini, 1982) durante el Plioceno, resultó en la subducción de bajo ángulo de la Placa del Caribe por

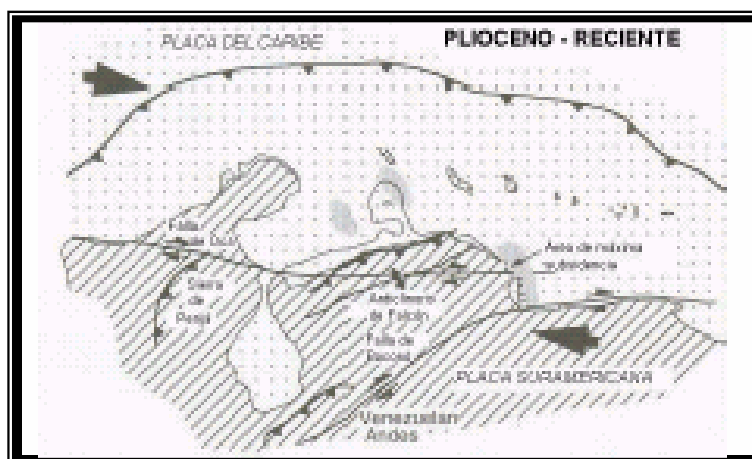


Fig. 2.5 Modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales  
Tomado y modificado de Macellari (1995).

debajo del *ridge* de Curazao. Durante este tiempo, el frente de falla del Anticlinorio de Falcón migró más lejos hacia el norte y cesó la extensión a lo largo de las fallas con orientación NW-SE. Los desplazamientos dextrales activos a lo largo de la falla de Boconó comienzan durante este periodo (Schubert y Sifontes, 1970). Este desplazamiento, aunado al continuo movimiento del sistema de fallas de Oca, resultan en la formación de un depocentro en la cuenca *pull-apart* al sureste de la cuenca de Falcón.

Erlich y Barrett (1990) establecen que para la reconstrucción, el bloque de Margarita, el cual está delimitado por una línea imaginaria alrededor de Tobago/Margarita-Araya/Paria y parte norte de Trinidad (aproximadamente 100 a 125 Km), es necesario mover cerca de 50 Km la falla de Oca y aproximadamente 50 Km la falla de Boconó generando una clausura parcial de la cuenca de Falcón, por lo que apoyan la tesis de Muessig (1978), para el modelo de génesis del bloque de Margarita. El movimiento diferencial producido por el arrastre a lo largo del margen sur del límite de la Placa Caribe-Suramericana causó extensión y transtensión en las cuencas de Falcón y Bonaire.

Ostos (1990) indica que durante el Oligoceno, Falcón, Bonaire y la baja Goajira se desarrollaron como resultado de un fallamiento transcurrente dextral al norte de Sudamérica. Las ofiolitas de Siquisique, ubicadas al sur de Falcón, fueron empujadas hacia la misma dirección antes del desarrollo de la cuenca *pull-apart*. La falla de Oca (transcurrente dextral) pudo haber causado la compensación de la Península de la Goajira, aunque ésta estuvo inactiva en el Oligoceno. El bloque Maracaibo-Santa Marta empezó a moverse al norte por la megacizalla de Boconó (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano), relacionado al límite de subducción tipo andino en el oeste de Sudamérica, resultando en el desarrollo del cinturón deformado de Sur-Caribe (Case *et al*, 1984). Sin embargo las cuencas del golfete de La Vela y golfo Triste fueron levantadas en el Mioceno Tardío, lo cual está relacionado a la reactivación de las fallas transcurrentes E-O o fallas con tendencia NS o NE-SO (transcurrentes) conjugadas a la mega falla de Boconó (Ostos, 1990).

La evolución tectónica del límite meridional de la Placa del Caribe durante el Plioceno-Cuaternario está caracterizada por las continuas migraciones hacia el norte y este del bloque Maracaibo-Santa Marta (Erlich y Barrett, 1990).



Boesi y Goddard (1991) proponen otro modelo conceptual de la cuenca de Falcón, orientado a conocer el hábitat de hidrocarburos en la cuenca. El mismo está basado en la forma de bote de la cuenca con un eje este-oeste y una sección central angosta localizada entre los pueblos de Churuguara y San Luis; esta forma es la que determina la distribución sedimentaria de la cuenca durante el Oligoceno-Mioceno (ver figura 2.6). Este modelo incluye la tendencia noreste de los *horst* y canales mencionados, que son responsables por la extensión norte del desarrollo de la cuenca sedimentaria central.

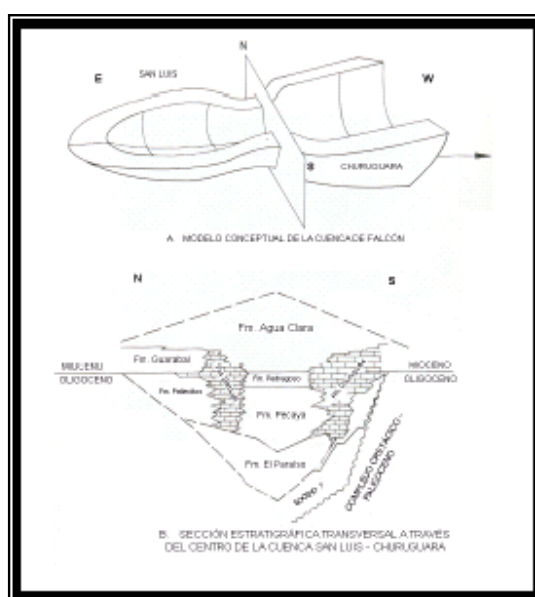


Figura 2.6 A) modelo original conceptual para la cuenca y B) una compilación estratigráfica basada sobre una sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara, cuyas posiciones geográficas están mostradas en la figura.

Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

El modelo estratigráfico y de sedimentación que proponen los autores para el relleno de la cuenca es el siguiente:

- Eoceno Tardío: en el Eoceno la sedimentación continuó sin interrupción en otras regiones de Venezuela y comenzó la formación de la cuenca de Falcón. También ocurrieron movimientos orogénicos en el sur Caribe, los cuales fueron

responsables de la generación de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao, que aun están presentes como remanentes en la actualidad.

- Oligoceno: con el incremento de la subsidencia, la cuenca tomó la forma de un elongado bote con un costado inclinado. Se desarrollaron surcos sinsedimentarios con orientación noroeste en el sector norte, con un sector angosto en el área central, estos pueden ser atribuidos a fuerzas desde el sur que empujaron la región entera otra vez y levantaron la región en la parte norte (ver figura. 2.7). Las intrusiones ígneas y submarinas de flujos basálticos están en la parte más profunda de la cuenca (en surcos) y son comunes en el sector norte.

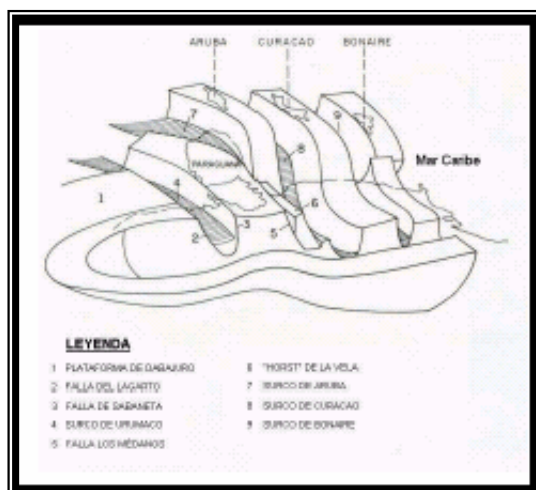


Figura 2.7 Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón.

Tomado y modificado de Boesi y Goddard 1991).

- Mioceno: los esfuerzos complejos comenzaron a incrementarse en este periodo, causando sucesivas modificaciones paleogeográficas que transformaron la distribución de las facies que se encuentran hoy. Durante el Mioceno Temprano la trasgresión marina noreste llega a su fin. En el flanco norte y en la región Caribe, los surcos sinsedimentarios continuaron llenándose, así como continuó la subsidencia. Estos factores están relacionados a la extensión tectónica. En la sedimentación del Mioceno Medio la actividad tectónica estuvo parcialmente controlada. La inversión de la cuenca que comenzó en este tiempo fue responsable

por el levantamiento y erosión de los sedimentos que fueron depositados en el canal. La posición ocupada por el eje de la cuenca en el Oligoceno-Mioceno Temprano ahora se convierte en el eje de la fila conocida como anticlinorio de Falcón. Esta fue la iniciación de las subcuencas y la separación del área en dos zonas distintas, hacia el sur facies marinas poco profundas, lagunal y sedimentos fluviales predominantemente y hacia el norte se desarrollaron facies marino profundo a costera de transición. Al final del Mioceno, movimientos tectónicos relacionados a movimientos laterales a lo largo del límite de placas Caribe-Sudamérica fueron videntes. El área de depositación fue hacia el mar Caribe y la sedimentación fue derivada principalmente del sur como de depósitos de reciclaje.

- Plioceno: una tardía actividad tectónica tomó lugar en el Plioceno, afectando principalmente el área de Falcón y siendo responsable del levantamiento del sistema montañoso. Los procesos sedimentarios responsables de las terrazas aluviales, costas y dunas a lo largo de la zona de piedemonte, posiblemente han sido afectados por la actividad tectónica. Un período orogénico también ocurrió durante el Pleistoceno, procesos similares fueron repetidos. Esta repetición resultó en un número de terrazas de diferentes edades, pero con el mismo desarrollo de deposición. Estas pueden ser observadas hoy a lo largo del entero llano costero. Los autores muestran en la figura 2.8 tres cortes esquemáticos para la interpretación de la cuenca.

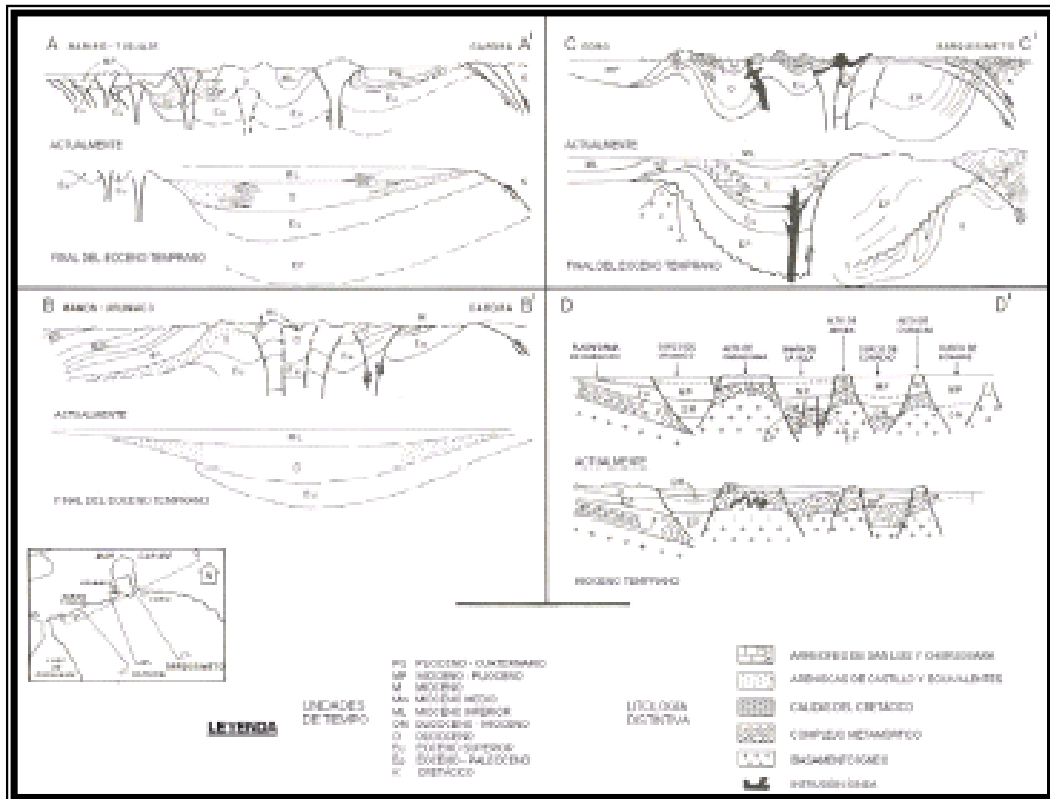


Figura 2.8 Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. Tres secciones transversales noroeste-sureste (A-A', B-B', C-C') mostrando extensión y compresión y una sección longitudinal (D-D') mostrando continuidad de la extensión.

Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

Audemard (1995) señala que el desplazamiento de la sedimentación hacia el norte de la cuenca de Falcón evidencia claramente el proceso de inversión de la cuenca, este proceso fue previamente propuesto por Audemard y De Mena (1985) y por Boesi y Goddard (1991).

Audemard (1995) resume la evolución tectónica de la Cuenca de Falcón en las siguientes fases:

- Fase 1: El *rifting* de edad Oligoceno donde nace la cuenca de Falcón, el cual es una consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo cuyo esfuerzo mínimo está orientado N15W. La subsidencia tectónica de la cuenca culmina en el límite Oligoceno-Mioceno con las últimas intrusiones, coladas basálticas y la

- colmatación sedimentaria. La subsidencia térmica está representada por los depósitos lutíticos neríticos de la Formación Agua Clara, de edad Mioceno Temprano.
- Fase 2: el cierre de la cuenca de Falcón, el cual se inició en el límite entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Medio, distinguiendo tres etapas de diferente edad, desde un punto de vista amplio, como lo son:
    - Mioceno Medio a Tardío: la cuenca sufrió un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos mínimo y máximo subhorizontales, estructurando la cuenca de Falcón en un gran Anticlinorio. Esta inversión provoca el desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco norte del Anticlinorio.
    - Mioceno-Plioceno: se produjo una fase tectónica en la Plataforma de Coro, lo cual indica que la zona fue sometida a una continua fase de compresión desde el límite Mioceno-Plioceno.
    - Plioceno-Pleistoceno-Cuaternario: es la fase responsable de la configuración actual de la cuenca y continua activa hoy en día. Ella constituye la última de una trilogía de fases compresivas caracterizadas por esfuerzos máximos que siempre han estado ubicados en el cuadrante NO.

Porras (2000) menciona que el origen de la cuenca de Falcón-Bonaire está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retroarco (*back arc*), en un orógeno en flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la Placa Suramericana, suturándose diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano. Este modelo está basado en el esquema del orógeno en flotación de Oldow *et al* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contracciones (perpendiculares a la sutura, Porras, 2000).

Estos autores indican la existencia de estos sistemas de cuencas de ante arco (*fore arc*) y retro-arco (*back arc*) que se desarrollan en los márgenes convergentes, además, identifican tres períodos principales:

- Período de extensión: este va desde el Eoceno Tardío hasta la parte media del Mioceno Temprano. En este tiempo se comienza a generar la cuenca Falcón-Bonaire como un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas Caribe y la suramericana, a partir de este proceso se comienzan a generar estructuras extensionales tipo graben.
- Período compresivo: comenzó hacia finales del Mioceno Temprano e inicios del Mioceno Medio. No es sino hacia el Mioceno Medio que esta fase comienza a afectar a la cuenca, por efecto de la orogénesis andina, causando la inversión tectónica de la porción centro-occidental de la cuenca (anticlinorio de Falcón). Los efectos de la compresión andina generaron el desarrollo de fallas inversas o corrimientos con vergencia norte-noreste, las cuales cortan la sección terciaria, generando pliegues de dirección noroeste-sureste.
- Desarrollo simultáneo de estructuras compresivas y distensivas: desde el Plioceno Tardío al Reciente. Durante este período, el margen entre las placas presenta una componente mayormente transcurrente en dirección este-oeste. Estos movimientos generaron estructuras de grandes dimensiones, donde se observan efectos transpresivos y transtensivos contemporáneos.

### **Estratigrafía y Sedimentación de la Cuenca**

En la región de Falcón, durante el Eoceno Tardío, se presenta un periodo de erosión, por lo que no afloran tantas secuencias de este periodo. Sólo en el extremo oriental de esta cuenca se conocen algunos afloramientos con grandes contenido de foraminíferos planctónicos, que sirven para indicar la presencia del Eoceno Superior (Formación Cerro Misión, Hunter, 1974).

El relleno de la cuenca de Falcón durante el ciclo Terciario superior, representa la sedimentación parautoctona que se desarrolló en forma máxima durante el Oligoceno y Mioceno sobre un alóctono emplazado en el borde septentrional de la plataforma epicontinental cercana al extremo noroeste de los Andes Venezolanos (González de Juana *et al*, 1980). La sedimentación de esta cuenca se mantuvo continua y en ésta afloran

depósitos que abarcan desde el Eoceno Superior hasta el Cuaternario, presentando sólo tres eventos de discordancias angulares que tienen significado regional. Esta cuenca fue intensamente plegada y tectónicamente invertida durante el Mioceno Medio y Tardío, por esta razón, el proceso sedimentario se restringió básicamente al flanco norte del Anticlinorio de Falcón (Audemard, 1987).

En este capítulo, se describirán las diferentes formaciones que componen la Cuenca de Falcón, en su parte central, oriental y occidental; y solo se hará una descripción más profunda de aquellas que tienen una relación directa con el área de estudio, como lo son las formaciones San Luis, Patiecitos, Guarabal, Querales, Socorro, Caujarao y Codore.

#### a) Oligoceno - Mioceno Temprano

La sedimentación en la depresión de Falcón durante el Oligoceno Temprano se encuentra definida por un conjunto de facies bastante características que se depositaron

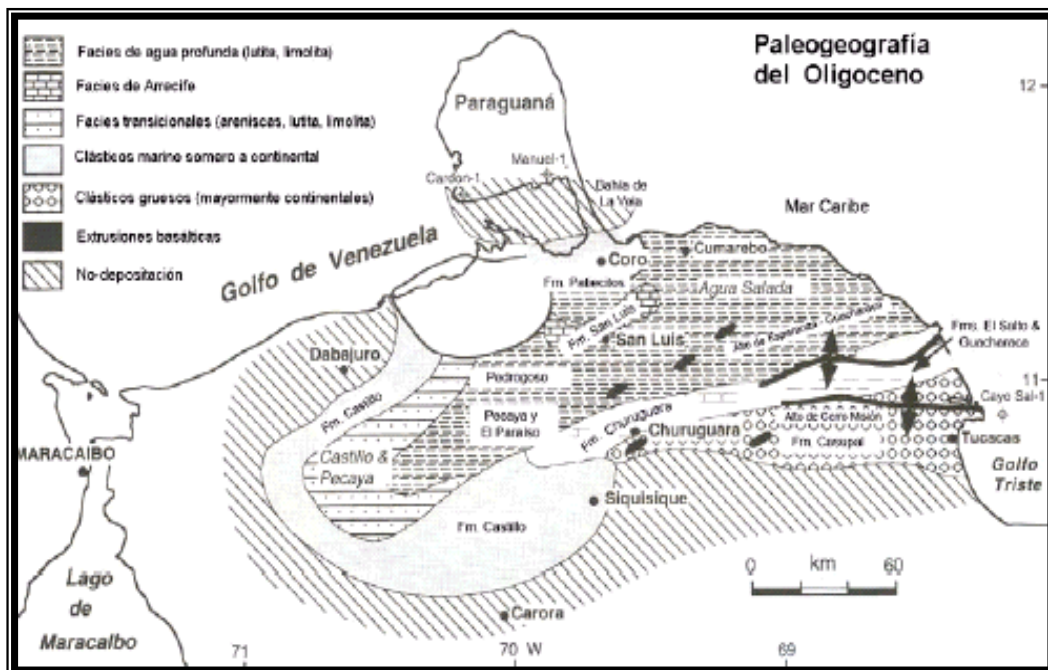


Figura 2.9 Paleogeografía del Oligoceno.

Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

durante una trasgresión marina (figura 2.9), la cual fue interrumpida por una regresión que se produjo en el límite del Oligoceno y Mioceno (Macellari, 1995).

De acuerdo con Macellari (1995), el episodio regresivo se encuentra representado por un extenso intervalo de clastos granulares. Estas rocas se encuentran bien expuestas en el Anticlinorio de Falcón y se depositaron al oeste sobre estratos del Eoceno, en rocas metamórficas cretáceas al este y sobre las turbiditas del Paleoceno-Eoceno en el centro de la cuenca.

Esta cuenca comenzó a recibir sedimentos de origen marino en el Oligoceno Temprano, alcanzando su mayor desarrollo durante el Oligoceno Medio al Mioceno Temprano. En este periodo el centro de la cuenca se consideró una zona subsidente, donde se desarrollaron ambientes marinos profundos, sin embargo en los bordes se observa una sedimentación marginal con mayor influencia terrígena.

Los depósitos que componen a la unidad del Oligoceno y Mioceno Inferior se encuentran representados por facies de agua relativamente profunda que constituyen las formaciones Pecaya y Pedregoso en Falcón oeste-central. En el sureste de Falcón la secuencia litológica es similar, aunque el nombre de Formación Guacharaca es usado para describir el equivalente lateral de las formaciones El Paraíso y Pecaya y la arenisca El Salto representa el equivalente lateral de la Formación Pedregoso. La sucesión litológica del centro de la cuenca, independiente de los nombres usados, no cambia mayormente y representa el común denominador del complejo de facies del Oligoceno-Mioceno. Hacia los márgenes de la cuenca, la sección pasa gradualmente a facies de aguas someras. Las facies marginales incluyen a las formaciones San Luis y Patiecitos, en la parte central del flanco norte, La Formación Castillo al extremo oeste de la cuenca, la Formación Churuguara en el flanco sur y la Formación Casupal en el borde sureste de la cuenca.

Zambrano y Vasquez en 1971, menciona que el Alto de Coro durante el Oligoceno-Mioceno constituyó la prolongación hacia el sur del área positiva de Paraguaná.

**Centro de la cuenca:** Como la mayor parte del occidente de Venezuela, Falcón también fue sometido a un régimen de erosión durante el Eoceno Tardío. La depositación en este periodo, comienza con la Formación El Paraíso que descansa con aparente



discordancia o lapso sin sedimentación sobre la Formación Jarillal, del Grupo Agua Negra, la cual es correlacionable con la Formación Cerro Misión en Falcón oriental (Wheeler, 1960, 1963).

La mayor parte de la Formación El Paraíso es de tipo regresivo, los sedimentos fueron transportados por varios ríos que progresivamente construyeron una amplia llanura deltaica. Los carbones marcan el límite oriental de dicha llanura, a unos kilómetros al este del actual río Paraíso.

Por encima de la Formación Paraíso se encuentra la Formación Pecaya, en contacto concordante y transicional. Esta formación consiste de lutitas gris oscuro, generalmente fisiles y limolitas localmente calcáreas, con ocasionales interstratificaciones de areniscas y calizas bioclásticas en capas muy delgadas (Díaz de Gamero, 1977).

El contacto superior de la Formación Pecaya es variable. En la parte norte, de las cercanías de La Cruz de Taratara hacia el este, la Formación Pecaya se interdigita con la Formación San Luis. Desde Pecaya a Pedregal, el contacto superior es concordante y transicional con la Formación Pedregoso. Al oeste de Pedregal, el contacto, es con la Formación Castillo. Hacia el sur, la Formación Pecaya se intercala repetidamente con la Formación Churuguara (Díaz de Gamero, 1977).

Durante el Mioceno Temprano, por una subsidencia regional, se produjo un solapamiento y un sobrecorrimiento de los márgenes previos de la cuenca. En el surco de Urumaco la sedimentación comenzó con las lutitas de la Formación Agua Clara. Liddle (1928) describe esta formación como una secuencia de lutitas ferruginosas, concrecionarias, arenosas y yesíferas de color gris negruzco, con intercalaciones delgadas de areniscas limosas y calcáreas, localmente glauconíticas y fosilíferas, de color verdoso a gris, modificado por manchones rojizos en superficies meteorizadas. Según Wheeler (1960), en las regiones noroccidental del distrito Democracia y nororiental del distrito Buchivacoa, la Formación Agua Clara se puede dividir en dos miembros: el inferior o Miembro Cauderalito, representado por calizas, lutitas, limolitas y areniscas interstratificadas y el miembro superior o Miembro Santiago, el cual es esencialmente lutítico con pocas areniscas interstratificadas.

En el área tipo, el contacto inferior de la unidad es concordante con la Formación Pedregoso, pero cerca de los bordes sur y occidental, la Formación Agua Clara descansa sobre las Formaciones Churuguara y Castillo, respectivamente. En Falcón septentrional, el contacto superior es concordante con la Formación Cerro Pelado, excepto en la parte septentrional del distrito Buchivacoa, donde el contacto es probablemente discordante (Wheeler, 1960).

Según Liddle (1928) la Formación Cerro Pelado en su área tipo está compuesta de areniscas intercaladas con lutitas y algunos lignitos, abundantes en su parte superior. Las areniscas son ferruginosas, de colores gris, gris marrón y marrón rojizo, de grano fino a grueso, moderadamente duras y dispuestas en capas delgadas a masivas, lajosas, con estratificación cruzada y marcas de oleaje. Las lutitas son de color gris azul a gris oscuro, arenosas, yesíferas, micáceas, ferruginosas y carbonosas.

El ambiente interpretado para esta unidad es de un delta progradante, con todo el complejo de facies asociadas, empezando con el frente deltáico con desarrollo de gruesas barras de desembocadura, pasando a llanura deltaica con canales distributarios, bahías, pantanos, marismas, etc. y nuevamente hacia arriba, a frente deltáico (Díaz de Gamero, 1989).

El contacto inferior de esta formación es concordante y transicional con la Formación Agua Clara y el superior, igualmente concordante y transicional con la Formación Querales. La Formación Cerro Pelado se correlaciona con la Formación Guarabal de Falcón norcentral (Díaz de Gamero, 1989).

La Formación Guarabal, según Wheeler (1960, 1963), consiste generalmente de gruesas capas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y arcillitas. Hacia el este de su sección tipo las areniscas y conglomerados disminuyen y la sección consiste principalmente de limolitas y algunas arcillitas. Las areniscas son del tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso, de color gris y escogimiento pobre. Los conglomerados contienen guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra, embebidos en una matriz de arenisca "sal y pimienta" y se reducen a grava suelta por efecto de la meteorización. Las limolitas son de color gris claro, moteado con púrpura, rosado y beige. Las arcillitas son arenosas y limosas, de color gris oscuro.

Esteves y Villalta (1989) describen la unidad al oeste de la sección tipo como areniscas tipo "sal y pimienta", frecuentemente con niveles conglomeráticos y arcillitas gris oscuro. Las areniscas son de color gris claro, de contactos concordantes, de grano fino a grueso, con frecuentes bandas conglomeráticas que marcan la estratificación cruzada festoneada. Los clastos son de cuarzo, ftanita negra, fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas, de bordes subangulares y tamaños que varían entre 0,5 y 6 cm. La Formación Guarabal se considera como facies de relleno entre el arrecife de San Luis y la costa de Paraguaná (Wheeler, 1960 y 1963; Díaz de Gamero, 1989). Esteves y Villalta (1989) interpretan el ambiente sedimentario de la Formación Guarabal como de río entrelazado progradando hacia una laguna o de un delta entrelazado. El contacto superior de esta Unidad es con la Formación Querales (Formación Agua Clara de la literatura anterior a Díaz de Gamero, 1989) y se ha definido como concordante.

De acuerdo la definición de Díaz de Gamero *et al* (1988), la Formación Querales está formada en más del 90% por lutitas de colores oscuros, con intercalaciones de areniscas de grano fino muy bioturbadas, escasas margas y calizas fosilíferas en capas delgadas y algunos delgados niveles carbonosos. Las areniscas son de grano fino, con escogimiento moderado a bueno, se presentan en paquetes de 1 a 4 m de espesor; son localmente limosas y ocasionalmente calcáreas. Estas muestran un alto grado de bioturbación, que normalmente borra todas las estructuras sedimentarias, aunque es común la laminación paralela y ondulada, así como la estratificación cruzada planar de ángulo bajo; localmente se observan rizaduras en el tope de las capas.

Según Díaz de Gamero *et al* (1988) la Formación Querales representa un evento transgresivo, consecuencia de una invasión marina discreta dentro del marco general de sedimentación deltáica prevaleciente durante el Mioceno temprano y medio en el surco de Urumaco. La sedimentación de la unidad se ubica en la parte más distal de un complejo deltáico. Esteves y Villalta (1989) interpretan la sedimentación de la Formación Querales al este del área tipo, como una transgresión rápida, durante la cual se pasó de un ambiente de laguna a ambiente de plataforma de mar abierto, sin existir un buen desarrollo de ambientes que marquen la transición, a excepción de escasas areniscas de anteplaya. En la parte superior, se regresa a ambientes más someros, con depósitos típicos de anteplaya.

Los contactos inferior y superior de la Formación Querales, son de carácter transicional en el área tipo. Al este del río Mitare, la Formación Querales suprayace concordantemente a la Formación Guarabal. El contacto superior con la Formación Socorro es de carácter transicional (Díaz de Gamero, 1989).

**Oeste de Falcón:** Hacia el oeste de la cuenca se depositó la Formación Castillo, la cual se caracteriza por una sucesión litológica bastante variable (lateral y verticalmente) y por la presencia de gruesas capas de areniscas y conglomerados. En la parte inferior predominan las arcillitas y las limolitas. Hacia el centro de la cuenca la formación fue depositada bajo condiciones marinas pero cerca de los bordes representa una facies de aguas someras.

**Alto de Coro:** Durante el Oligoceno-Mioceno se desarrolló a lo largo del margen sur del alto de Coro, un complejo arrecifal conocido con el nombre de Formación San Luis. Esta Formación consiste principalmente de calizas arrecifales macizas, densas, grises azulosas, con foraminíferos grandes, algas y corales, intercaladas con areniscas de grano fino, arcillosas y calcáreas, lutitas fisiles con nódulos ferruginosos y, hacia el tope, areniscas conglomeráticas con granos y guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra tipo sal y pimienta (Wheeler, 1960, 1963). Esta unidad corresponde a una facies arrecifal de borde de cuenca con núcleos arrecifales alineados en sentido este-oeste, con depósitos bioclásticos de origen arrecifal hacia el centro de la cuenca de Falcón y facies atrás del arrecife hacia la antigua línea de costa de Paraguaná. El contacto superior de esta Formación es concordante, transicional e interdigitado con la Formación Agua Clara en el área del río Mitare (Senn, 1935) y aparentemente concordante con los conglomerados de la Formación Guarabal en la zona norte-central de Falcón (Díaz de Gamero, 1977). Hacia el este, las arcillas de la Formación Agua Salada cubren en aparente concordancia la terminación oriental de la Formación.

En el área de La Vela – Coro, esta unidad se interdigita con la Formación Patiecitos, la cual consiste principalmente en una secuencia de lutitas interestratificadas con areniscas y algunas calizas; las lutitas predominan en la parte inferior de la formación, pero la proporción de arenas incrementa gradualmente hacia la parte superior. Las calizas se encuentran más frecuentes hacia el tope. Las lutitas son de color gris oscuro y tienen fractura en bloques. Las areniscas son frecuentemente de tipo "sal y

pimienta", de grano fino a grueso y de colores gris, gris blanquecino y marrón. En la parte superior de la Formación, estas areniscas contienen lentes conglomeráticos. Las calizas generalmente son de color gris, fosilíferas, arenosas y se encuentran en capas delgadas hasta capas de espesor mediano. Hacia el tope de la formación se encuentran frecuentes capas gruesas de calizas del tipo de las calizas de San Luis. La Formación Patiecitos se considera como facies de relleno entre el arrecife de San Luis y la costa de Paraguaná (Wheeler, 1960 y 1963; Díaz de Gamero 1989). Esteves y Villalta (1989) interpretan un ambiente de laguna pobremente oxigenada para la parte inferior de la formación, que pasa verticalmente a condiciones de laguna normalmente oxigenada, con acarreo de tormenta desde el arrecife que se desarrollaba al sur. El contacto superior de esta Unidad es concordante con parte de la Formación San Luis y más hacia el norte desaparece la cuña de la Formación San Luis y la Formación Guarabal descansa sobre la Formación Patiecitos, con un contacto abrupto que puede ser localmente discordante, como en el área de Guarabal (Wheeler, 1960, 1963).

**Falcón Sur-Central:** el margen sur-central de la cuenca de Falcón se desarrolló sobre facies carbonáticas. La secuencia completa del Oligoceno-Mioceno Inferior consiste de una serie de lomas formadas por calizas, areniscas y lutitas, de 125 metros de espesor, las cuales juntas forman la Formación Churuguara (Wheeler, 1963).

El contacto de la Formación Churuguara con la Formación Jarillal, infrayacente, es concordante, al igual que su contacto con la Formación Agua Clara, suprayacente (Wheeler, 1963). El contacto inferior es concordante al norte con la Formación El Paraíso (Díaz de Gamero, 1977). La Formación Churuguara pasa lateralmente a la Formación Castillo y hacia el sur y sureste la formación pasa a la Formación Casupal (Wheeler, 1960, 1963).

**Este de Falcón:** en esta zona de la cuenca, la depositación durante este ciclo se compone de una gran variedad de facies. Al norte del Alto de la Esperanza y Churuguara, se encuentran lutitas de aguas profundas acumuladas en lo que es llamado el Grupo Agua Salada (Díaz de Gamero, 1985) o el depocentro Hueque (Wheeler, 1963). Al sur de este alto, los estratos son considerablemente de granos gruesos y son incluidos en las formaciones Guacharaca y Casupal (Renz, 1948; Blow, 1959; Díaz de Gamero, 1985).

b) Mioceno Medio - Plioceno

Al final del Mioceno Temprano, el modelo de sedimentación en la cuenca de Falcón cambio significativamente como resultado del levantamiento rápido asociado con las tempranas etapas de deformación. Después de este evento, se renovó la subsidencia iniciando un nuevo ciclo de sedimentación, el cual es el primero que cubrió por entero a la cuenca, incluyendo relieves topográficos como la Plataforma de Dabajuro y la Península de Paraguaná.

Nuevamente las áreas levantadas proveen considerable material sedimentario. Este ciclo sedimentario ocurre en un ambiente somero o restringido, excepto en el noreste de la cuenca (Agua Salada) y al norte de la Península de Paraguaná (Hunter, 1986) donde las facies de aguas profundas persistieron.

**Centro de la Cuenca:** En el centro de la cuenca, suprayacente a la Formación Querales, se encuentra la Formación Socorro. Williston y Nichols (1928), la describen como constituida por un intervalo inferior con areniscas, lutitas, margas fosilíferas y calizas, y otro superior de areniscas, turbas y lutitas laminadas, sin elementos calcáreos ni horizontes fosilíferos. Díaz de Gamero (1989) describe la unidad, en la región del Surco de Urumaco, como constituida de lutitas con intercalaciones frecuentes de areniscas, a veces de espesor considerable, con algunas calizas arenosas conchíferas y raros carbones en su parte inferior. Las areniscas son de grano fino a medio, micáceas, con manchas ferruginosas, generalmente bioturbadas, con la máxima bioturbación hacia la base de las capas; frecuentemente muestran estratificación cruzada planar, en menor grado festoneada, con laminación paralela y ondulada hacia el tope.

En la región cercana a Coro, la sedimentación de la unidad se efectuó inicialmente en condiciones deltaicas que pasan a marinas someras hacia arriba y, eventualmente, a profundidad de plataforma interna a media que, hacia el tope, regresan a marinas someras (Díaz de Gamero, 1989).

En el área del Surco de Urumaco, la Formación Socorro tiene contactos inferior y superior concordantes y transicionales con las Formaciones Querales y Urumaco, respectivamente. En la región del Alto de Coro, el contacto inferior es concordante y

transicional con la Formación Querales, mientras que el superior es con la Formación Caujarao (Díaz de Gamero, 1989).

La Formación Caujarao consiste principalmente en lutitas arcillosas, con intercalaciones de margas y calizas fosilíferas, topográficamente muy prominentes, y algunas capas de arenas de grano fino en su parte inferior. En el valle del río Coro y en la estructura de La Vela, la unidad está representada, en orden estratigráfico, por el Miembro el Muaco (inferior), el Miembro Mataruca (intermedio) y el Miembro Taratara (superior) (Kavanagh de Petzall, 1959; Vallenilla, 1961).

En dirección occidental, en la región situada entre Sabaneta y Coro, Esteves y Villalta (1989) describen la Formación Caujarao como caracterizada por la presencia de calizas y material calcáreo en general. En esta región no pudieron reconocer los miembros descritos de la localidad tipo y la estructura de La Vela. Las areniscas calcáreas se distribuyen hacia la base y el tope de la secuencia, las calizas hacia la parte media, las limolitas calcáreas y delgados intervalos carbonosos se encuentran hacia la base, aunque muy escasos; las areniscas se distribuyen a lo largo de toda la secuencia, observándose sus mayores espesores hacia la parte media, asociadas a calizas; las lutitas se encuentran distribuidas en toda la sección y son ocasionalmente calcáreas.

Wozniak y Wozniak (1987) interpretan el ambiente asociado a la Formación Caujarao como de plataforma con influencia a veces más marina. Al oeste, Esteves y Villalta (1989) interpretan un ambiente de complejo próximo-costero, conformado por laguna, isla de barrera y playa, con aporte limitado de clásticos. Al este de Cumarebo, Giffuni *et al* (1992), interpretan la Caliza de Cumarebo como depósito de bancos calcáreos de plataforma, sedimentado durante una caída relativa del nivel del mar.

Hacia el oeste, en el área del Surco de Urumaco, la Formación Caujarao es remplazada por la Formación Urumaco. El contacto de la Formación Caujarao es concordante y transicional con la Formación Socorro, infrayacente. El contacto superior con la Formación La Vela es concordante y hacia el oeste de la localidad tipo, el contacto superior de la Formación Caujarao es con la Formación Codore y Esteves y Villalta (1989) lo consideran concordante.

La Formación La Vela está descrita en su localidad tipo por Vallenilla (1961), como una unidad compuesta principalmente por areniscas muy calcáreas, de colores

claros, marrón a gris; lutitas compactas, impuras, rojizas en la base y algunas areniscas con macrofauna. En esta misma localidad, Rey (1990) describe la Formación La Vela como compuesta mayormente de arcillitas grises, calcáreas o no, masivas; algunas areniscas grises, de grano fino a medio, conglomeráticas hacia la base de la sección, a veces fosilíferas, masivas o con madrigueras, con espesores entre 0,6 m y 6 m. En el río Coro, Rey (1990) describe la unidad como compuesta de limolitas grises masivas, con intercalaciones de conglomerados de guijarros polimícticos, masivos o con estratificación cruzada, con espesores entre 1,5 m y 2 m.

De acuerdo con Díaz de Gamero (1968), la Formación La Vela representa una sedimentación en aguas muy poco profundas, de salinidad inferior a la normal y de comunicación generalmente restringida con el mar abierto. Rey (1990) interpreta un ambiente marino marginal, con una laguna costera protegida en parte por pequeñas barreras en el área de la localidad tipo. Hacia el este, estas barreras están mejor desarrolladas, con grandes espesores de cuerpos tabulares de areniscas. Hacia el oeste, en los alrededores del río Coro, el ambiente es continental, de llanura de inundación, con desarrollo de canales de ríos entrelazados distales.

El contacto inferior de esta Formación con la Formación Caujarao es concordante y el contacto superior con la Formación Coro, es concordante y transicional (Vallenilla, 1961).

**Oeste de Falcón:** los sedimentos depositados en el oeste de la cuenca de Falcón durante este ciclo, incluyen al Grupo o Formación La Puerta. Esta unidad incluye arcillas, areniscas y lignito superpuesto por areniscas masivas con estratificación cruzada que esta cubierto por lutitas de varios colores (Helse, 1937). La depositación se cree que ocurrió en un área de piedemonte a costera, con una proveniencia localizada al sur (González de Juana *et al*, 1980). En la Plataforma de Dabajuro, los estratos de La Formación La Puerta descansan directamente en rocas del Eoceno.

**Noreste de Falcón:** los sedimentos depositados en este ciclo son incluidos en la parte superior del Grupo Agua Salada y la Formación Pozón-sur. En el depocentro de Agua Salada, la base de este ciclo está representada por el miembro El Salto, el cual, según Díaz de Gamero (1985), consta de cuatro facies. El miembro El Salto es un depósito deltáico relacionado al aumento de fallas y procesos de corrientes de turbidez.



Estos sedimentos deltáicos confinados en la secuencia de agua profunda de Agua Salada son atribuidos a un nivel del mar que marcó un *lowstand*.

**Falcón Sur-Central:** las rocas de este ciclo en esta parte de la cuenca son representadas por la Formación Pozón, que se divide en los miembros Policarpio, Husito y Huso, en orden ascendente respectivamente (González de Juana *et al*, 1980). Esta es un sucesión de lutitas con areniscas glauconíticas y margas en la base (Renz, 1948).

**Sureste de Casupal:** en el sureste del depocentro de Casupal, las areniscas y conglomerados de Casupal contienen lutitas, arcillas y las calizas de la Formación Agua Linda (Ministerio de Minas, 1970). Agua Linda es concordante con la Formación Casupal y se encuentra discordante con las calizas de Capadare (González de Juana *et al*, 1980). La Formación Agua Linda es equivalente lateral de la Formación Pozón en ambientes de menor profundidad y más cercanos a la costa; al mismo tiempo es más marino que los clastos carbonosos de la Formación Casupal infrayacente. Ello indica una transgresión marina ocurrida en el Mioceno Medio, desde los ambientes marinos profundos de Agua Salada al sur, sobre la sedimentación marginal de Casupal.

c) Plioceno

**Costa Septentrional de Falcón:** La mayor fase de la inversión de la cuenca de Falcón tuvo lugar durante el Plioceno. El más occidental de los afloramientos de esta edad es conocido como la Formación San Gregorio, descrita por Stainforth (1962). Esta formación fue subdividida en tres miembros: en los dos miembros inferiores predomina una litología de limolitas y solamente en el superior (Río Seco) abundan los conglomerados. El intervalo central (Miembro Coquiza) es fosilífero. Algunos autores han correlacionado los conglomerados del Miembro Río Seco con la Formación Coro.

Graf (1969) indica que la parte superior de la Formación Coro es conglomerática con nódulos ferruginosos y no tiene material calcáreo, además, representa un cambio hacia climas más húmedos. Este autor coloca el contacto entre Plioceno-Pleistoceno en la Formación Coro.

En la región de Cumarebo, la Formación Tucupido suprayace en discordancia angular a la Formación El Veral, la cual Díaz de Gamero (1968) considera extendida hasta el Mioceno superior. El ambiente de la Formación El Veral es marino somero y la Formación Tucupido se hace menos marina en sentido ascendente.

La Formación Punta Gavilán aflora desde Tucupido por el oeste, hasta Punta de Zamuro hacia el este, siempre en zonas adyacentes a la costa. La litología de esta Formación es principalmente de calizas y margas limolíticas. En esta región la Formación Punta Gavilán descansa discordante sobre depósitos de ambientes marinos profundos de la Formación Pozón, del Grupo Agua Salada. Estos ambientes muestran una considerable reducción de profundidad, desde 1000 metros de la Formación Pozón a 50 ó 60 metros de la Formación Punta Gavilán. En general se puede decir que esta zona en el Plioceno representa una regresión con respecto al Mioceno, marcada por las diferencias paleoecológicas de las Formaciones el Veral y Tucupido en Cumarebo, y por las Formaciones Pozón y Punta Gavilán en Punta de Zamuro.

### CAPITULO III

### GEOLOGÍA LOCAL

### ESTRATIGRAFÍA LOCAL

En este título se describirá brevemente la estratigrafía de las diferentes quebradas estudiadas en el área de estudio.

Para realizar la división de unidades estratigráficas en las quebradas estudiadas se utilizaron como referencia los mapas B5-C y C5-A realizados por la Creole Petroleum Corporation 1962, referencias bibliográficas y datos recolectados en las etapas de campo.

#### Formación Codore

Esta unidad aflora entre los puntos 1.0 y 2.14 en la quebrada Agua Viva (ver figura 3.1). El contacto superior no aflora dentro de la zona estudiada y el contacto inferior es concordante con la Formación Caujarao. Litológicamente esta conformada principalmente por arcillitas arenosas de color gris claro a moteadas, con areniscas de color amarillento a pardo rojizo.

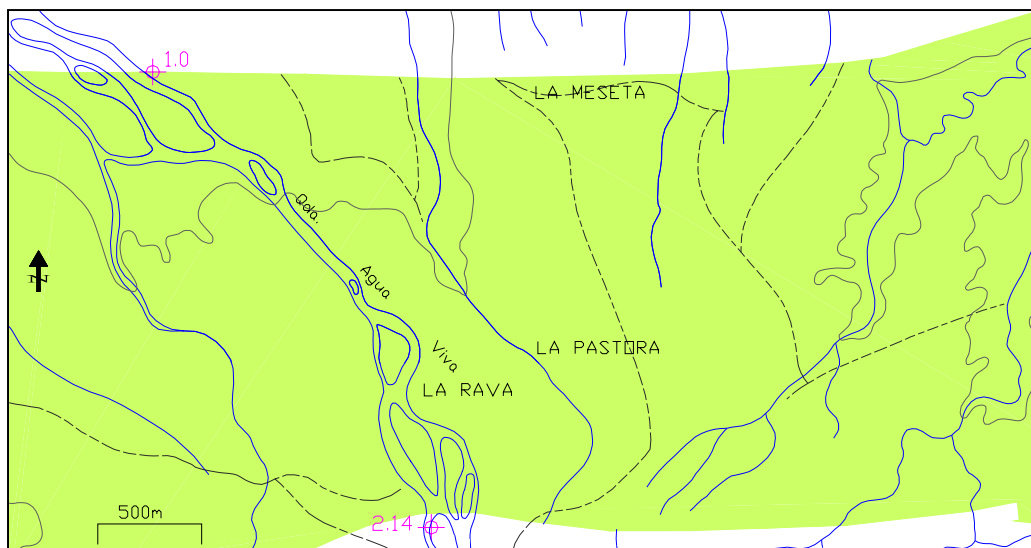


Figura 3.1 Ubicación de la Formación Codore en el área de estudio.

### Formación Caujarao

Aflora entre los puntos 2.11 y 3.11 en la quebrada Agua Viva (ver figura 3.2). El contacto superior de esta unidad es concordante con la Formación Codore y el contacto inferior, con la Formación Socorro, es concordante y transicional. Litológicamente esta conformada principalmente por lutitas arcillosas, con intercalaciones de margas y calizas fosilíferas.

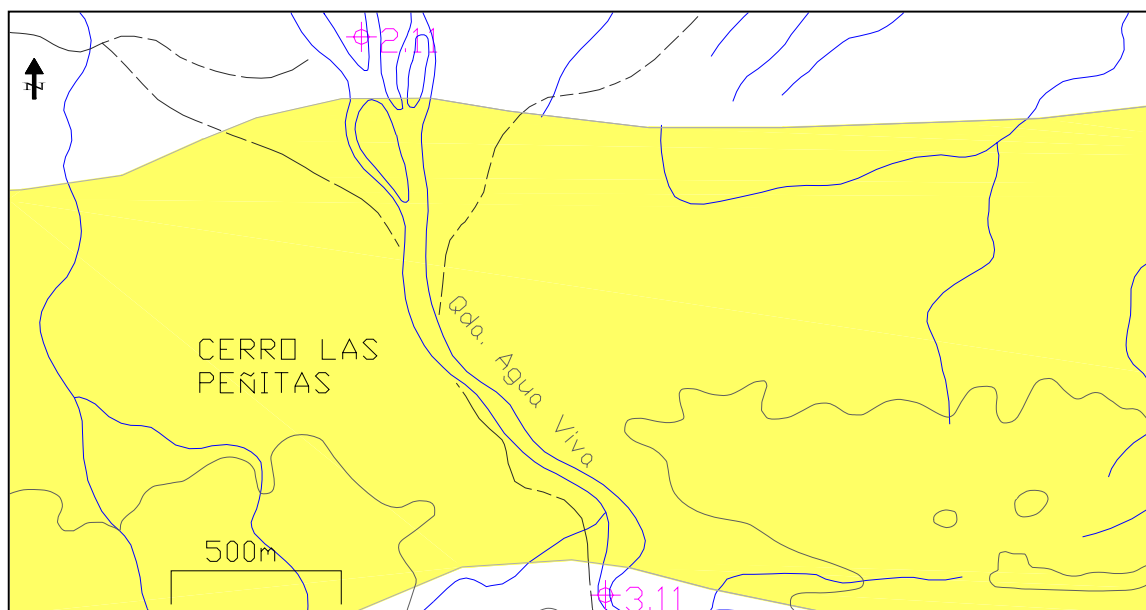


Figura 3.2 Ubicación de la Formación Caujarao en el área de estudio.

### Formación Socorro

Aflora entre los puntos 3.7 y 4.0 en la quebrada Agua Viva (ver figura 3.3). El contacto superior, concordante y transicional, es con la Formación Caujarao, mientras que el inferior, de igual naturaleza, es con la Formación Querales. Litológicamente esta conformada principalmente por areniscas, lutitas, margas fosilíferas y calizas.

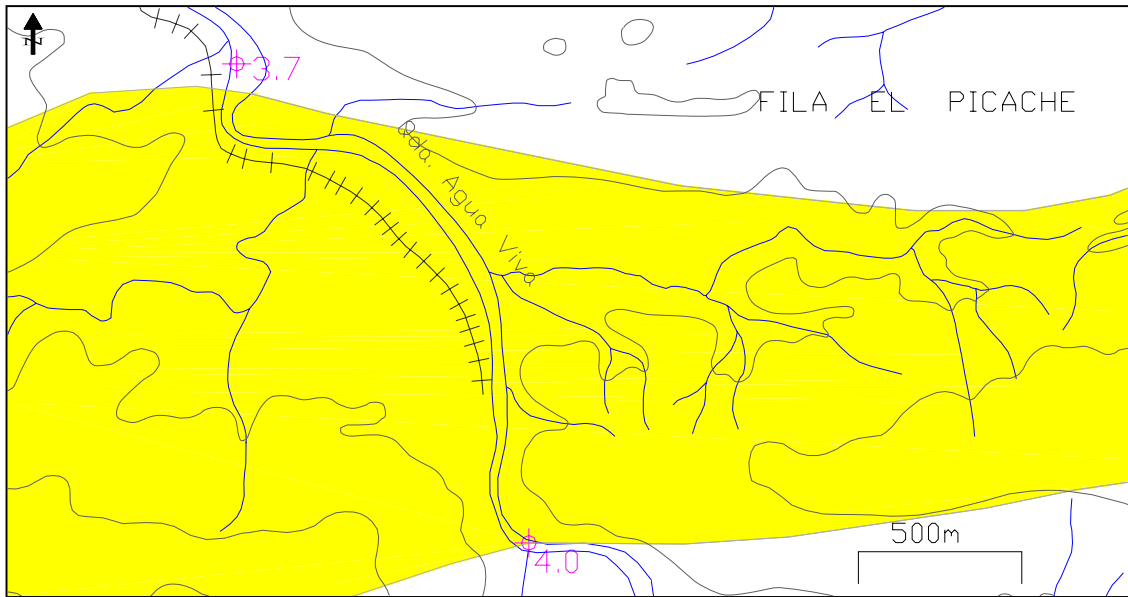


Figura 3.3 Ubicación de la Formación Socorro en el área de estudio.

### Formación Querales

Esta unidad aflora entre los puntos 4.0 y 4.2, sólo la sección del tope, ya que el

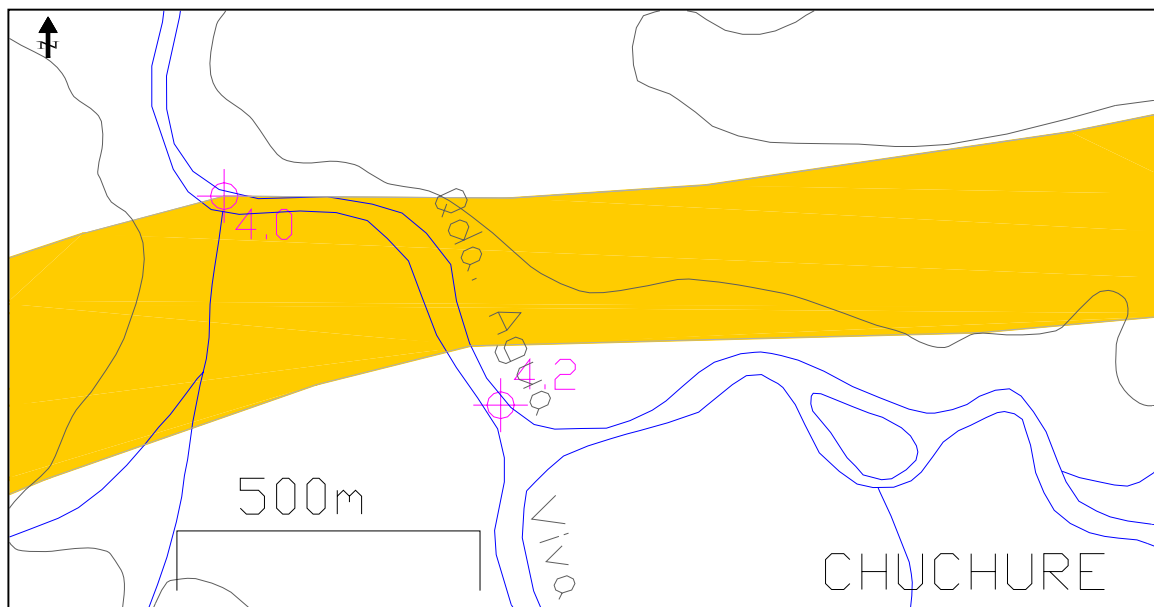


Figura 3.4 Ubicación de la Formación Querales en el área de estudio.

resto de la sección está cubierta por una capa de aluvión en la quebrada Agua Viva (ver figura 3.4). El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Socorro y el contacto inferior (cubierto por el aluvión) se infiere concordante con la Formación Guarabal. Litológicamente esta conformada principalmente por arcillitas con algunas intercalaciones de areniscas, arcillitas y limolitas. Se observan algunas arcillitas fosilíferas.

### Formación Guarabal

Esta unidad aflora entre los puntos 4.9 y 6.11, sólo la sección basal, ya que el resto de la unidad esta cubierta por una capa de aluvión en la quebrada Agua Viva (ver figura 3.5); también aflora entre los puntos m38 y j11 en la quebrada de Otuco y Río seco (ver figura 3.6). El contacto superior es concordante con la Formación Querales y el contacto inferior es abrupto con la Formación San Luis-Patiecitos (sin diferenciar). Litológicamente esta conformada principalmente de areniscas y areniscas conglomeráticas (sal y pimienta) intercaladas con arcillitas y limolitas.

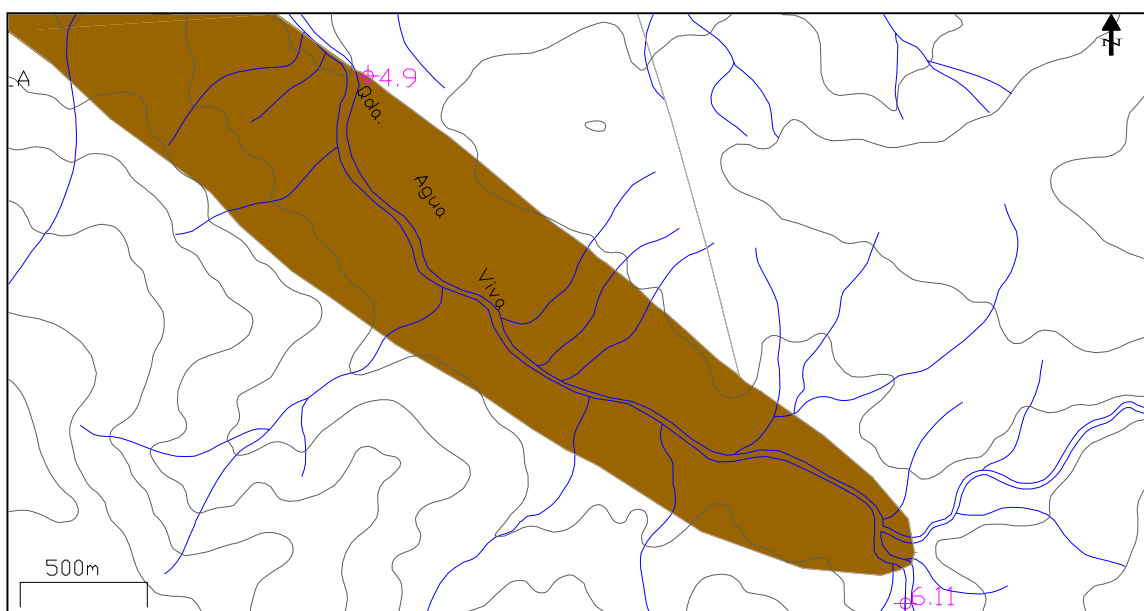


Figura 3.5 Ubicación de la Formación Guarabal en el área de estudio (Quebrada Agua Viva).

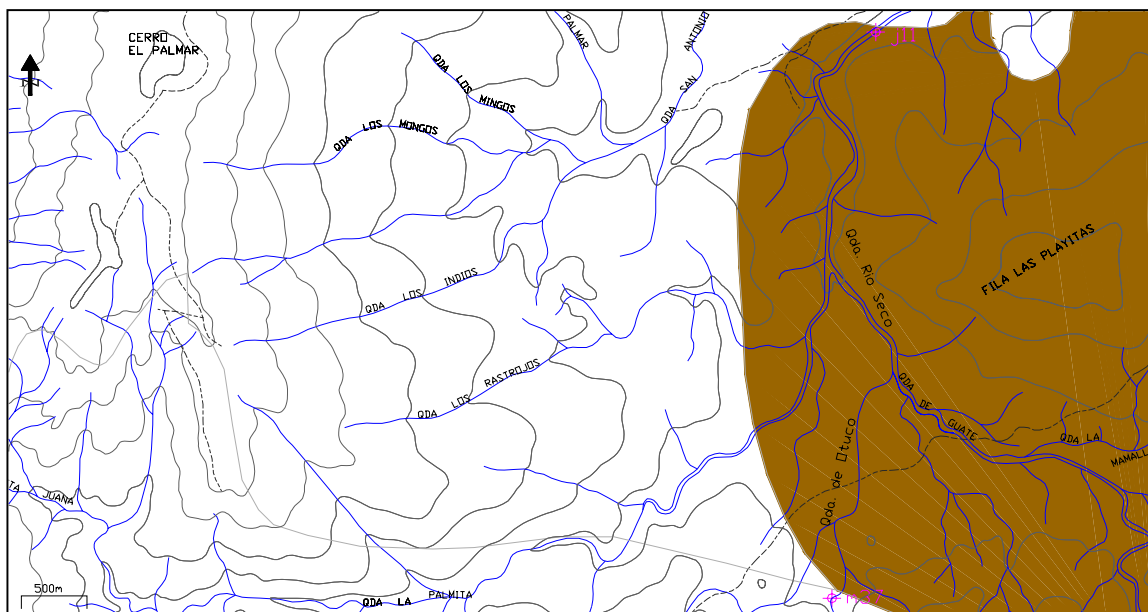


Figura 3.6 Ubicación de la Formación Guarabal en el área de estudio (Quebrada Otuco y Río Seco)

### **Formación San Luis-Patiecitos (sin diferenciar)**

Aflora entre los puntos 6.11 y 8.11 en la quebrada Agua Viva (ver figura 3.7) y

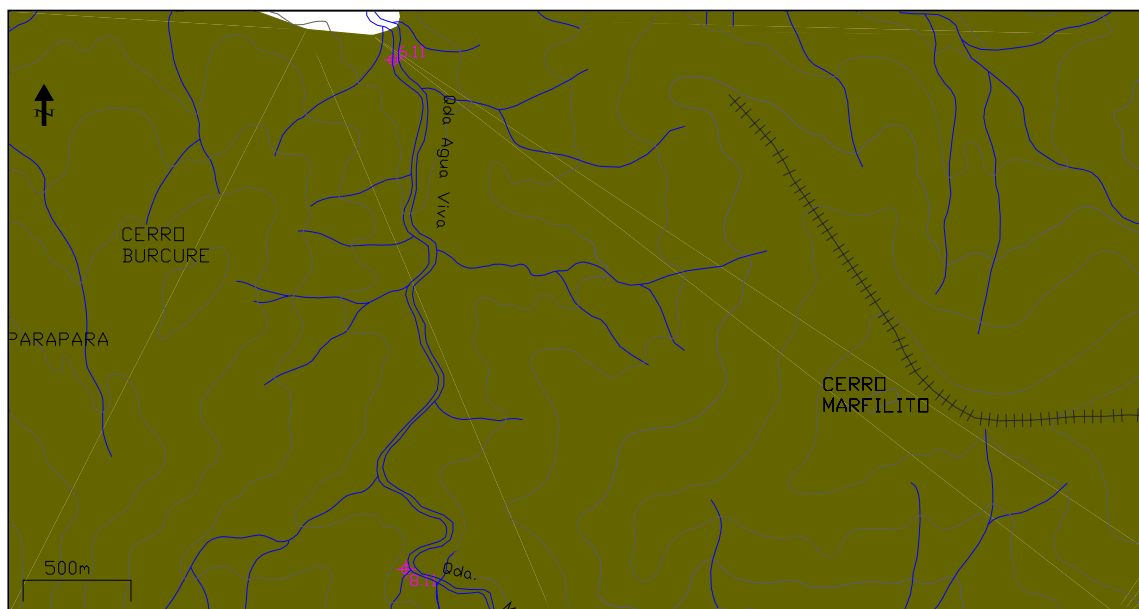


Figura 3.7 Ubicación de la Formación San Luis – Patiecitos (sin diferenciar) en el área de estudio (Quebrada Agua Viva).

entre los puntos m37 y v1 en la quebrada de Otuco (ver figura 3.8). El contacto superior es abrupto con la Formación Guarabal y el contacto inferior no aflora dentro de la zona estudiada. Litológicamente esta conformada principalmente por grandes espesores de calizas fosilíferas azules con intercalaciones de arcilitas y areniscas.

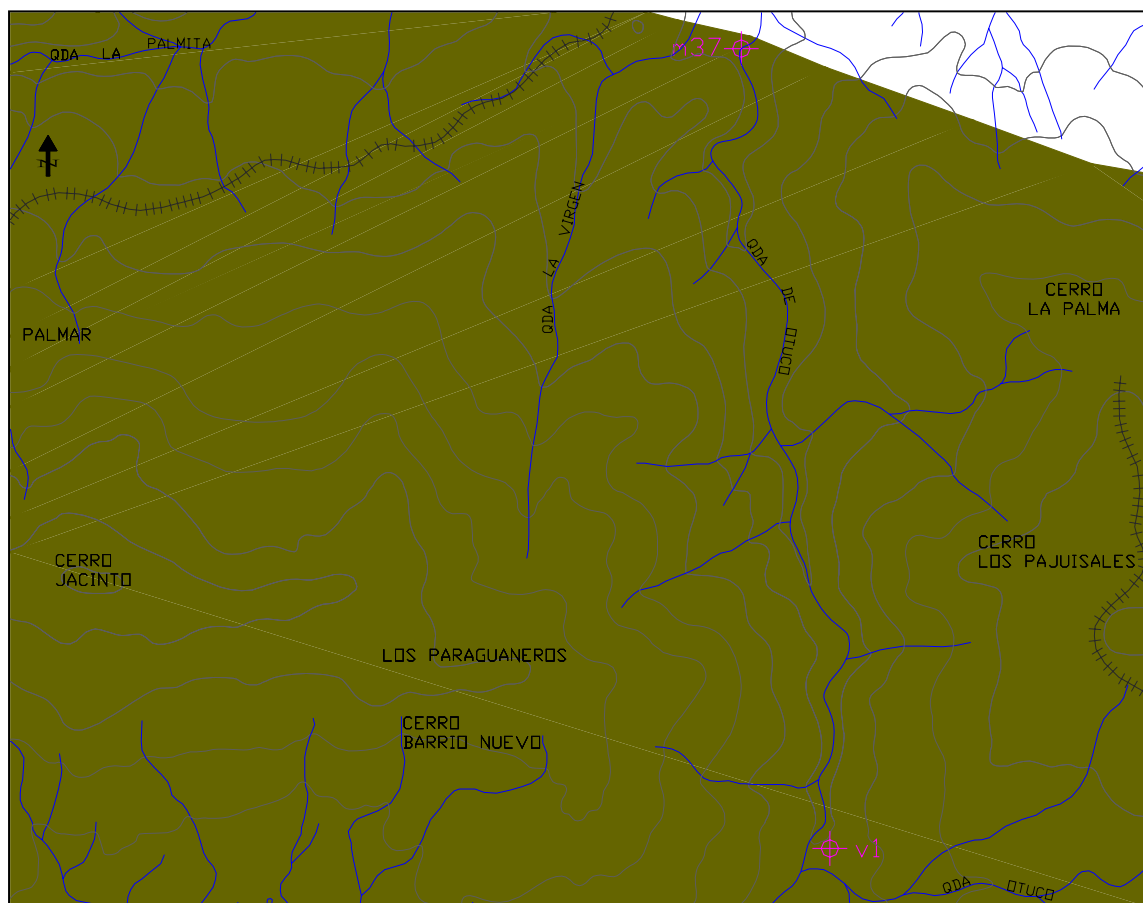


Figura 3.8 Ubicación de la Formación San Luis – Patiecitos (sin diferenciar) en el área de estudio (Quebrada Otuco y Río Seco).



## GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

Este título fue dividido en dos secciones: Descripción y caracterización de las estructuras planares y análisis geométrico de las secciones geológicas.

### Estructuras Planares

Las estructuras planares geológicas son aquellas que pueden concebirse como planos. Dentro de esta concepción pueden ser descritos los planos de estratificación, los planos de falla, los limbos o los flancos de estructuras plegadas, los planos axiales y los planos de diaclasas. Las mediciones se basaron en estas estructuras planares, además de estructuras lineales tales como estrías de fallas y ejes de pliegues. De esta manera estas han sido divididas en: estratificación, diaclasas, pliegues y fallas.

#### a) Estratificación

Esta se basó en la medición de 128 planos de estratificación en las quebradas levantadas.

En la **Quebrada Agua Viva** se tomaron 76 mediciones de planos de estratificación, de los cuales el 38% aproximadamente (29 mediciones), presentaron un rumbo entre N70E y E-W (ver figura 3.9a). El resto de las mediciones no presentó ningún rumbo preferencial.

En cuanto a los buzamientos en esta quebrada, el 35,53% de las mediciones (27 datos) presentan una magnitud preferencial entre 30° y 40° (ver figura 3.9a), de estos, el 92.6% (25 datos) buzan hacia el norte (ver figura 3.9b). El siguiente grupo de buzamientos preferenciales representa el 25% de las mediciones (19 datos) y tienen magnitud entre 20° y 30° al norte (ver figura 3.9a).

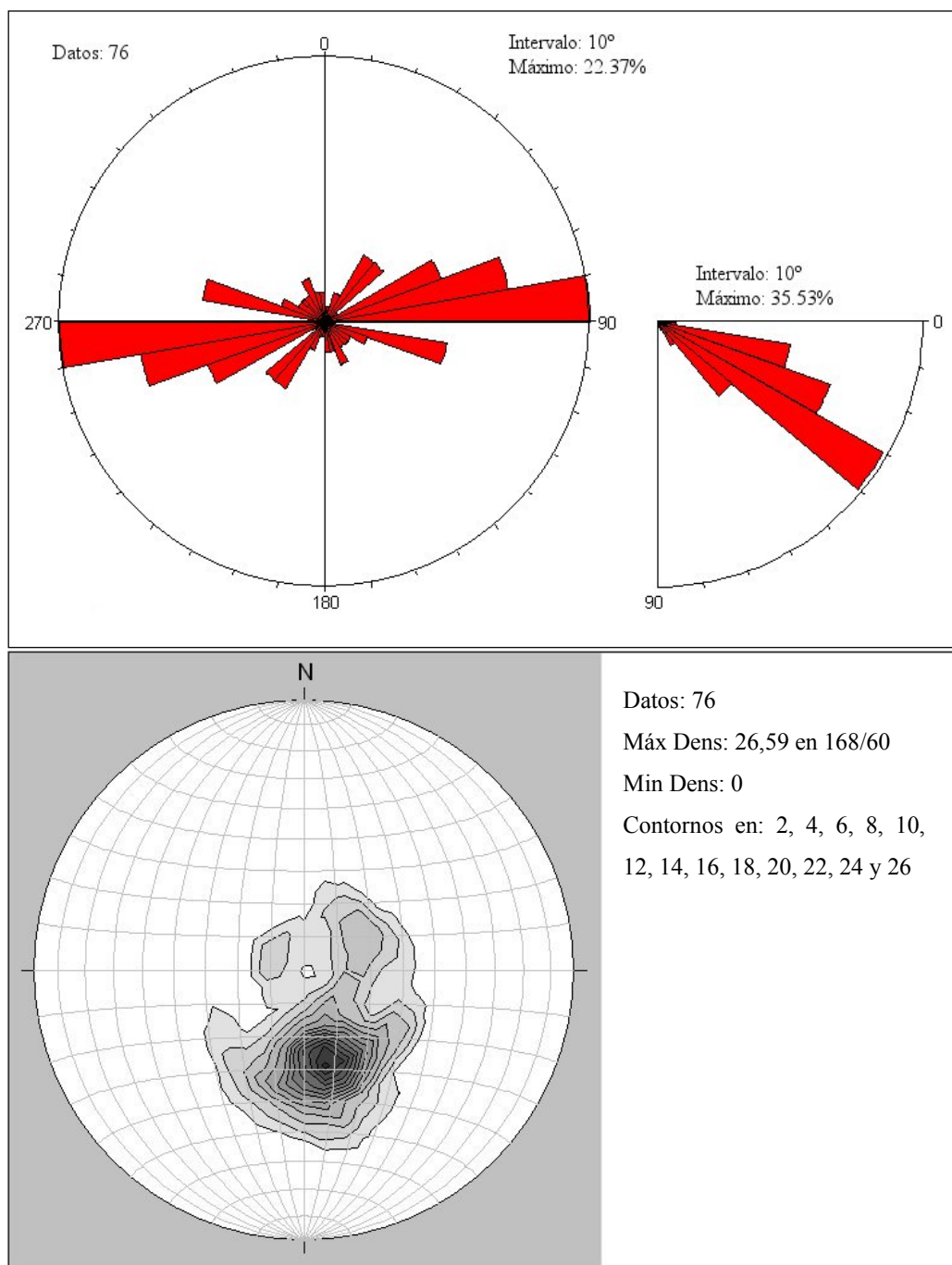


Figura 3.9 a) Diagrama de Rosa de la actitud de la estratificación en la Quebrada Agua Viva y b) Diagrama de densidad de polos de la estratificación en la quebrada Agua Viva.

En la **Quebrada de Otuco y en Río Seco** se tomaron 52 mediciones de planos de estratificación, de los cuales el 21% aproximadamente (11 mediciones), presentaron un

rumbo entre N80E y N90E (ver figura 3.10). El resto de las mediciones se concentraban principalmente entre N50E y N60E (6 datos, 12%) y entre N70E-N80E, N60E-N70E, N40E-N50E, N20E-N30E y N70W-N80W (5 datos en cada intervalo, 10% c/u).

En cuanto a los buzamientos en estas quebradas, el 28,85% de las mediciones (15 datos) presentan una magnitud preferencial entre  $30^\circ$  y  $40^\circ$  (ver figura 3.10). Los siguientes grupos de buzamientos preferenciales representan cada uno el 25% de las mediciones (13 datos) y tienen magnitud entre  $30^\circ$  y  $10^\circ$  (ver figura 3.10).

En el diagrama de densidad de polos de la figura 3.11 se pueden distinguir dos grupos principales de comportamiento de la estratificación: el primer grupo que tiene buzamientos entre  $60^\circ$  y  $70^\circ$  aproximadamente con los planos buzando hacia el sur y el segundo grupo, en el cual los buzamientos están entre los  $50^\circ$  y  $60^\circ$  buzando hacia el norte.

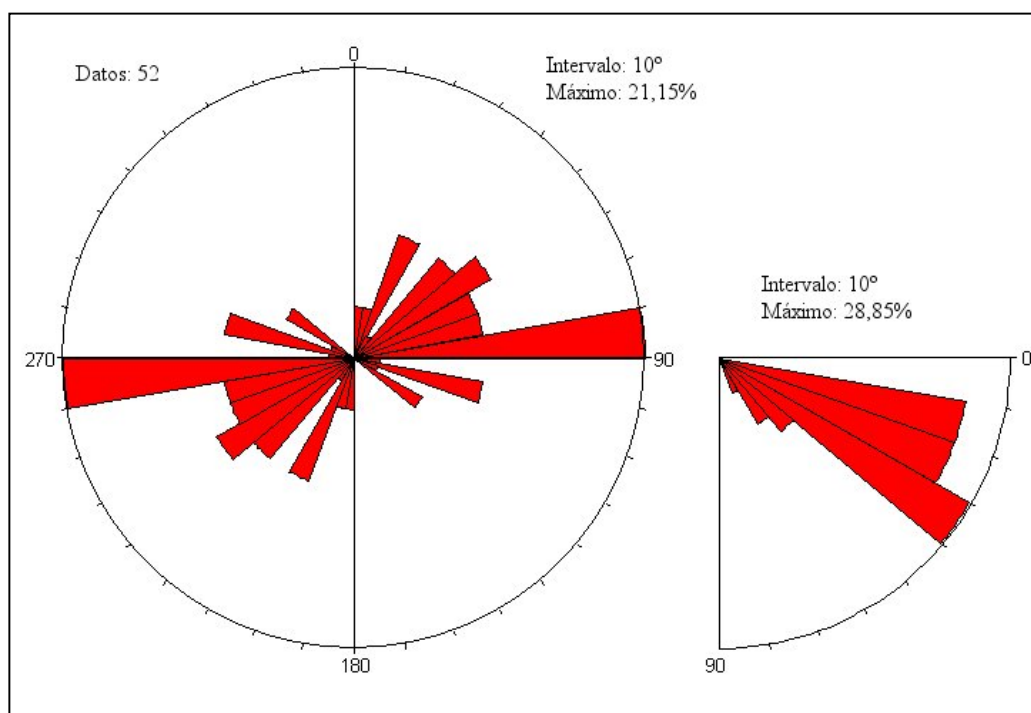


Figura 3.10 Diagrama de rosa de la actitud de la estratificación en la Quebrada de Otuco y Río Seco

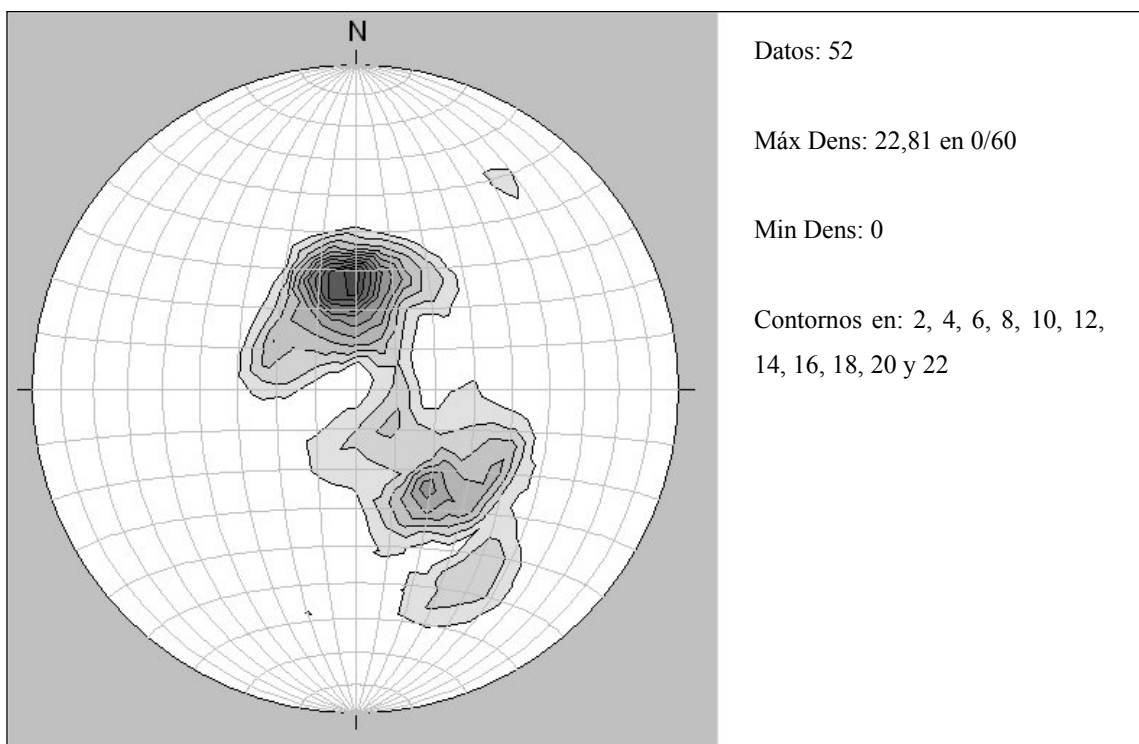


Figura 3.11 Diagrama de densidad de polos de la estratificación en la Quebrada de Otuco y en Río Seco

#### b) Diaclasas

Esta se basó en la medición de la actitud de 20 planos de estas estructuras. El 35% (7 datos) de las mediciones realizadas tiene una orientación preferencial aproximada E-W y un 15% (3 datos) tiene una orientación entre N70E y N80E (ver figura 3.12a). El resto de las mediciones realizadas, no tiene ninguna orientación preferencial.

En cuanto a los buzamientos de estas estructuras, un 45% de las mediciones (9 datos) presenta buzamientos entre 80° y 90°, mientras que un 25% de las mediciones (5 datos) presenta buzamientos entre 40° y 50° (ver figura 3.12a). En el diagrama de densidades de la figura 3.12b no se distinguen grupos preferenciales marcados, sin embargo, se puede corroborar la frecuencia de planos verticales y de buzamientos entre 40° y 50°.

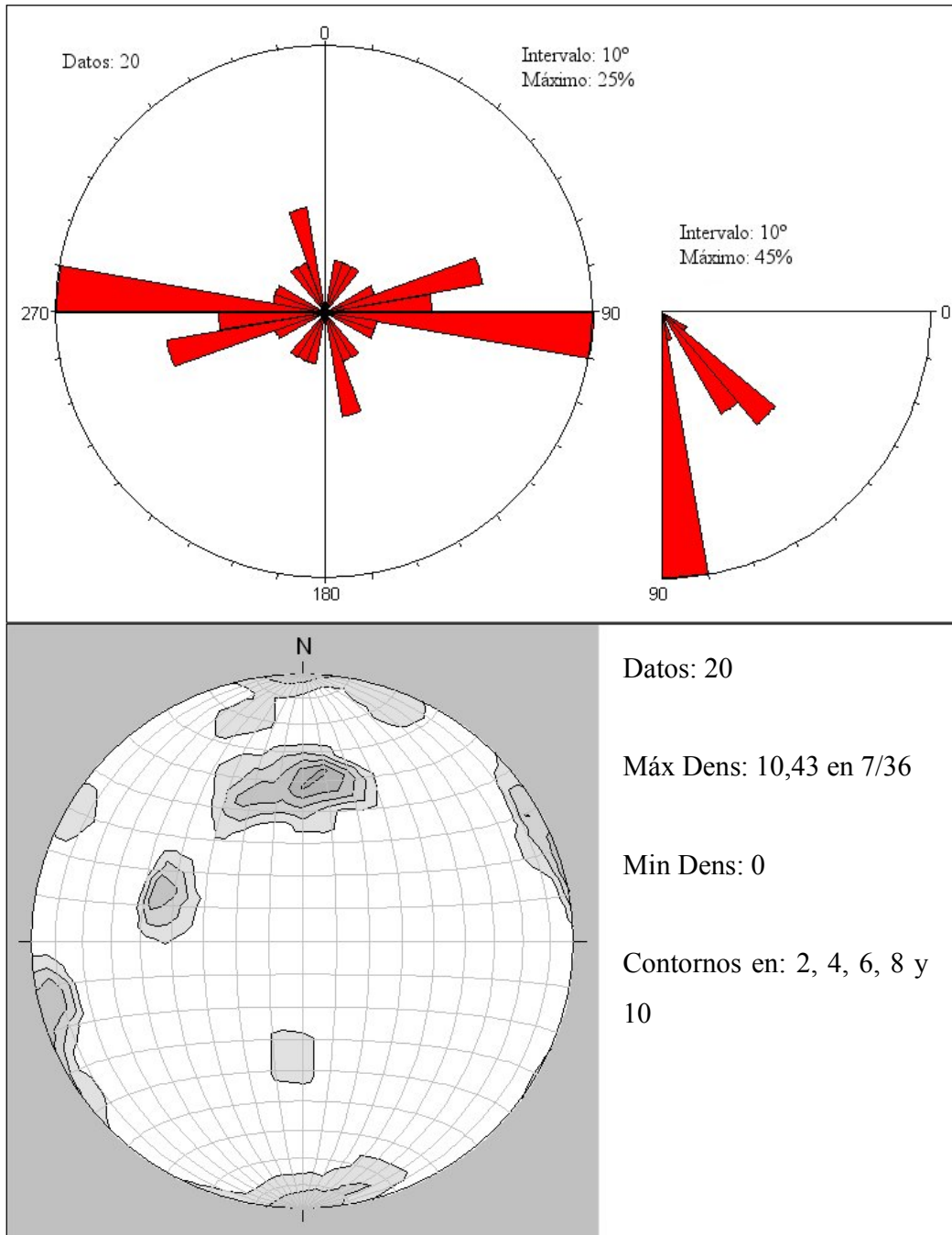


Figura 3.12 a) diagrama de rosa de la actitud de las diaclasas y b) diagrama de densidad de polos de las diaclasas.

## c) Fallas

Se caracterizaron 21 planos de fallas en las dos quebradas estudiadas, sin embargo, de estos 21 datos, 18 se encontraban ubicados en la Quebrada Agua Viva, por lo que las otras 3 fallas no se usaron para el estudio de estas estructuras. Las 18 fallas estudiadas, fueron caracterizadas a partir de su rumbo y buzamiento, además de las estructuras lineales (estrías) de aquellas que las poseían. De las 18 mediciones estructurales estudiadas, 9 fueron mediciones realizadas sobre planos de falla en los cuales no se observaron estrías ni movimiento aparente. A las 9 mediciones estructurales restantes sí pudieron ser caracterizadas espacialmente (medición de *pitch* y *plunge*) y movimiento aparente según los criterios microtectónicos, por lo que fueron estas últimas 9 mediciones, las tomadas para realizar el análisis estadístico y de paleoesfuerzos según la metodología de Etchecopar *et al.* (1981) y la del diedro recto de Angelier (1979).

En el diagrama de rosas obtenido con los datos de las fallas estudiadas, se observa que existen 3 orientaciones principales para las fallas (ver figura 3.13), en donde los

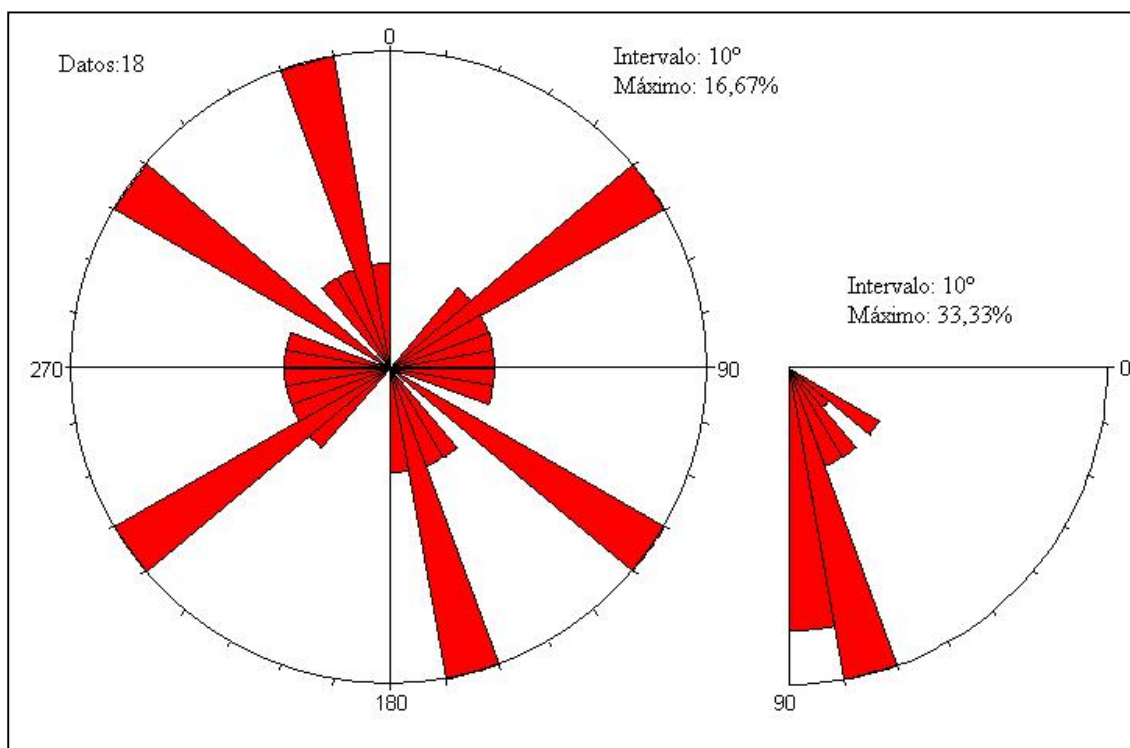


Figura 3.13 Diagrama de rosas de la actitud de todos los planos de falla estudiados.

rumbos predominantes son N50-60E, N10-20W y N50-60W, con 3 fallas (16,67%) en cada intervalo. El resto de las fallas no presenta ninguna orientación preferencial.

En cuanto a los buzamientos de las fallas estudiadas, se pudo observar en el diagrama de rosas (ver figura 3.13) que un 61% aproximadamente (11 planos) de las mediciones tienen un buzamiento vertical a subvertical (de 70° a 90°), mientras que el resto de las mediciones (39% aproximadamente) tienen buzamientos entre 30° y 70°.

- Análisis de Paleoesfuerzos

Para el análisis de paleoesfuerzos a partir de las mediciones estructurales a las cuales se les pudo realizar mediciones de estrías y movimiento aparente, se utilizaron los programas StereoNett versión 2.46, creado por Johannes Duystes (2000) y TectonicsFP versión 1.62, creado por Reiter & Acs (2003). Con la ayuda de estos programas se utilizaron las metodologías de Angelier (1979) y Etchecopar *et al* (1981), ya que estas se han mostrado eficaces en varios estudios regionales previos (tales como: Casas *et al*, 1990; Audemard, 1993; Espinola & Ollarves, 2002, entre otros).

Para este análisis, se dividieron las 9 mediciones disponibles en 3 grupos. El **grupo 1** consta de fallas de edad Plioceno, el **grupo 2** consta de fallas de edad Mioceno Temprano y el **grupo 3** consta de fallas con dos estrías en un mismo plano (de edad Oligoceno).

Es bueno mencionar, que los resultados obtenidos con estos análisis no son muy confiables, debido a la escasez de datos en la zona de estudio. El análisis se llevo a cabo, pero siempre teniendo en cuenta que los resultados podrían no ser los esperados según los estudios anteriores realizados para la zona.

El **GRUPO 1** consta de 2 fallas (ver figura 3.14a), ubicadas en la parte norte de la zona de estudio (ver figura 3.15). El Histograma de fluctuaciones angulares (ver figura 3.14c) para este grupo, presenta una sola clase, es decir, todos los datos se encuentran entre 0 y 0,1 radianes (6°) de desviación angular entre las estrías prácticas y las teóricas.

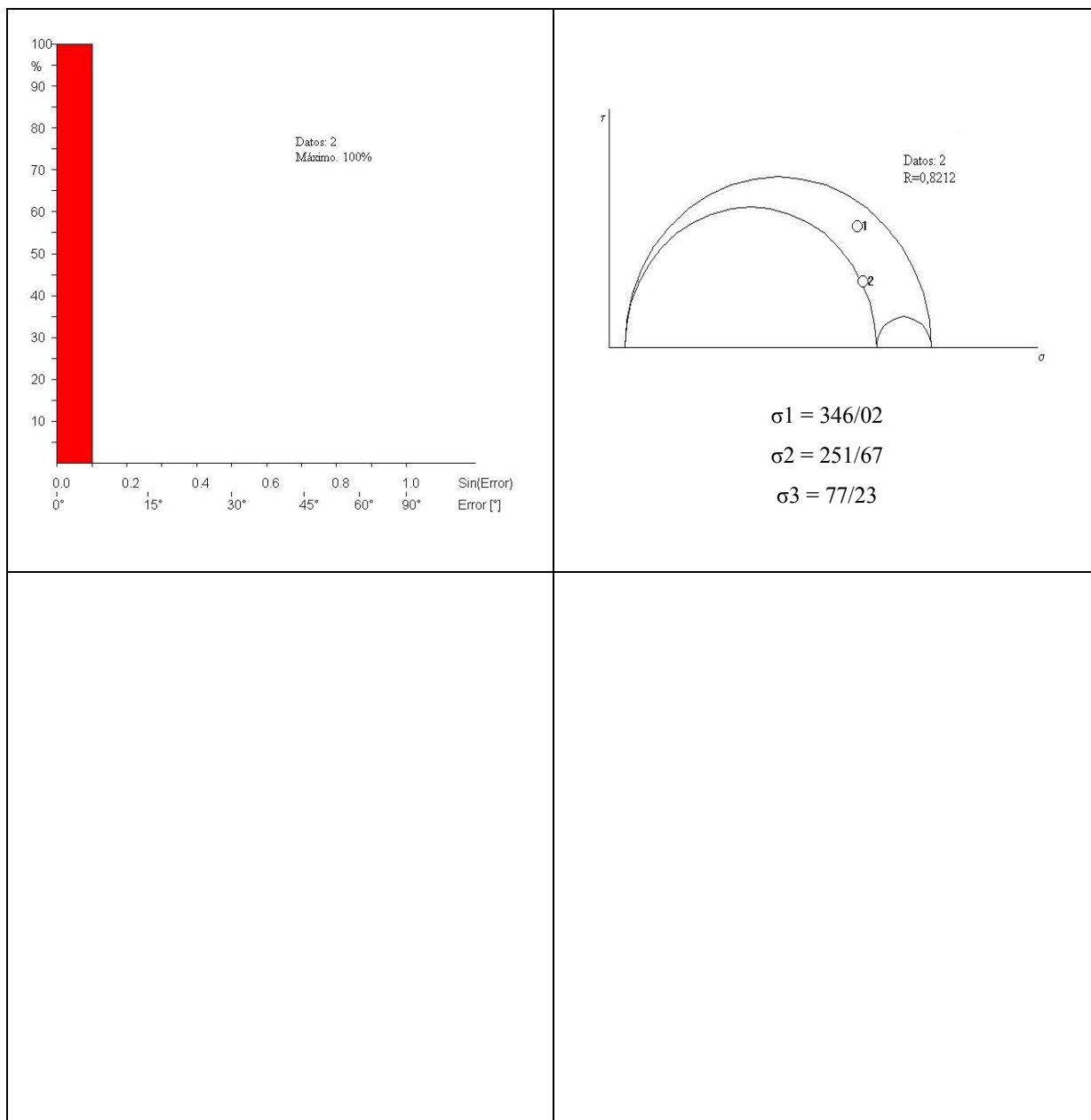


Figura 3.14 a) Representación en la red estereográfica de Schmidt de los planos de falla y sus estrías b) Diedro recto (Angelier 1979) c) Histograma de desviaciones angulares y d) Círculo de Mohr, Rapport y esfuerzos principales.

El círculo de Mohr (ver figura 3.14d) para estas mediciones, indica que los planos de falla tienen poca probabilidad de haber llegado a sobrepasar la resistencia de la roca,



sin embargo, bajo este estado de esfuerzos es posible la generación de fallas. El Rapport encontrado para estas mediciones es de 0,8212 con el  $\sigma_2$  vertical, lo que indica que el estado de esfuerzos interpretado para la generación de estas fallas fue extensivo transcurrente. Por otra parte, en el gráfico del diedro recto (ver figura 3.14b) se observa bastante semejanza entre las zonas compresivas con el  $\sigma_1$  teórico y las zonas distensivas con el  $\sigma_3$  teórico

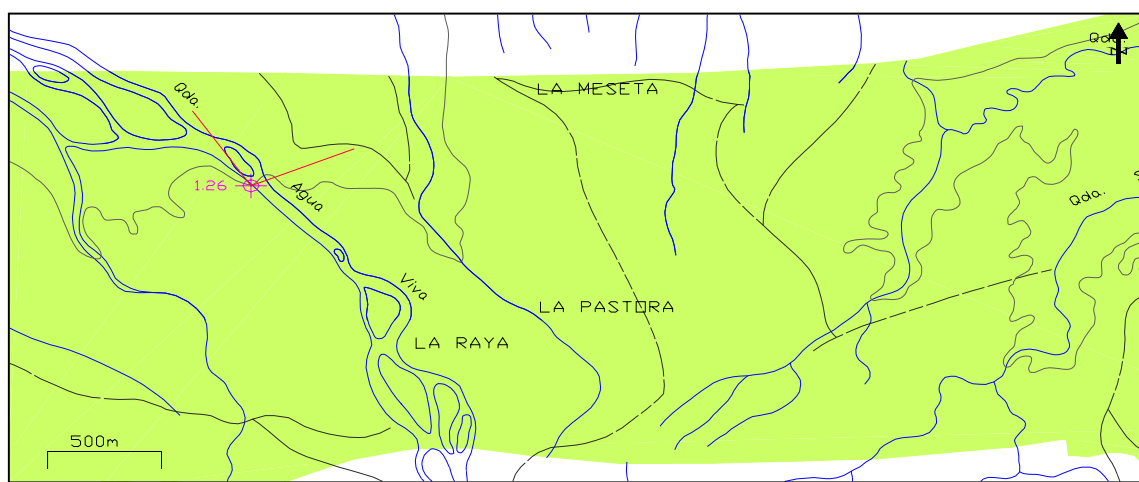


Figura 3.15 Ubicación de las fallas del grupo 1 en la zona de estudio

El **GRUPO 2** consta de 5 fallas (ver figura 3.17), ubicadas en la parte central oeste de la zona de estudio (ver figura 3.16). El Histograma de fluctuaciones angulares (ver figura 3.17c) para este grupo, presenta 2 clases, es decir, el 80% de los datos (4 mediciones) se encuentran entre 0 y 0,1 radianes ( $6^\circ$ ) de desviación angular entre las estrías prácticas y las teóricas, mientras que el 20% restante (1 medición) presenta una desviación entre 0,1 y 0,2 radianes.

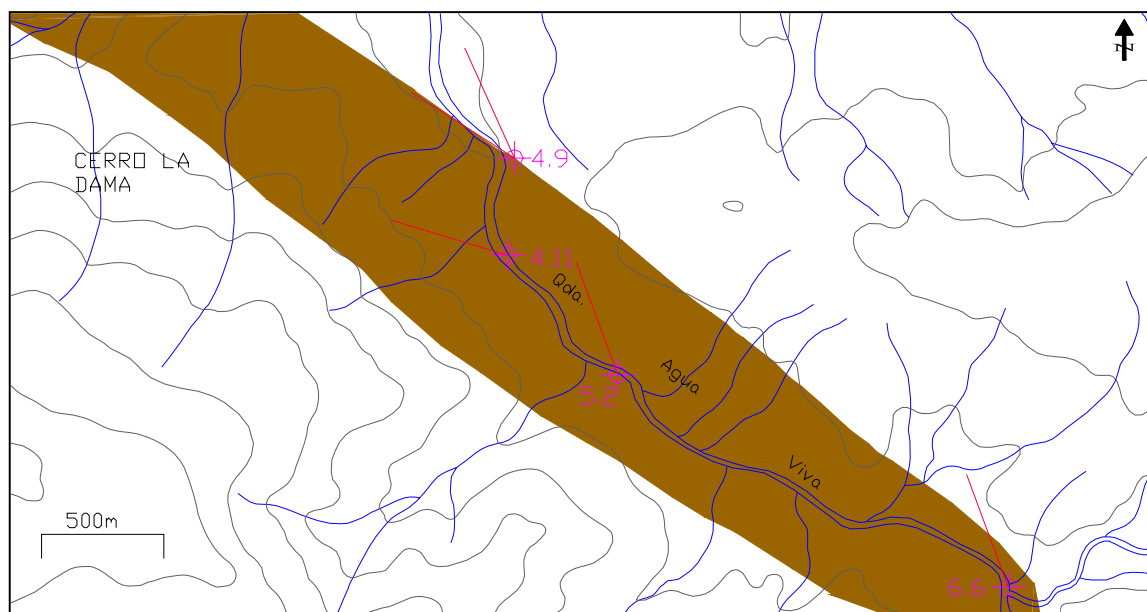


Figura 3.16 Ubicación de las fallas del grupo 2 en la zona de estudio.

El círculo de Mohr (ver figura 3.17d) para estas mediciones, indica que los planos de falla 1, 3 y 5 tienen poca probabilidad de haber llegado a sobrepasar la resistencia de la roca, sin embargo, bajo este estado de esfuerzos es posible la generación de fallas, mientras que los planos 2 y 4 tuvieron mayor probabilidad de alcanzar la resistencia mínima de la roca. El *Rapport* encontrado para estas mediciones es de 0,6549 con el  $\sigma_2$  vertical, lo que indica que el estado de esfuerzos interpretado para la generación de estas fallas fue extensivo transcurrente. Por otra parte, en el gráfico del diedro recto (ver figura 3.17b) se observa bastante semejanza entre las zonas compresivas con el  $\sigma_1$  teórico y las zonas distensivas con el  $\sigma_3$  teórico.

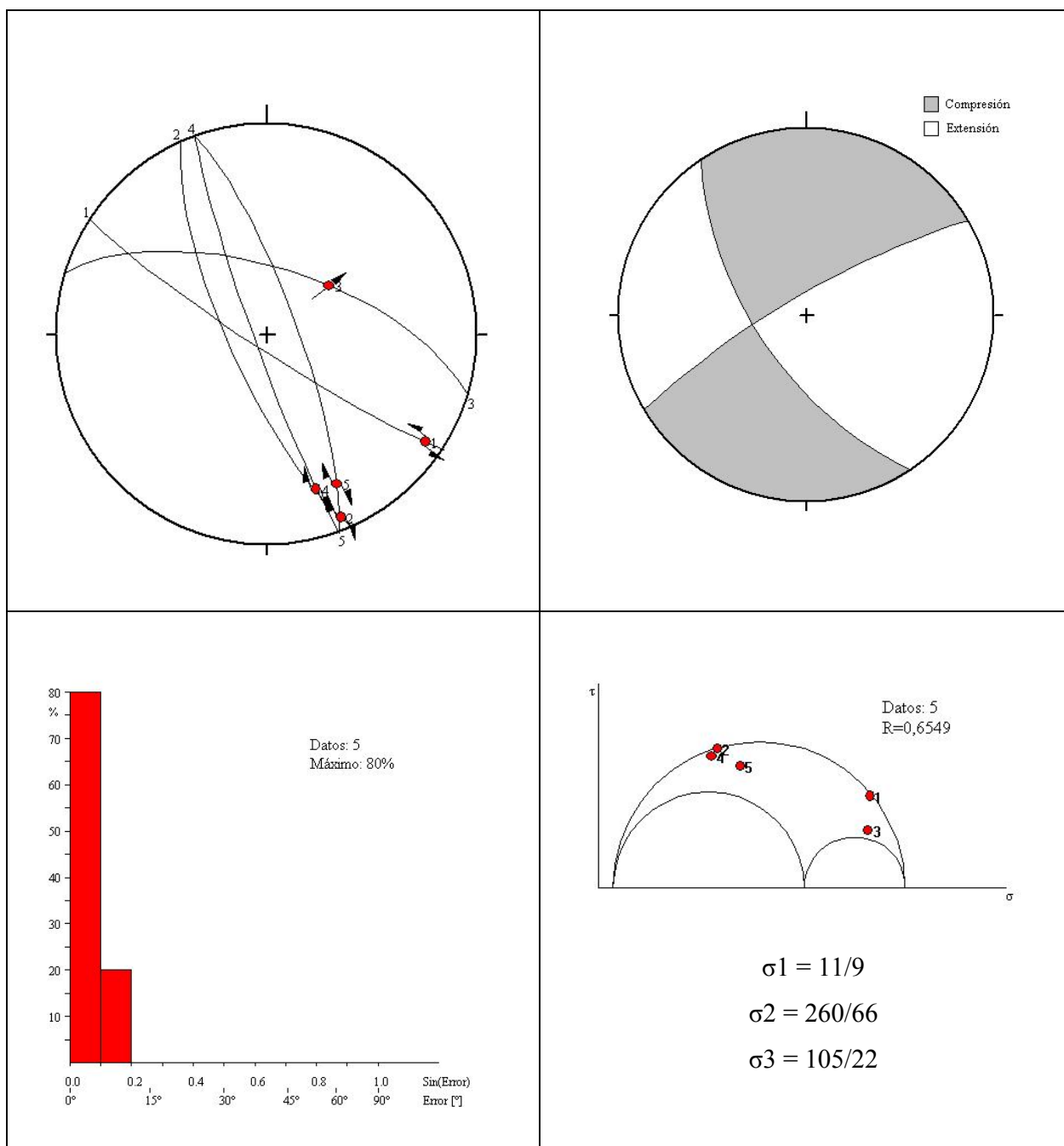


Figura 3.17 a) Representación en la red estereográfica de Schmidt de los planos de falla y sus estrías b) Diedro recto (Angelier (1979)) c) Histograma de desviaciones angulares y d) Círculo de Mohr, Rapport y esfuerzos principales.

El **GRUPO 3** consta de dos mediciones de estrías encontradas sobre un solo plano de falla (ver figura 3.18), el cual se encontró sobre rocas de edad Oligoceno. Estos datos no fueron tomados en cuenta para el análisis de paleoesfuerzos porque el sentido de la falla representado por las primeras estrías (en tiempo geológico) es borrado por el de las segundas.

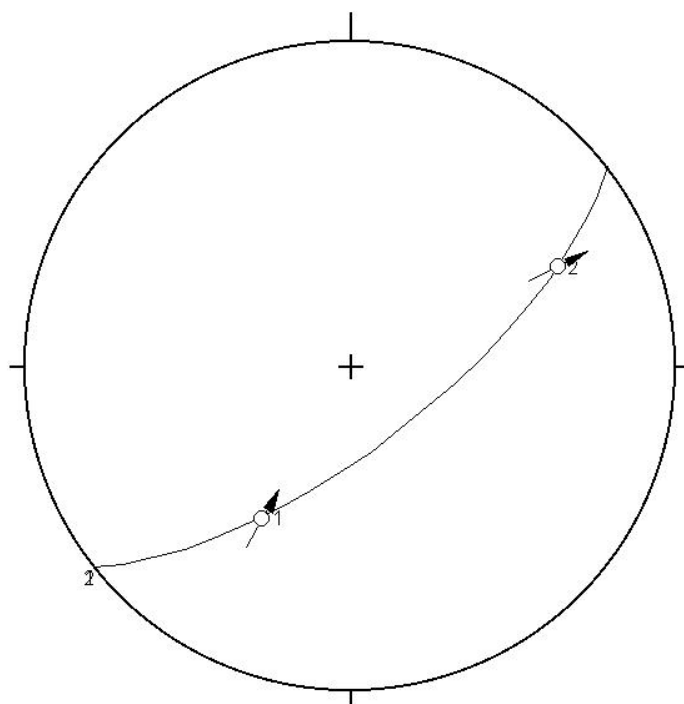


Figura 3.18 Representación en la red de Schmidt del plano de falla y sus estrías

#### d) Pliegues

Se realizó la medición de 7 pliegues en las secciones estudiadas, los cuales fueron caracterizados a partir del rumbo y buzamiento de los limbos, planos axiales y ejes; también se midieron los ángulos interlimbares.

En cuanto a los planos axiales de los pliegues, el 29% aproximadamente (2 datos) tienen un rumbo aproximado N-S (ver figura 3.19), mientras que el resto de los datos no

poseen ninguna orientación preferencial. Los buzamientos de estos planos se encuentran casi todos (86%, 6 datos) entre  $10^\circ$  y  $30^\circ$  de magnitud (ver figura 3.19).

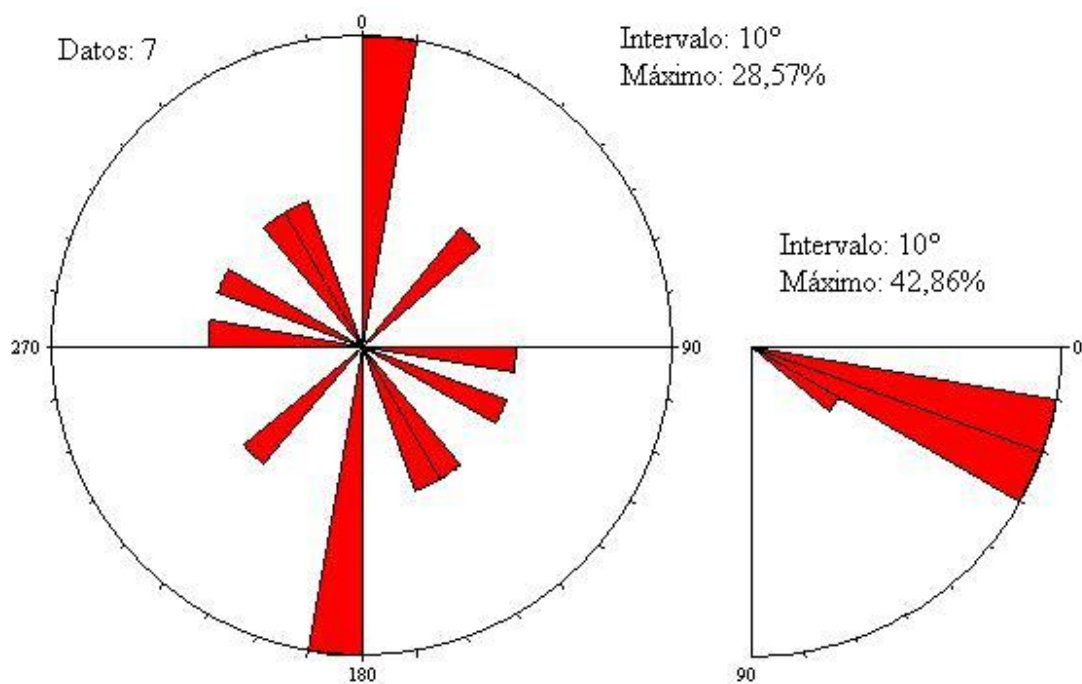


Figura 3.19 Diagrama de rosas de la actitud de los planos axiales de los pliegues.

Los ejes de los pliegues fueron graficados en diagramas de rosas en proyección unipolar (ver figura 3.20) y muestran que tienen 2 orientaciones de rumbos preferenciales, las cuales están entre S(45-60)W y N(60-75)E, con 2 datos en cada intervalo. La magnitud de los buzamientos presenta el 86% de los datos en posición horizontal a subhorizontal ( $10^\circ$  a  $20^\circ$ ) y el resto en el intervalo entre  $20^\circ$  y  $30^\circ$  (ver figura 3.20).

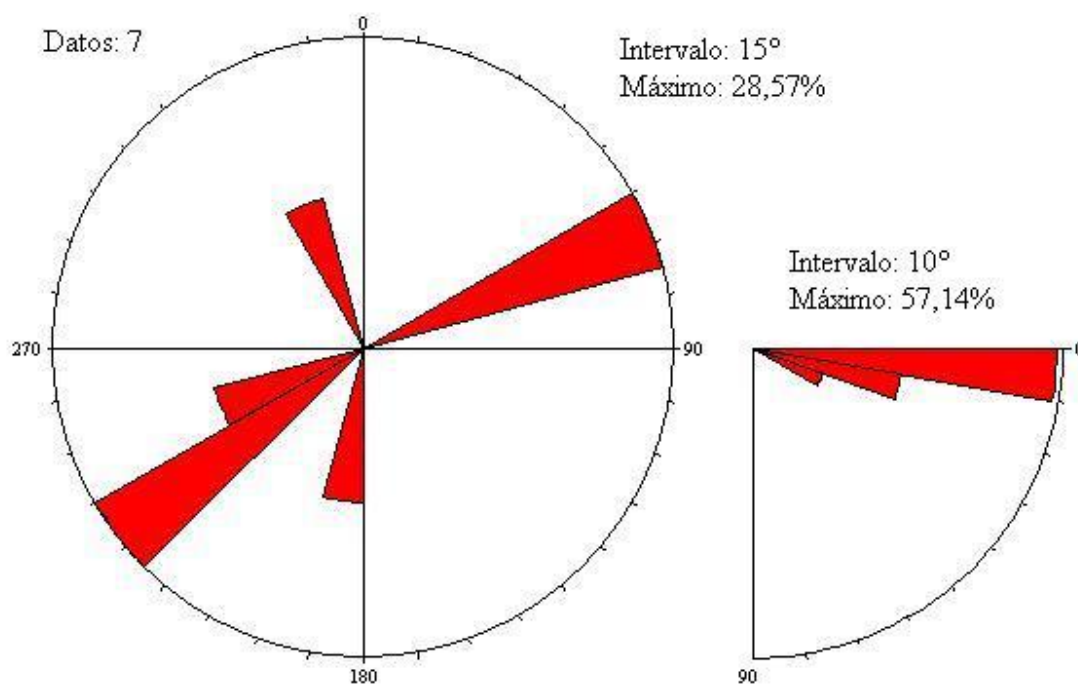


Figura 3.20 Diagrama de rosas de la actitud de los ejes de los pliegues.

En cuanto al ángulo interlimbar de los pliegues encontrados, se puede mencionar que todos presentaron un ángulo mayor a 120 grados, por lo que se clasifican como pliegues muy abiertos.

#### e) Análisis

Según trabajos anteriores (Audemard & De Mena, 1985; Audemard, 1995), desde el Oligoceno y hasta el Mioceno Temprano, la cuenca se encontraba en un periodo extensivo, o sea de subsidencia y en el Mioceno Medio a Tardío comienza una fase de compresión en la cuenca que continúa hasta nuestros días, por lo que los paleoesfuerzos encontrados para estas épocas deberían reflejar esas condiciones. Sin embargo, esto no se cumple, pues según los resultados obtenidos, en ambos periodos existe un  $\sigma_1$  horizontal en dirección N-S preferentemente y un  $\sigma_2$  vertical, por lo que el estado

de esfuerzos sería muy similar en las dos edades estudiadas y en ambos casos se estaría en presencia de un estado de esfuerzos compresivo para la cuenca.

Los planos axiales de los pliegues estudiados tienen rumbo paralelo aproximadamente al rumbo del esfuerzo principal y un buzamiento de baja magnitud, al igual que el esfuerzo  $\sigma_1$  encontrado, por lo que es poco probable que hayan sido formados por el estado de esfuerzos encontrado. Esto lleva a decir que estos pliegues son parásitos de las estructuras mayores, formados por estados de esfuerzos muy locales, o que el estado de esfuerzos encontrado no es totalmente valedero y no refleja el verdadero estado de esfuerzos reinante cuando se formaron los pliegues.

La orientación de las capas en la quebrada Agua Viva, refleja que la gran mayoría de ellas buza hacia el norte (96%), lo cual concuerda con la estructura mayor encontrada en esa zona, o sea un homoclinal. En la quebrada de Otuco y Río Seco, las capas se encontraron en 2 grupos principales, uno mayoritario buzando hacia el sur y otro de menos frecuencia buzando hacia el norte, lo que concuerda también con la estructura mayor encontrada en esta zona, o sea un pliegue tipo *fault bend fold*.

## Secciones Geométricas

### a) Generalidades

Para la elaboración de los cortes geológicos se consideraron los datos de estructuras planares, tales como fallas, algunos datos de plegamiento y en especial los datos de estratificación obtenidos en campo.

Los espesores de las unidades litoestratigráficas presentes, fueron deducidos a partir de la geometría de las estructuras y de la ubicación de los afloramientos de los contactos formacionales. De esta manera, la Formación San Luis-Patiecitos (sin diferenciar) posee un espesor de 935m en la sección O-O` y de 1090m en la sección A-A`, la Formación Guarabal tiene un espesor de 470m en la sección O-O` y de 290m en la sección A-A`, el espesor de la Formación Querales es de 147m en la sección A-A`, el espesor de la Formación Socorro es de 780m en la sección A-A`, la Formación Caujarao posee un espesor de 490m en la sección A-A` y el de la Formación Codore es de 1110m en la sección A-A`.

Un aspecto muy importante a tomar en cuenta en esta zona es que, a pesar de que las secciones son adyacentes, no existe consistencia entre ellas, ya que existen una serie de fallas ubicadas en el área existente entre las dos secciones (ver mapa geológico).

La interpretación y geometría de las estructuras, en la sección O-O`, fue realizada según las teorías y métodos de Suppe (1983) y Suppe & Medwedeff (1984), por lo que esta sección fue realizada según el método Kink de construcción de cortes geológicos.

En la sección A-A` los datos obtenidos no permiten establecer una geometría de estructura completa, por lo que no se realizó un análisis según las teorías de Suppe (1983) y Suppe & Medwedeff (1984). En este caso se realizó un análisis descriptivo de la geometría generada según el método Kink de construcción de cortes geológicos a partir de los datos obtenidos en campo.



## b) Descripción de la sección A-A`

Esta sección tiene una orientación S31E, en estado deformado presenta una longitud de 13045 m El estilo estructural predominante en esta sección es de monoclinial buzando, en promedio, 17° al norte. En esta sección se observa un cambio de buzamiento ligero, pasando a 7° al sur, en un tramo de 1313mts, que genera la formación de un pequeño anticlinal muy abierto con un ángulo interlimbar de 163°, que puede ser calificado como pliegue parásito de este monoclinial (figura 3.22).

## c) Descripción de la sección O-O`

Esta sección tiene una orientación S5E, en estado deformado presenta una longitud de 10907m El estilo estructural predominante en esta sección es de pliegues asociados a fallas, el cual se desarrolla como *fault-bend-fold* (FBF) hacia el sur de la sección. Esta estructura posee vergencia norte, por lo tanto, el limbo posterior (*frontlimb*) es aquel que buza al norte y el anterior (*backlimb*) es el que buza al sur. En esta sección el anticlinal reportado es generado por la interacción de dos despegues regionales (D1 y D2), con una rampa. Estos despegues se han ubicado en las cercanías de lo que se cree puede ser la Formación Pecaya, estando el despegue D1 a 950m de profundidad, en relación a la cota de altitud 0 (nivel medio del mar) y el despegue D2 a 2090m de profundidad, en relación a la cota de altitud 0 (nivel medio del mar). Como consecuencia de la interacción entre estos despegues se desarrollo una estructura del tipo *fault-bend-fold* (FBF) (Figura 3.23).

El *fault-bend-fold* (FBF) encontrado en esta sección es generado por la falla F1 junto con los despegues D1 y D2. Esta estructura es producto de la deformación de las unidades estratigráficas sobre la rampa inversa, la cual parte desde el despegue inferior (D2) y se conecta con el despegue superior (D1), siendo  $\theta = \phi$ , en donde  $\theta$  es el ángulo de buzamiento de la rampa y  $\phi$  es el menor ángulo entre la rampa y el despegue superior.

El ángulo ( $\theta$ ) de la rampa es de 21° y por consiguiente, éste es también el ángulo de buzamiento del limbo anterior del *fault-bend-fold* (21° S) que presento una longitud de

3189m. El ángulo del limbo posterior del *fault-bend-fold* ( $\beta$ ) es de  $24^\circ$  ( $24^\circ$  N) con una longitud de 2796m y el ángulo interlimbar medio del anticlinal ( $\gamma$ ) es de  $78^\circ$  (Figura 3.21).

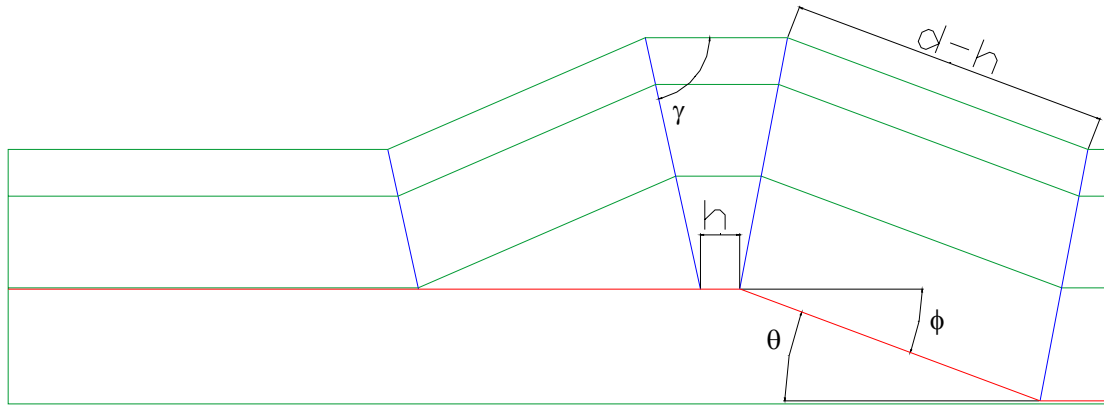


Figura 3.21 estructura *fault-bend-fold* en sistema despegue-rampa-despegue. Los parámetros que definen la estructura son la forma del pliegue y la geometría de la falla ( $\theta$  y  $\phi$ ). El tamaño de la estructura es función del desplazamiento y la relación de los desplazamientos ( $R$ ) permite calcular el tamaño de un limbo conociendo el otro.

El desplazamiento entrante ( $d_e$ ) para el *fault-bend-fold* generado por la rampa inversa F1 es  $d_{F1} = 3585\text{m}$  y la relación de desplazamiento para dicha estructura es  $R_{F1} = 0.86$ , para lo cual el desplazamiento saliente es  $d_{F1} = 3074\text{m}$  (ec. 3.1).

$$R = \frac{\text{desplazamiento Saliente}}{\text{desplazamiento Entrante}} \quad \frac{(d')}{(d)} = \frac{\text{sen}(\gamma - \theta)}{\text{sen}(\phi + \gamma - \theta)}$$

Ec. 3.1 ecuación que relaciona los parámetros que definen las estructuras *fault-bend-fold*.

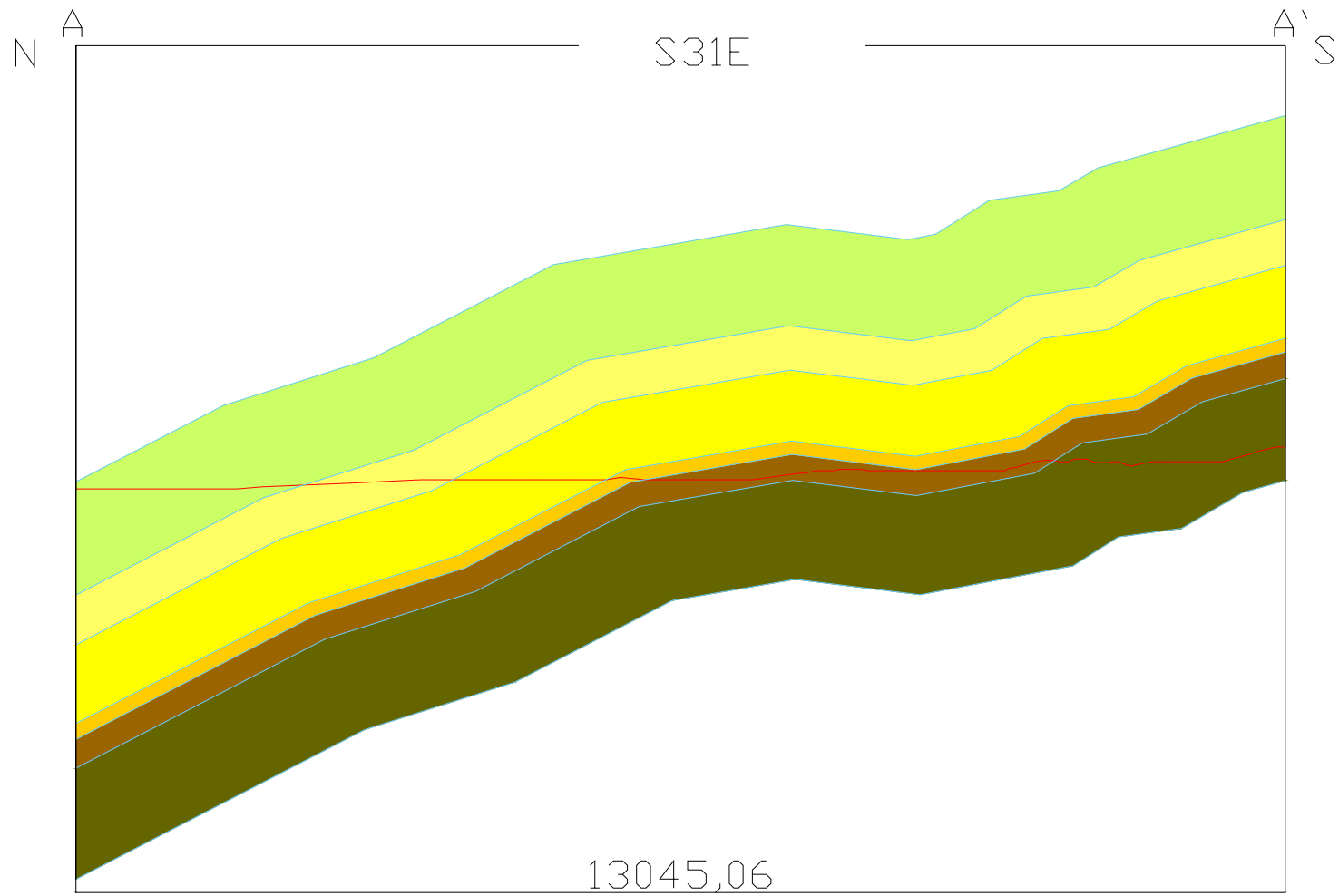


Figura 3.22 Sección geometrizada A-A' correspondiente a la Quebrada Agua Viva

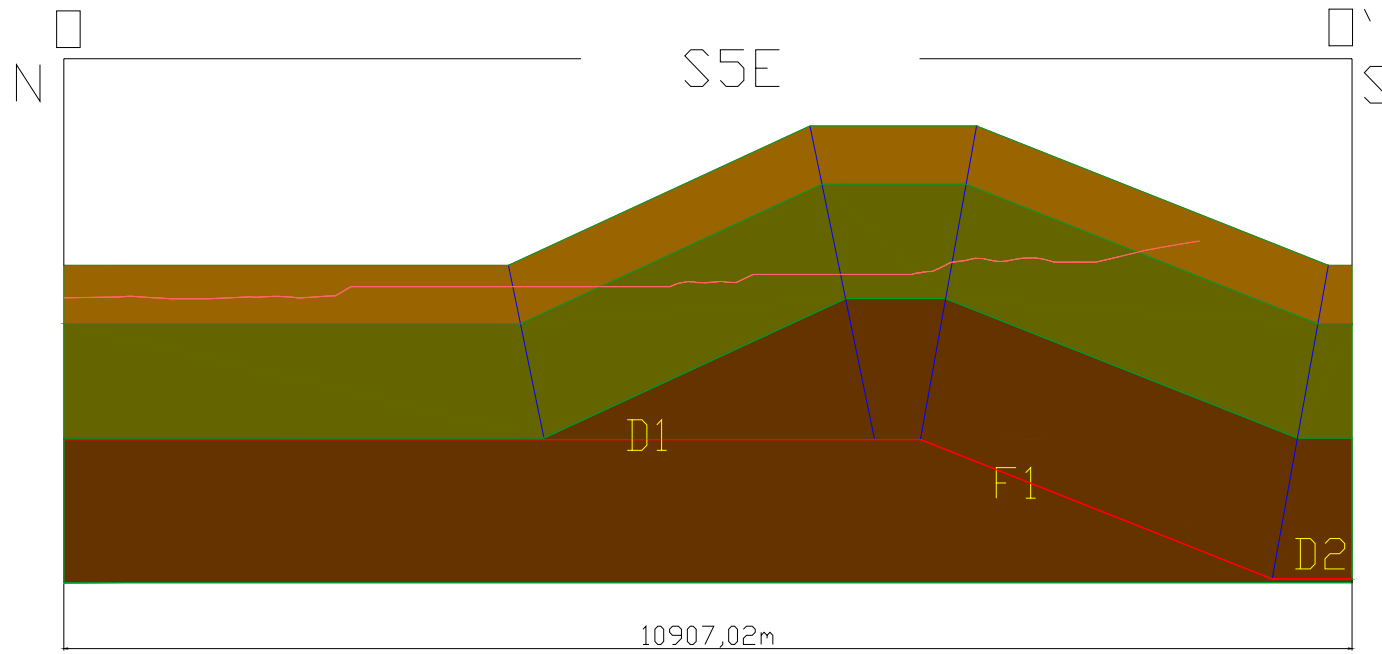


Figura 3.23 Sección balanceada O-O' correspondiente a las quebradas De Otuco y Río Seco

## d) Acortamiento

La sección se restauró mediante el método de conservación de longitud, debido a que el espesor de las capas (unidades litoestratigráficas) es asumido y trabajado constante, así de esta manera se puede asumir que el balanceo es también por conservación de área. La restauración de la sección se realizó hasta que las capas llegaron a su nivel regional manteniendo el buzamiento general.

De esta manera debido a lo explicado en las generalidades, y que además el área de estudio es relativamente pequeña, el buzamiento regional de las diferentes unidades litoestratigráficas situadas en los paquetes es asumido horizontal en la dirección del corte. El nivel regional observado en esta sección es deducido a partir de los datos estratigráficos (afloramiento de las formaciones y sus contactos) y de la geometría de las estructuras mayores, la cual es obtenida a partir de las mediciones de estructuras planares y la interpretación de estas. Para este caso el contacto entre las Formaciones San Luis-Patiecitos (sin diferenciar) y Guarabal se encuentra de manera horizontal y a una profundidad de 939m. por debajo del nivel del mar (cota 0).

El *pin line* propuesto para esta sección está ubicado en el límite norte de la sección y se encuentra de manera perpendicular a las capas en este sector (*pin line* vertical).

La figura y1 representa la estructura con la línea de referencia fija e indeformada (*pine line*) a partir de la cual se pueden medir las longitudes indeformada ( $l_0$ ) y deformada ( $l_f$ ). El acortamiento calculado de esta manera está directamente relacionado con el desplazamiento a lo largo de la falla (F1). El acortamiento estimado así es de 24,7% para este caso. Por el contrario la figura y2 representa el mismo caso en el que la estructura traslada parte del material del bloque del techo fuera de la sección, razón por la cual se definen líneas de referencia que, aunque se trasladen, mantengan fija su posición respecto a las partículas del bloque del techo. Así, con el mismo desplazamiento que en y1, el acortamiento estimado es de 4% para este caso.

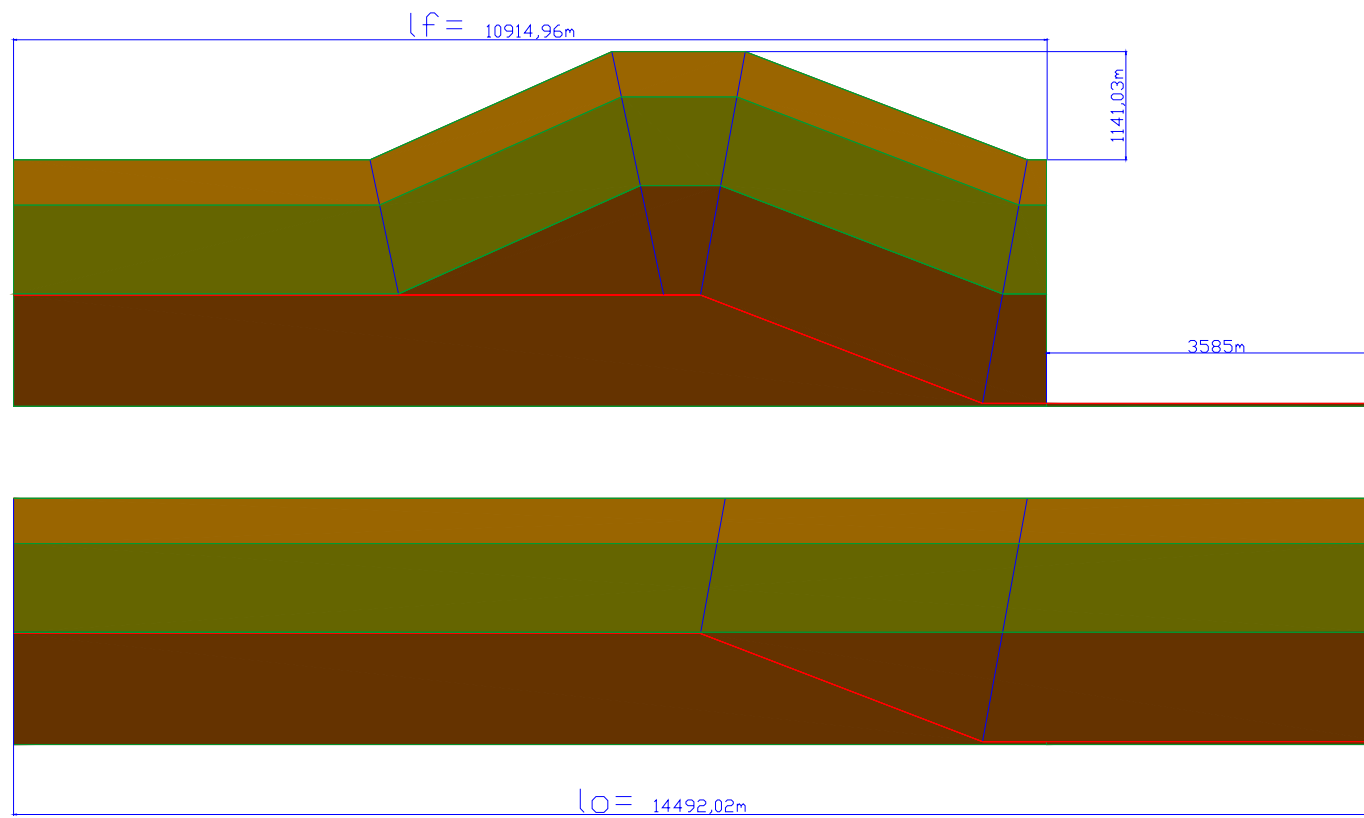


Figura 3.24 Restauración de la sección con un *pine line* fijo: el acortamiento es de 3585mts., lo que es equivalente a 24,7% de acortamiento para esta sección.

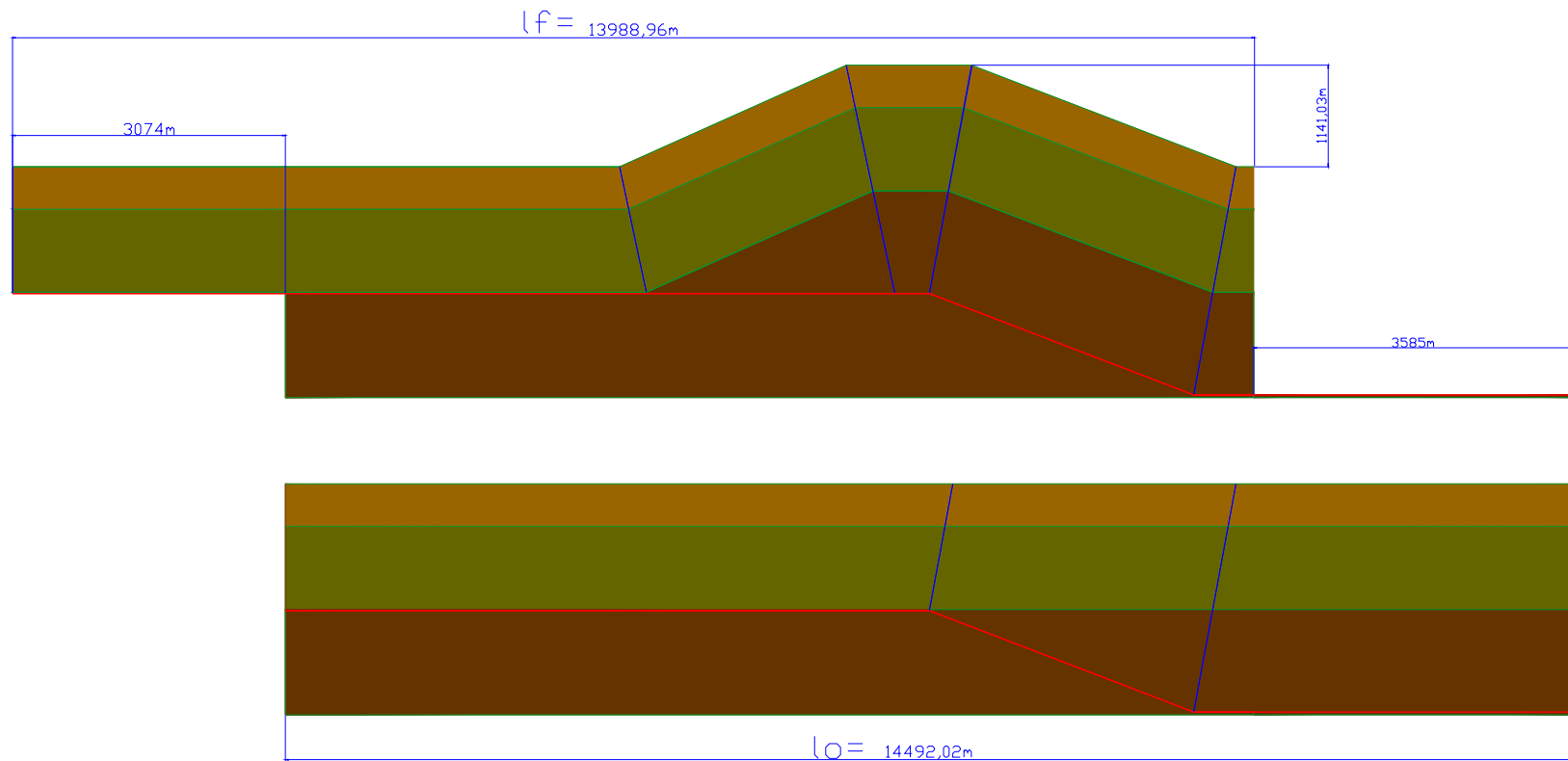


Figura 3.25 Restauración de la sección sin *pine line*: el acortamiento es de 511mts., lo que es equivalente a un acortamiento de 4% para esta sección

e) Análisis

En la sección A-A` el estilo estructural predominante es el de un homoclinal buzando, en promedio, 17° al norte.

En la sección O-O` el estilo estructural predominante es el de pliegues asociados a fallas, el cual se desarrolla como *fault-bend-fold* (FBF) hacia el sur de la sección.

Estas dos secciones son adyacentes y paralelas, separadas entre si aproximadamente por 12500m, dada esta cercanía y paralelismo, y considerando que los estilos estructurales de estas secciones son tan diferentes, se asume que existen discontinuidades estructurales entre ellas que las colocan en bloques estructurales distintos.

El estilo estructural presente en la sección O-O` es repuesta a desplazamientos mayores que los desplazamientos que corresponden con el estilo estructural presente en la sección A-A`, por lo que se asume que el bloque estructural que contiene a la sección O-O` esta sujeto a desplazamientos mayores que los desplazamientos que afectan al bloque que contiene a la sección A-A`.

El acortamiento máximo para la estructura en la sección O-O` (Figura 3.24), va a ser igual al acortamiento entrante que se genera a partir del despegue (D2), es decir 3585m el cual se puede interpretar como un 24,7% de acortamiento de la sección.

El acortamiento estimado sin establecer un *pine line* fijo (Figura 3.25), va a ser igual al desplazamiento entrante generado a partir del despegue (D2) menos (-) el desplazamiento saliente generado a partir del despegue (D1), es decir 3585m-3074m lo que es igual a 511m que se puede interpretar como un 4% de acortamiento de la sección.

La relación de levantamiento de la estructura sobre el nivel base para esta sección será de 7,87%, (Figuras 3.24 y 3.25) estimándola a partir de la multiplicación del valor de levantamiento interpretado (1141m) por cien (100) y ese resultado se divide entre la longitud de la sección sin deformar (14492m).

Tomando en cuenta esto se debe notar que el acortamiento estimado sin establecer un *pine line* fijo (Figura 3.25) no es posible ni aceptable ya que el acortamiento (4% en este caso) necesariamente debe ser mayor a esta relación de levantamiento (7,87% en este caso),



ya que el levantamiento depende directamente del acortamiento y se deben cumplir los principios propuestos por Dahlstrom (1969) de la conservación del volumen y la consistencia dentro de la sección (ver métodos convencionales para la construcción de secciones balanceadas), por lo que el acortamiento estimado sin establecer un *pine line* fijo será inválido y no representativo de la realidad geológica de la zona.

En el acortamiento estimado siguiendo todos los parámetros establecidos por la metodología utilizada (Figura 3.24), el valor de acortamiento tampoco es igual al valor de levantamiento, pero en este caso si se cumple la condición de que el acortamiento (24,7%) es mayor que el levantamiento (7,87%) y esto se puede explicar considerando que gran parte del desplazamiento es consumido en estructuras menores (pliegues y fallas parásitos), por lo que este acortamiento será considerado como válido y representativo de la realidad geológica de esta sección.

## CAPITULO IV

### CONCLUSIONES

Se ha desarrollado un modelo estructural para un área del flanco norte de la Sierra de San Luis ubicada entre el Río Mitare y la carretera Coro-Cruz de Taratara, estado Falcón, a partir del análisis de paleoesfuerzos de la población de fallas y de la construcción de dos secciones geológicas geometrizadas que abarcan el área de estudio. Dichas secciones fueron construidas aplicando el método Kink de construcción de cortes geológicos a partir de los datos obtenidos en campo.

Una de las secciones fue balanceada y restaurada aplicando las teorías cuantitativas que relacionan la geometría de fallas y pliegues en cinturones de corrimiento (Suppe, 1983 y Suppe & Medwedeff, 1984) El modelo geométrico y cinemático generado a través de la aplicación de esta metodología, proporciona un excelente control sobre la validez de la sección estructural, demostrando que la estructura interpretada explica de manera satisfactoria la deformación observada. En esta sección, la vergencia del pliegue balanceado es al norte.

En la otra se realizó un análisis descriptivo de la geometría generada según el método Kink de construcción de cortes geológicos a partir de los datos obtenidos en campo. Esta sección no pudo ser balanceada y restaurada aplicando las teorías cuantitativas que relacionan la geometría de fallas y pliegues en cinturones de corrimiento (Suppe, 1983 y Suppe & Medwedeff, 1984), ya que estas teorías solo son aplicables en casos en donde se tiene una geometría de estructura completa, es decir que la geometría muestre un nivel base regional en la entrada del desplazamiento y en la salida del mismo. También se pudo notar que, utilizando esta metodología y dejando a un lado el parámetro del *pine line* se pueden obtener resultados que no corresponden con la realidad geológica del asunto en estudio.

La orientación y cinemática general de las estructuras medidas en campo es semejante a las planteadas en los trabajos previos relacionados a la tectónica del anticlinorio de Falcón. De esta manera se validan las mediciones estructurales realizadas en la zona de estudio.

Los resultados obtenidos a partir del estudio de paleoesfuerzos siguiendo las metodologías de Etchecopar *et al.* (1981) y del diedro recto de Angelier (1979) tienen muy poca similitud con los resultados de modelos regionales para la cuenca de Falcón (Audemard, 1995; Audemard y De Mena, 1985), por lo que en este trabajo no se pudo comprobar la eficiencia de estos métodos. Sin embargo, en trabajos anteriores (Casas *et al* 1990, Audemard 1993 y Espinola & Ollarves 2002 entre otros) si se ha podido comprobar la eficiencia y utilidad de estos métodos.

Al comparar los datos estratigráficos recolectados en el campo con los referidos en las distintas referencias bibliográficas consultadas se puede apreciar la gran semejanza existente entre ambos, siendo de esta manera corroborada la estratigrafía que se encuentra referida en los mapas de la Creole Petroleum Corporation, la cual sirvió como referencia para la ubicación de las rocas en unidades litoestratigráficas formales.

### RECOMENDACIONES

- Realizar un estudio estratigráfico más detallado para la zona, para poder determinar con mayor precisión los contactos litoestratigráficos.
- Realizar levantamientos geológicos hacia el sur de la zona, en especial para la sección de la quebrada Agua Viva para confirmar el estilo estructural de esta, y entre las secciones estudiadas para determinar con precisión que tipo de discontinuidad estructural causa la inconsistencia entre estas secciones adyacentes.
- Realizar líneas sísmicas que permitan verificar la información interpretada en el subsuelo de las secciones estudiadas.

**APENDICES**

## APÉNDICE I: MARCO TEÓRICO

### **Cinturones de corrimientos plegados**

Los cinturones plegados de corrimiento se desarrollan en márgenes convergentes de placas y como resultado de colisiones continentales, generando acortamiento o contracción de la corteza. Estos cinturones orogénicos pueden ser divididos en zonas internas y externas. La zona interna, también llamada *hinterland*, es la porción del cinturón en donde domina la deformación plástica, se desarrollan deformaciones compresivas y ocurre metamorfismo. La zona externa está caracterizada por procesos de deformación frágil, no penetrativa y es donde se ubica el cinturón de corrimiento. La región indeformada ubicada al frente de la zona externa es denominada *foreland*. En algunos casos el *foreland* incluye la zona distal del cinturón donde la deformación es menos intensa (Marshak y Woodward, 1988).

Inicialmente, el concepto de cinturón de corrimiento fue aplicado con mucho éxito en ciertas provincias geológicas donde la deformación estaba confinada a una secuencia de rocas sedimentarias estratificadas, desligadas estructuralmente de las unidades infrayacentes por una falla subhorizontal o despegue, de tal manera que los pliegues y fallas observadas en la secuencia superior no estaban presentes en las rocas subyacentes al despegue y el basamento ígneo - metamórfico no estaba involucrado en la deformación. Este tipo de deformación fue denominada *thin skinned*. Cuando excepcionalmente el basamento había sido deformado el proceso se denominaba *thick skinned* (Marshak y Woodward, 1988).

El nuevo estudio de los cinturones plegados de corrimientos demostró que en muchos casos las superficies de despegue pueden estar ubicadas dentro del basamento cristalino. Los corrimientos desarrollados en sistemas compresivos están aparentemente enraizados en la corteza inferior e incluso en el manto. Como resultado, muchas de estas fallas, especialmente hacia el interior del sistema montañoso, involucran rocas ubicadas a niveles muy profundos. Ejemplos de este tipo han sido observados en Escocia, Escandinavia, los Alpes Austriacos, los Apalaches y los Himalayas. Un caso mas característico en donde se involucra deformación de este tipo se identifica en las líneas sísmicas de los Apalaches (figura A.1a, Suppe, 1985).

Básicamente existen dos tipos de cinturones de corrimiento plegados:

- Aquellos en donde los corrimientos son el estilo estructural dominante en la superficie, como es el caso del sur de los Apalaches.
- Aquellos en donde el plegamiento es el estilo estructural dominante en la superficie, como es el caso del centro de los Apalaches.

Los sistemas de corrimientos son grupos cinemáticamente relacionados que se desarrollan en secuencia durante un determinado evento de deformación y están asociados a una superficie de despegue basal común (Marshak y Woodward, 1988). Boyer y Elliott (1982) definen dos tipos básicos de sistemas de corrimientos: abanicos imbricados y duplex. En un **abanico imbricado** (*imbricate fan*) las fallas divergen hacia niveles superiores a partir de un despegue común. En un *duplex* las fallas están conectadas a través de un despegue basal (corrimiento piso) y otro superior (corrimiento techo). En la dirección de movimiento el desplazamiento se incrementa a lo largo del despegue basal y disminuye en el superior. Un *duplex* puede cambiar a lo largo de su rumbo y convertirse en un abanico imbricado (figura A.2).

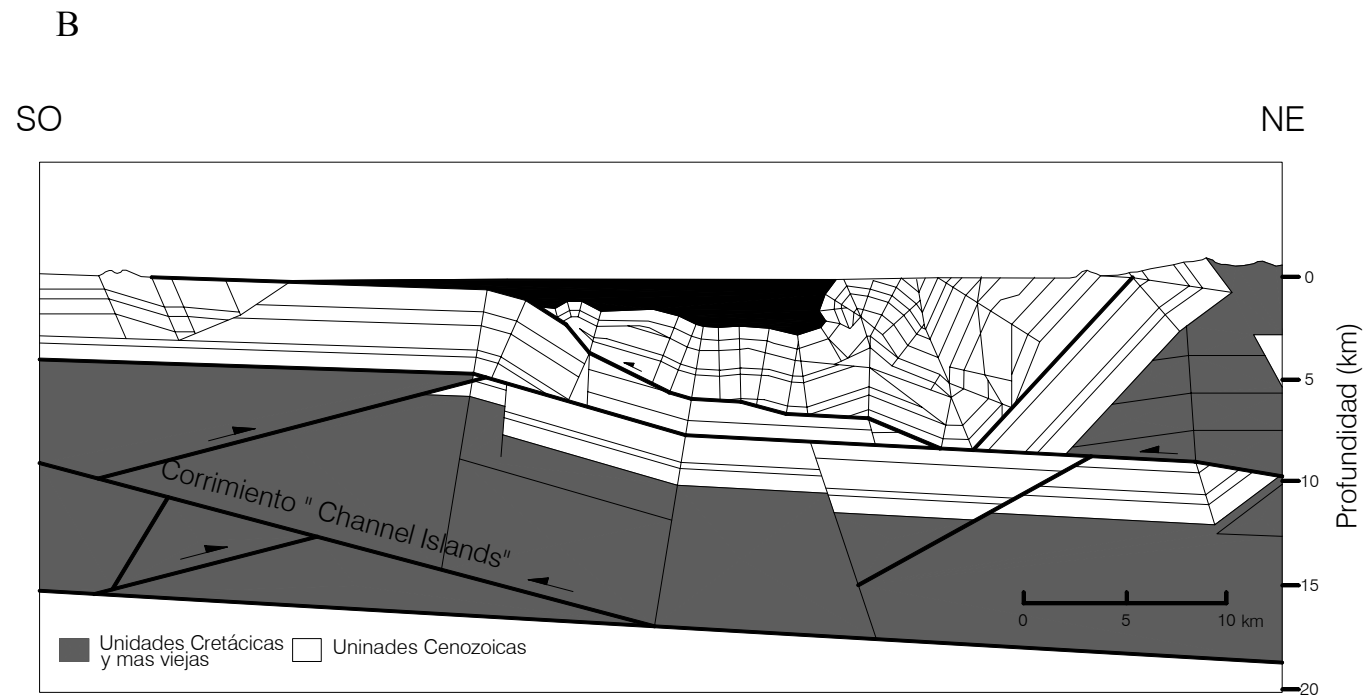
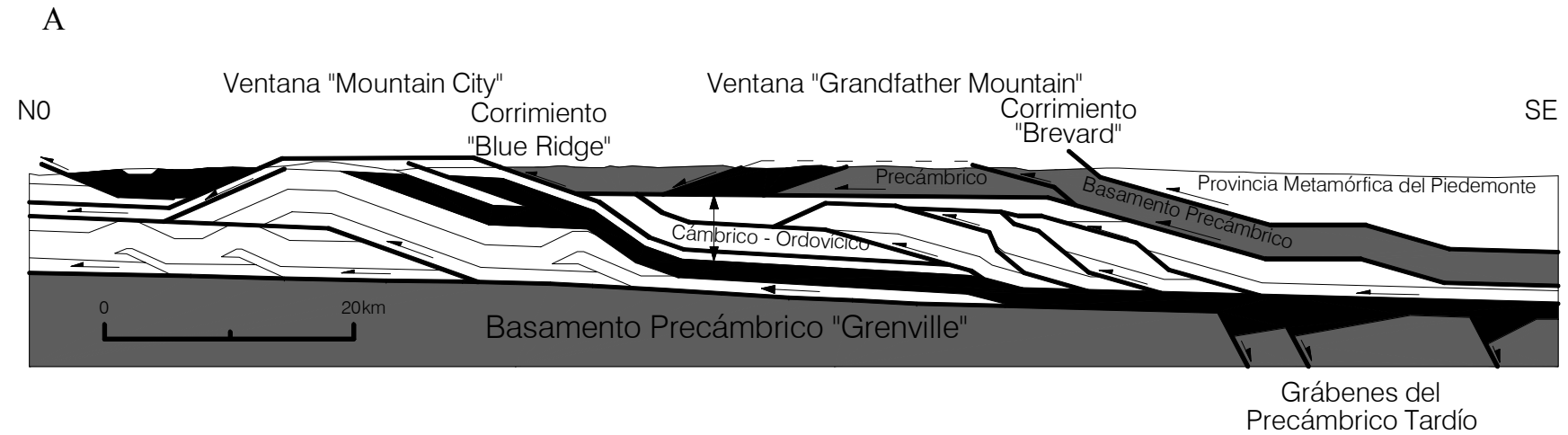


Figura A.1 Ejemplos de corrimientos profundos de bajo ángulo que involucran basamento. **A** Cordillera de Los Apalaches, Carolina del Norte USA. **B** Canal de Santa Bárbara USA. Modificado de Suppe (1985).

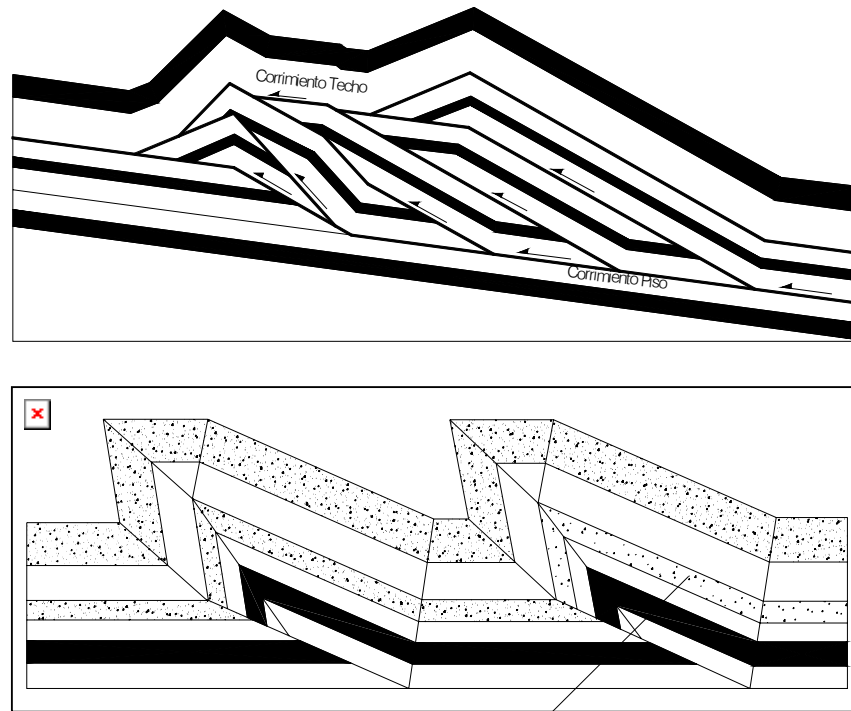


Figura A.2 Sistemas de Corrimientos **A** Duplex. **B** Abanico Imbricado. Modificado de Suppe, 1985.

a) Características estructurales de los sistemas de corrimiento

Las estructuras que caracterizan a los cinturones plegados de corrimientos son las siguientes:

**Despegues:** Son fallas horizontales o subhorizontales a lo largo de las cuales un bloque de roca se ha desplazado con respecto al bloque subyacente (figura A.3). Dentro de secuencias sedimentarias estas fallas se ubican generalmente en los planos de estratificación. Las unidades donde es común su presencia son denominadas horizontes de despegue y están generalmente asociadas a rocas de poca resistencia mecánica como evaporitas o lutitas, sin embargo, en algunos cinturones deformados los despegues están ubicados dentro de litologías más competentes (Marshak y Woodward, 1988).



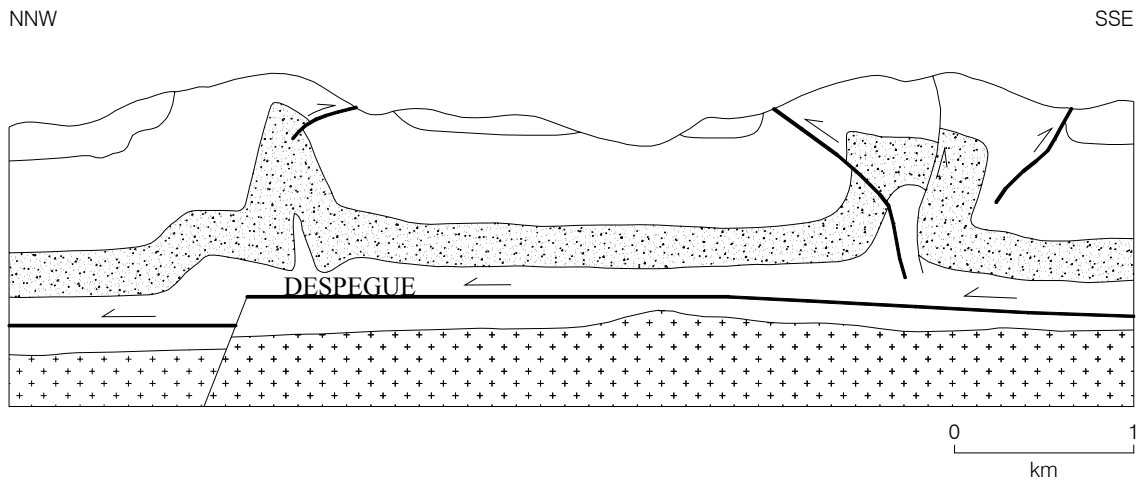


Figura A.3 Superficie de despegue en las Montañas del Jura y sus pliegues asociados. Modificado de Marshak y Woodward (1988).

**Corrimientos (Thrust Faults):** son fallas de desplazamiento vertical en las cuales el bloque del techo se ha movido hacia arriba en relación al bloque del piso. Estas fallas inversas o corrimientos, generalmente tienen buzamientos menores de  $30^\circ$  durante el desplazamiento activo de la falla y comúnmente buzan entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$  en su momento de formación. Muchos corrimientos están integrados por despegues ubicados a diversas profundidades conectados por una serie de segmentos inclinados denominados **rampas**. Con esta geometría la estructura tiende a cortar progresivamente unidades más superficiales hacia el margen del cinturón montañoso (figura A.4.a). La ubicación de las rampas está generalmente controlada por cambios litológicos en la superficie de despegue o por la ubicación de estructuras previas como fallas normales (Suppe, 1985).

Generalmente el rumbo de las rampas es aproximadamente perpendicular a la dirección de transporte tectónico. Una rampa orientada oblicuamente con respecto a la dirección de transporte se denomina **rampa lateral** ( Marshak y Woodward, 1988).

Los corrimientos se caracterizan en que el desplazamiento a través de estos tiene la misma dirección de movimiento que la dirección de transporte regional o vergencia. Por otro lado los **retrocorrimientos** (*backthrust*) son fallas inversas en las cuales la dirección de desplazamiento es contraria a la vergencia del sistema plegado. Los corrimientos pueden

propagarse hasta alcanzar la superficie, en este caso se denominan **corrimientos emergentes**. Cuando por el contrario la falla muere en el subsuelo es denominada **corrimiento ciego** (figura A.4.b). En este caso el desplazamiento es compensado con el plegamiento o fracturamiento de niveles estratigráficos superiores (Suppe, 1985).

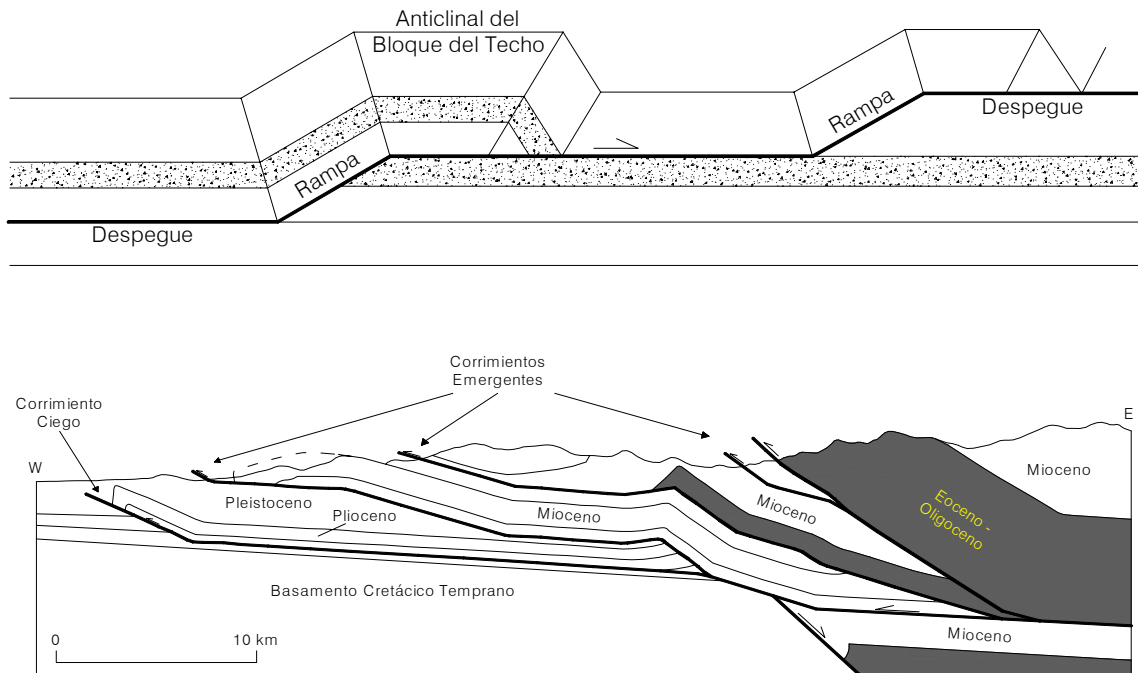


Figura A.4. A Geometría clásica de un corrimiento integrada por rampas y despegues, con sus pliegues asociados. Modificado de Marshak y Woodward (1988). B Corrimientos Ciegos y Emergentes en el Cinturón Deformado de Taiwán. Modificado de Suppe (1985).

Un bloque de roca limitado en su base por una falla se denomina escama de corrimiento o *thrust sheet*. Una nomenclatura convencional es la de nombrar a las escamas de corrimiento igual que la falla que la limita por debajo (Boyer & Elliott, 1982).

**Pliegues asociados a fallas:** El plegamiento desarrollado en los cinturones de corrimiento está directamente asociado a la geometría y la cinemática de las fallas y de los bloques que son transportados. Existen tres tipos principales de pliegues que se desarrollan debido a este proceso: pliegues asociados a cambios en la orientación de la falla (*fault ben*

*fold*), pliegues creados a partir de la propagación de un corrimiento (*fault propagation fold*) y pliegues asociados a una superficie de despegue (*décollement fold*) (Suppe, 1985).

#### b) Propiedades Mecánicas de los Cinturones de Plegamiento

Los elementos básicos que justifican el desarrollo de los corrimientos están presentes en la teoría propuesta por Anderson, a principios del siglo veinte, para explicar la existencia de los principales tipos de fallas. Esta teoría asume que las fallas desarrolladas a niveles someros de la corteza responden a las características de las fracturas de Coulomb y por tanto se producen en sistemas conjugados cuya orientación está controlada por el régimen de esfuerzos imperante. La línea de intersección de las dos fracturas es paralela al esfuerzo intermedio ( $\sigma_2$ ), el esfuerzo mayor ( $\sigma_1$ ) bisecta el ángulo agudo entre las dos fracturas y el esfuerzo menor ( $\sigma_3$ ) bisecta el ángulo obtuso (Suppe, 1985).

En las zonas sometidas a compresión el esfuerzo principal menor tiende a ser vertical, de tal manera que los corrimientos deben poseer una inclinación inferior a los  $45^\circ$  (figura A.5). La teoría de Anderson ha sido en general muy exitosa ya que predice la orientación y desplazamiento de los tres tipos de fallas principales. Sin embargo, no logra explicar la existencia de fallas inversas de alto ángulo ni la poca frecuencia de corrimientos en sistemas conjugados.

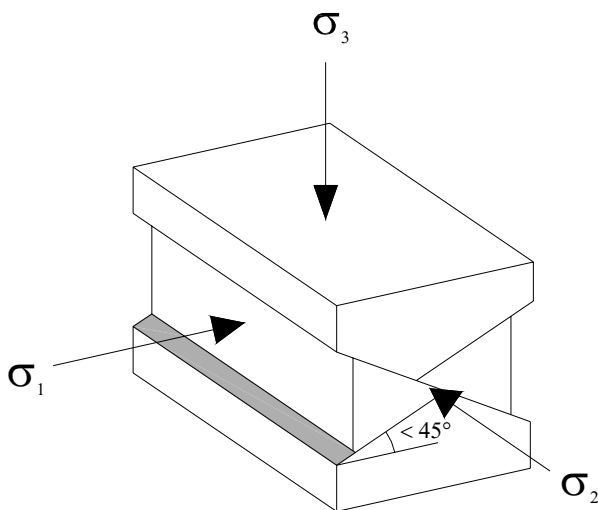


Figura A.5 Orientación de los corrimientos respecto al régimen de esfuerzos según el modelo de Anderson. Modificado de Suppe (1985).

Es por esto que las estructuras más comunes en estos cinturones de deformación son los sistemas de corrimientos con geometría de rampa y despegue. A estas fallas se asocian pliegues concéntricos y fallas de desgarre o *tear faults* (Dahlstrom, 1969).

Basado en su trabajo en las Montañas Rocosas Canadienses, Dahlstrom (1969) propone que en la mayoría de los sistemas de rampa y despegue se observan tres características básicas:

- Los corrimientos cortan la secuencia estratigráfica en sentido ascendente siguiendo la dirección de transporte tectónico.
- Los corrimientos son paralelos a la estratificación en horizontes incompetentes y cortan sección en capas competentes.
- Los corrimientos son más jóvenes en la dirección de transporte tectónico.

Las estructuras en los cinturones plegados de corrimiento consisten en escamas y *duplex* fuertemente imbricados que yacen sobre un despegue basal y que en secciones son vistas como masas en forma de cuña (Suppe 1985).

Chapple (1978) propuso que los cinturones plegados de corrimiento y las cuñas acrecionales poseen un mecanismo de formación análogo al de las cuñas acrecionales de nieve y suelo que se forman en frente de las palas de los *bulldozer*.

Chapple (1978) desarrolló un modelo matemático de una cuña en compresión para un material perfectamente plástico y lo aplicó a los cinturones plegados de corrimiento y cuñas acrecionales. Esta es la teoría apropiada para aplicar a la mayoría de los cinturones de corrimiento y cuñas acrecionales que se encuentran sobre los 15Km de la corteza, donde rocas silíceas y carbonáticas son frágiles.

Cuando se consideran actuales deformaciones en las rocas y sus coeficientes de fricción, se consigue que las superficies de solape ( $\alpha$ ) de los cinturones plegados de corrimientos y las cuñas acrecionales deben buzarse entre  $1^\circ$  y  $8^\circ$ , lo cual concuerda con los solapes observados en cuñas activas.

### **Inversión tectónica**

La formación de cuencas sedimentarias es comúnmente asociada a deformación extensiva y a la formación de fallas normales. La subsiguiente deformación compresiva resulta en reversión, fallas inversas y la interacción entre estas estructuras compresivas y las preexistentes estructuras extensivas. Tres tipos principales de interacción ocurren entre las estructuras compresivas y las estructuras extensivas: (1) fallas normales pueden ser reactivadas a fallas inversas, resultando en la formación de estructuras de inversión, (2) fallas normales pueden ser plegadas y cortadas por las estructuras compresivas y (3) fallas normales que se reactivan sólo en algunos segmentos y nuevas fallas surgen como ramificaciones a partir de estas, pueden concentrar esfuerzos según la ubicación de fallas inversas.

La reactivación de fallas normales depende en gran medida de la configuración mecánica del sistema, es decir, de la geometría y posición de las fallas con respecto al nuevo tensor de esfuerzos. De tal modo, la reactivación es posible si se cumplen condiciones como que la orientación de la falla normal sea cercana a la del plano de falla inversa que se crearía bajo las mismas condiciones (Suppe, 1985), del mismo modo el espaciamiento entre las fallas preexistentes también es un factor que controla su reactivación (Sassi, *et al.*, 1993) pues mientras más ampliamente espaciadas se encuentren mayor será la cantidad de discontinuidades reactivadas. En general, el esfuerzo máximo compresivo y la dirección de desplazamiento deben apuntar en la misma dirección y formar ángulo agudo (Mandl, 1988).

Integrando esto con los criterios de Anderson (1942), numerosos autores han coincidido en la existencia de tres tipos de fallas en la corteza superior; fallas normales con inclinaciones entre 55° y 75°, corrimientos entre 15° y 35° y fallas transcurrentes en posición vertical. Por todo esto se hace difícil que las fallas normales, por lo general de alto ángulo, sean reactivadas y funcionen con un  $\sigma_1$  cercano a la horizontal.

En modelos experimentales con fallas extensivas preexistentes se reactivan fallas inversas de alto ángulo cuya arquitectura esta controlada por estas fallas extensivas preexistentes. En el modelo dominó, la arquitectura extensiva produce una serie de fallas descritas en detalle por Buchanan (1991), las fallas extensivas pueden reactivarse y llegar a ser un levantamiento en la parte superior de las capas *sin-rift* y *post-rift*. La inversión produce que la cuña de sedimentos *sin-rift* tome una geometría característica la cual se ha denominado con el término de estructuras *harpoon* o *arrowhead* (figura A.6)(Badley et al. 1989; McClay & Buchanan 1991).

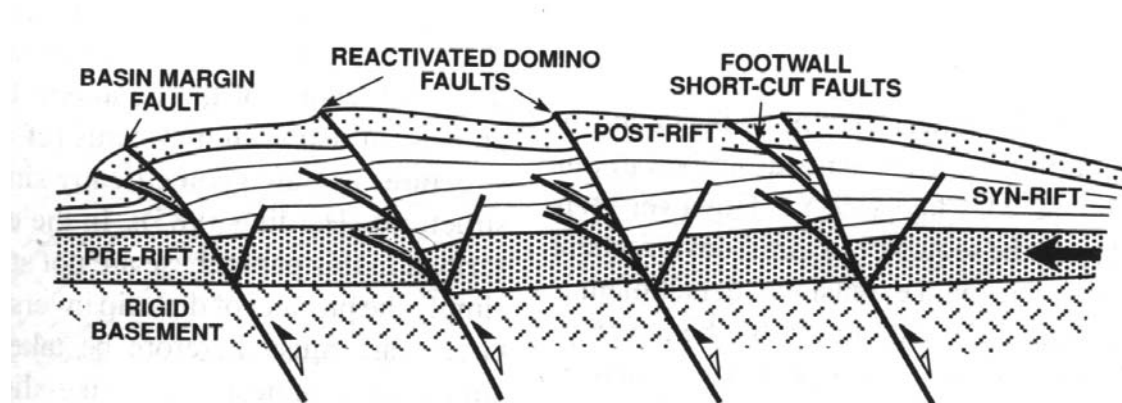


Figura A.6. Diagrama de Inversión de un modelo dominó, mostrando la reactivación de las fallas dominó y el desarrollo de footwall short-cut thrust en los estratos *sin-rift* y *post-rift* (tomado de McClay y Buchanan 1991)

La herencia de complejidades preexistentes, las múltiples posibilidades de inversión y las complicaciones impuestas durante la etapa compresiva, dificultan la definición de un estilo estructural común a las regiones sometidas a este proceso. Sin embargo múltiples estudios basados en datos de campo, sísmica de reflexión y otro número importante de modelos análogos con arcilla y arena, han permitido la caracterización de ciertos procesos observados con regularidad en la naturaleza. En primer lugar se debe hacer mención a la configuración básica de una cuenca distensiva. Según Williams *et al.* (1989) la secuencia stratigráfica representativa de una cuenca extensiva puede ser dividida en tres unidades principales: (1) una secuencia *pre-rift* depositada antes del proceso extensivo, (2) una secuencia *sin-rift* depositada durante este evento y (3) una secuencia *post-rift* depositada

luego de finalizado el evento. Las secuencias *sin* y *post-rift* generalmente están separadas por una superficie de discordancia (figura 3.6).

Las secuencias que se depositan antes y durante la fase distensiva pueden plegarse si las fallas normales presentan cambios de buzamiento, formando estructuras *rollover*. Estos pliegues se propagan dentro de la secuencia *pre-rift* y *sin-rift*, originando en esta última, cambios laterales de espesores dentro de la estructura en crecimiento (Williams *et al.*, 1989) (Fig. A.7).

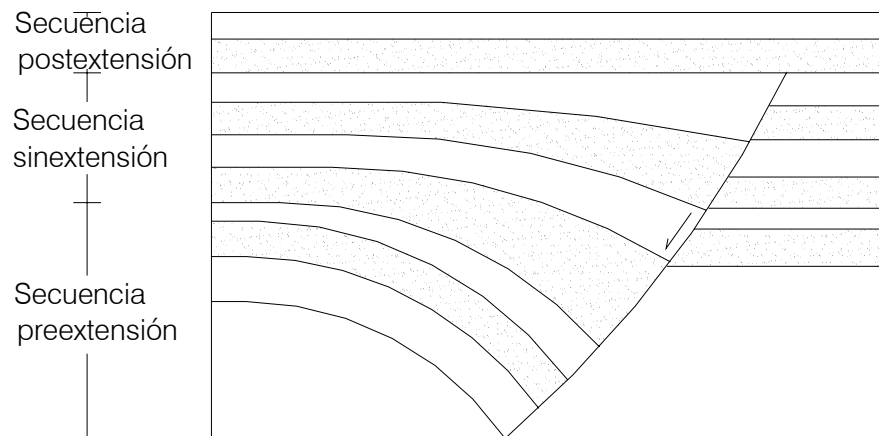


Fig.A.7. Estructura *rollover* sellada por una secuencia depositada después de cesada la extensión. Modificada de Williams *et al.* (1989).

En los casos donde hay inversión, el movimiento a lo largo del plano de falla será preferentemente paralelo al esfuerzo de cizalla en ese plano (Letouzie 1990). El salto estratigráfico a lo largo de la falla puede ser normal, nulo o inverso, dependiendo de la diferencia entre el desplazamiento normal e inverso que haya experimentado cada horizonte estratigráfico. El punto nulo está definido por aquel horizonte que no muestre desplazamiento entre el bloque del techo y del piso (figura A.8). A medida que progresa la deformación este punto se mueve a niveles inferiores de la secuencia (Mitra, 1993).

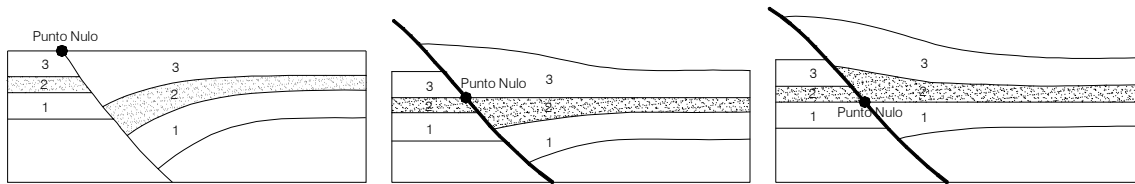


Figura A.8 Inversión progresiva de la secuencia asociada a una falla extensional. Modificado de Williams et al. (1989).

Los sistemas estructurales propios de las cuencas extensionales invertidas difieren en sus características de los cinturones de corrimientos clásicamente descritos, desarrollados a partir de fallas de muy bajo ángulo. La deformación en las cuencas invertidas posee una configuración mucho más compleja que resulta de la combinación entre las estructuras propias de la fase distensiva y los sistemas de corrimientos posteriormente generados. El rol de cada uno de estos elementos en la deformación depende en gran medida de la magnitud del proceso compresivo (Letouzey, 1990).

Los sistemas de estructuras extensionales que han experimentado procesos compresivos de pequeña magnitud, muestran saltos inversos mínimos en sólo unas pocas fallas; este es el caso de las estructuras invertidas a lo largo de la zona de falla *South Hewett*, al norte del Mar del Norte (figura A.9a). Cuando el acortamiento se incrementa las fallas invertidas pueden propagarse hacia las unidades *post-rift*, mostrando una disminución en su buzamiento hacia la superficie. En los sistemas que han experimentado procesos compresivos muy intensos el desarrollo de sistemas de corrimientos de bajo ángulo puede disectar las estructuras invertidas, incorporando bloques de basamento dentro del sistema (figura A.9b); este es el caso de los Alpes en donde los corrimientos han segmentado las fallas extensionales previas, las cuales muestran valores mínimos de inversión (McClay y Buchanan, 1982).

En las cuencas invertidas la geometría de los corrimientos está fuertemente controlada por la configuración del sistema estructural extensivo. Los despegues de las antiguas fallas lítricas pueden volver a funcionar durante el proceso compresivo, mientras que la ubicación de las rampas en muchos casos coincide con fallas normales de alto



ángulo. La configuración estructural heredada del proceso distensivo influye también en la secuencia de deformación. La generación de retrocorrimientos o de secuencias *break-back* puede estar asociada a estructuras distensivas profundas (McClay y Buchanan, 1982).

En algunos sistemas la reactivación de las estructuras extensivas ocurre en la etapa tardía de desarrollo del cinturón. Este es el caso de la cuenca *foredeep* de los Apeninos, del cinturón de Omán (Hayward y Graham, 1989) y de la cordillera oriental de Colombia (Dengo y Covey, 1993).

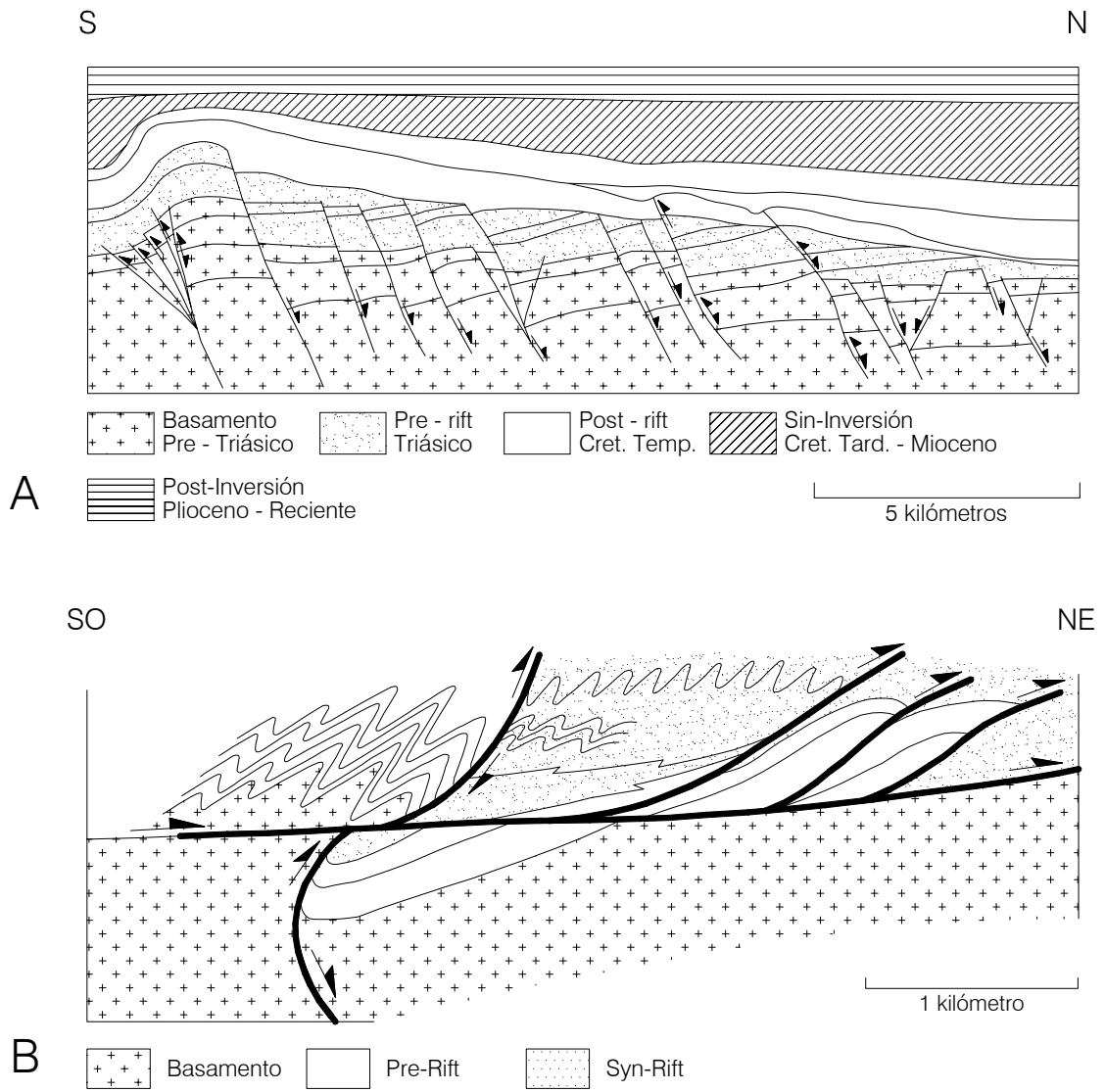


Figura A.9 A Sección Geosísmica a través de la zona de falla de Hewett, Mar del Norte, mostrando un sistema invertido que ha sufrido un bajo nivel de compresión. B semigraben intensamente invertido al norte de las Montañas Rocosas. Modificado de McClay y Buchanan (1982).

## Secciones Balanceadas

La construcción de secciones balanceadas se ha convertido en un método muy exitoso en el análisis de terrenos deformados, debido a que introduce una serie de condiciones que limitan las interpretaciones posibles y aumentan la calidad de la sección generada. En este contexto, el balanceo de secciones surgió como una técnica que permite restringir los criterios y validar las interpretaciones estructurales a través del principio de conservación del volumen de roca en el plano de la sección estructural.

Una sección balanceada es aquella geoméricamente correcta, restaurable a su estado original indeformado a través de pasos cinemáticamente razonables (Marshak y Woodward, 1988), es decir:

- Toda sección balanceada debe poder restaurarse a un estado indeformado sin que ocurra pérdida o ganancia de material y de modo tal que la longitud y el espesor de los estratos, al ser restaurados, produzcan una imagen coherente (Dalstrom, 1969).
- La restauración de la sección debe desarrollarse a través de una serie de pasos geoméricamente posibles, bien sean convencionales o no convencionales (Suppe, 1985).

Claramente no existe ninguna consideración geológica en estas condiciones. Una sección balanceada no representa necesariamente una solución geológica razonable. Adicionalmente, un mismo grupo de datos puede resultar en múltiples soluciones balanceadas. La mejor alternativa será aquella que respete en mayor grado la información disponible y que refleje un mayor nivel de coherencia geológica (Mitra, 1992).

El proceso de realización de una sección balanceada puede ser dividido en dos etapas básicas. La primera implica la construcción de una sección estructural por medio de la interpretación de los datos disponibles y la aplicación de modelos conceptuales ya establecidos, ya sean estos de carácter cualitativo (Dahlstrom, 1969; Boyer y Elliot, 1982) o cuantitativo (Suppe, 1983; Suppe, 1985; Suppe y Medwedeff, 1990; Tearpock, 1991; Mitra, 1992; Marrett y Bentham, 1997). En la segunda etapa se realiza la evaluación y validación de la sección obtenida por medios geoméricos (conservación de longitudes y/o áreas), mecánicos o geofísicos (gravimetría).

a) Construcción de la Sección Estructural

El primer requisito que debe cumplir una sección para que pueda ser balanceada es que sus estructuras sean admisibles, es decir que la geometría de sus fallas sigan trayectorias posibles y que las formas de los pliegues sean acordes con el estilo estructural predominante en la zona donde se realiza la sección (Marshak y Woodward, 1988), de esta manera es posible la construcción de secciones balanceadas por medio de métodos convencionales y no convencionales.

**Métodos Convencionales:** los modelos convencionales están basados básicamente en la metodología propuesta por Dahlstrom (1969) de métodos clásicos:

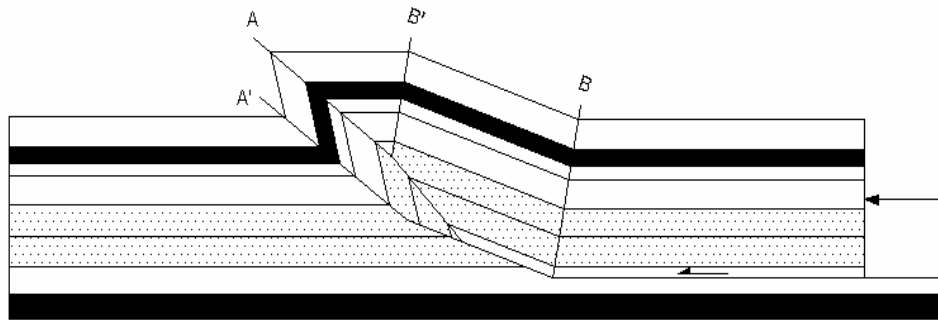
- Conservación del volumen: Las áreas marginales de las cordilleras están caracterizadas por bajas temperaturas que las colocan dentro del dominio de la deformación frágil. Es muy común el desarrollo de pliegues concéntricos cuyos ejes son paralelos al rumbo de las fallas, de modo que el transporte de material se produce principalmente en el plano perpendicular a estos elementos y el flujo o la elongación no son procesos comunes. Esta simplificación permite reducir la ley de conservación del volumen a un planteamiento bidimensional: el área de un estrato contenido en el plano principal de transporte tectónico, no se modifica durante la deformación. Dado que el plegamiento es concéntrico y no existe flujo de material, el espesor permanece constante y el problema se reduce a la conservación de la longitud de los estratos.
- Consistencia dentro de la sección: La longitud de los estratos debe ser consistente. Para chequear esta condición se establecen un par de líneas de referencia donde no exista desplazamiento entre los estratos (*pine lines*) y se mide la longitud de una serie de horizontes seleccionados entre ambas líneas. La existencia de variaciones apreciables debe entonces explicarse en base a la distribución de las estructuras y del acortamiento dentro de la sección. Las propiedades de las fallas y pliegues también deben ser coherentes. Ambos son mecanismos que permiten acortar la

longitud de un paquete de roca y aumentar su espesor, de tal manera que es común observar su interconexión. El desplazamiento de una falla puede variar a lo largo de la estructura debido a tres razones fundamentales: el aumento del acortamiento de un pliegue, la distribución del desplazamiento entre varias fallas menores (imbricación) o una configuración curva en lugar de plana.

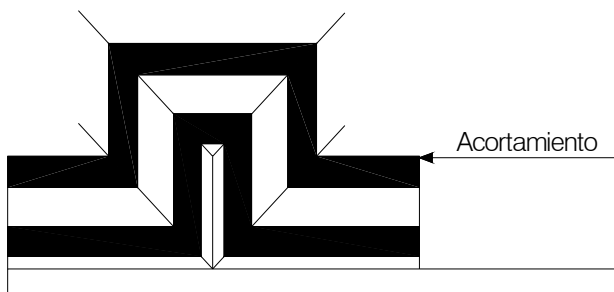
- Consistencia entre secciones balanceadas: Debe existir coherencia entre las características de las fallas y pliegues identificados en secciones adyacentes. El acortamiento registrado en un horizonte específico debe ser similar o presentar variaciones graduales, de lo contrario debe sustentarse la existencia de una discontinuidad estructural entre ambas secciones (fallas de desgarre o *tear faults*).
- Zonas de transferencia: El acortamiento de una estructura individual puede cambiar lateralmente. Sin embargo, el valor de acortamiento total registrado en secciones adyacentes debe ser básicamente el mismo, dado que toda el área estudiada debe haber experimentado el mismo proceso compresivo. Debe existir entonces algún mecanismo de compensación a través del cual el desplazamiento sea transferido de una estructura a otra. Las fallas involucradas en esta **zona de transferencia** están conectadas a través de una raíz común.

**Métodos no Convencionales:** las metodologías cuantitativas o no convencionales de construcción de secciones balanceadas se basan en un tipo especial de estructuras llamadas pliegues asociados a fallas (*fault-related folds*). De esta manera las metodologías cuantitativas relacionan por medio de funciones matemáticas la geometría de pliegues y fallas, restringiendo así la construcción de secciones a un rango limitado de estructuras posibles.

La mayoría de las estructuras observadas en los cinturones plegados de corrimiento pueden ser explicadas a partir de tres modelos básicos: pliegues asociados a cambios en la orientación de la falla o *fault-bend folds*, pliegues generados a partir de la propagación de una falla o *fault-propagation folds* (figura A.10a) y pliegues asociados a superficies de despegue o *detachment folds* (figura A.10b). Otras geometrías más complicadas, como *duplex*, imbricaciones y cuñas, pueden ser consideradas sistemas de estas tres estructuras básicas (Mitra, 1992).



a *Fault-propagation fold*. El pliegue se desarrolla en la terminación de un corrimiento en propagación debido a la transferencia de desplazamiento entre ambas estructuras (Mitra, 1992).



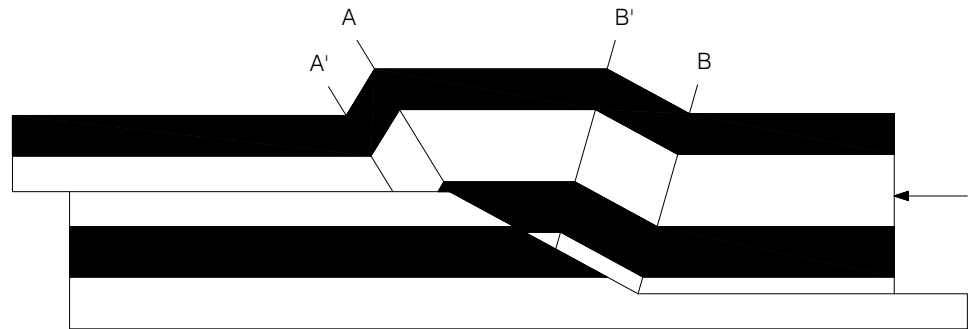
b *Detachment-fold*. El pliegue se produce debido al desplazamiento de un bloque sobre una superficie de despegue. El despegue está generalmente asociado a un nivel evaporítico o lutítico.

Figura A.10 Algunos pliegues asociados a fallas, comunes en los cinturones de corrimiento. Modificado de Tearpock (1991)

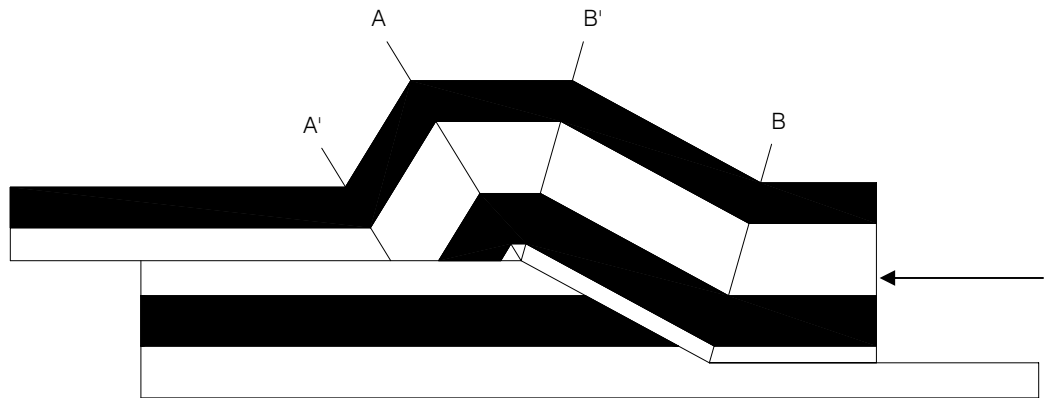
**Fault-bend Fold.:** son pliegues asociados a cambios en la orientación de la falla, en la forma de despegue-rampa-despegue (Suppe, J, 1983). Suppe (1993) propone un modelo conceptual para explicar el desarrollo de estas estructuras (figura A.11). A medida que el desplazamiento aumenta el pliegue crece lateralmente debido a la deformación del bloque del techo a medida que pasa a través de las superficies axiales activas, las cuales están fijadas con respecto al bloque del piso. Las superficies axiales inactivas también se forman en los puntos donde la falla cambia de orientación en el momento inicial de la deformación, pero son trasladadas rígidamente, estando fijadas en el bloque del techo. De esta manera la dimensión de cada pliegue *kink-band* entre un par de superficies axiales está directamente relacionada al desplazamiento de la falla y, si se asume la conservación de la longitud y área de los estratos, puede establecerse una relación matemática entre la geometría de la

falla y del pliegue asociado. Suppe (1983) desarrolló un modelo gráfico a partir del cual puede obtenerse la solución matemática de una determinada estructura (figura A.12).

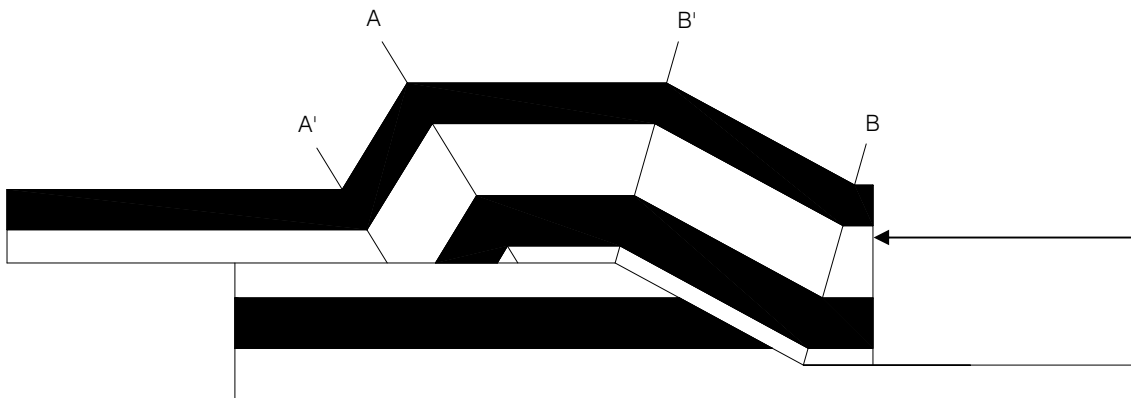
El desplazamiento no permanece constante a lo largo de toda la falla en el caso de un *fault-bend fold*. Por el contrario puede aumentar o disminuir en respuesta al plegamiento, de acuerdo a la geometría de la falla. Cuando la falla es cóncava hacia arriba, la estructura generada es un sinclinal y el desplazamiento aumenta; en caso contrario se producirá un anticlinal y el desplazamiento disminuirá. El factor de variación (R) ha sido establecido cuantitativamente con base en las premisas generales de conservación de longitud que caracterizan el modelo y puede ser determinado gráficamente a partir de las características geométricas del pliegue (Suppe, 1983) (figura A.13).



Al iniciarse el desplazamiento de la falla se generan dos pliegues *kink-band*. A medida que el desplazamiento aumenta los dos *kink-bands* crecen lateralmente y aumenta el relieve estructural. Las superficies axiales bisectan el ángulo interlimbar. A y B son superficies activas y están fijas respecto al bloque del piso, A' y B' son inactivas y se desplazan junto al bloque del techo.



La superficie axial B' deja de desplazarse al alcanzar el final de la rampa y en consecuencia el panel trasero deja de crecer. Al mismo momento la superficie A es desligada del bloque del piso e iniciará su desplazamiento sobre el despegue superior.



Los paneles frontal y trasero han dejado de crecer y la estructura ha alcanzado su relieve máximo. El material es movilizado a través de las superficies B y B', el panel indeformado central crece, mientras que el panel frontal (A-A') se desplaza pasivamente.

Figura A.11 Desarrollo cinemático de un *fault-bend fold* asociado a un sistema de rampa y despegues según Suppe (1983)



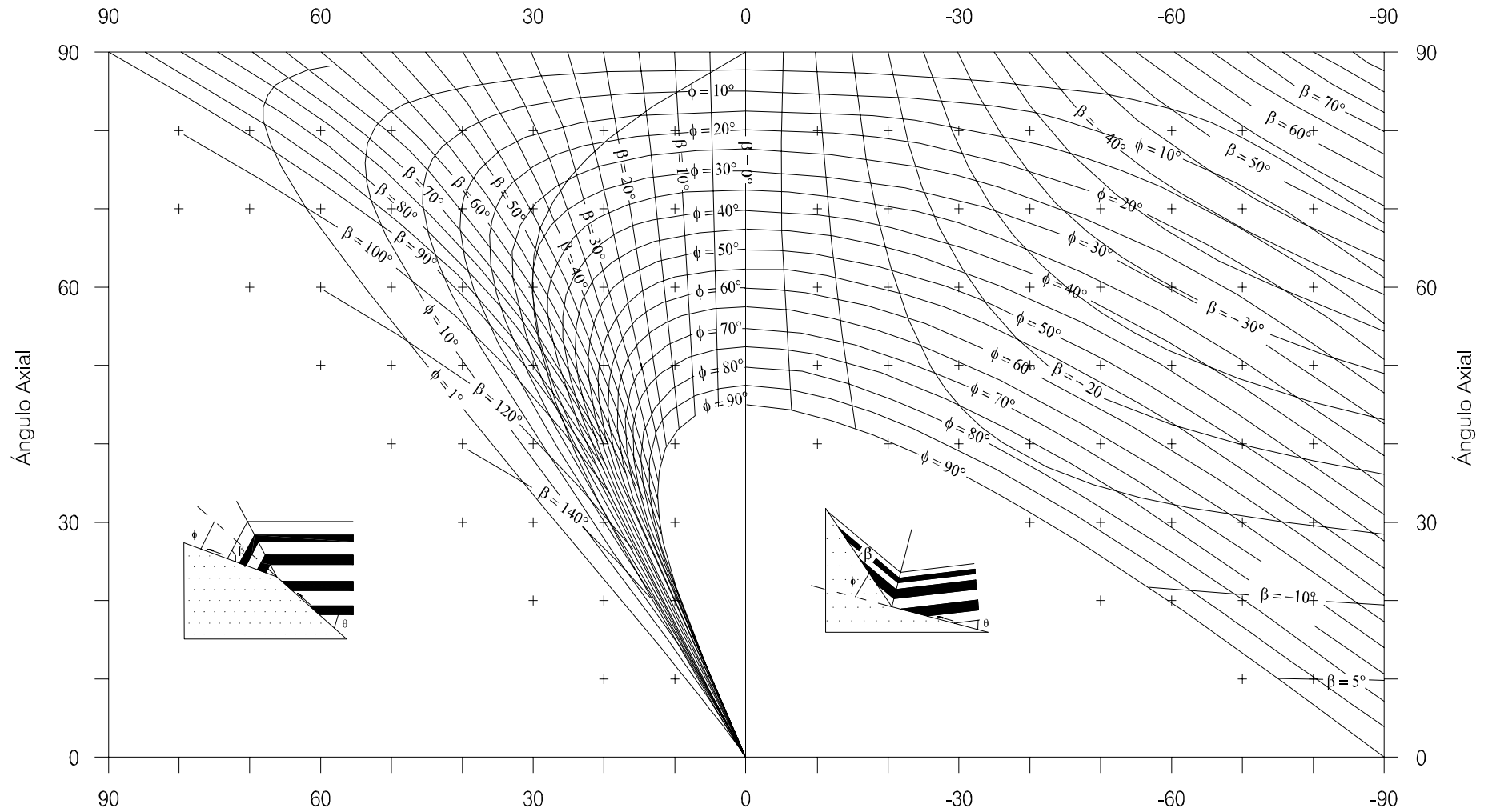


Figura A.12 Relaciones angulares para un *fault-bend fold* entre el *cut-off* inicial ( $\theta$ ), el buzamiento del panel frontal ( $\beta$ ), el ángulo de la superficie axial ( $\gamma$ ) y el cambio de orientación en la falla ( $\phi$ ). Tomado de Suppe (1983).

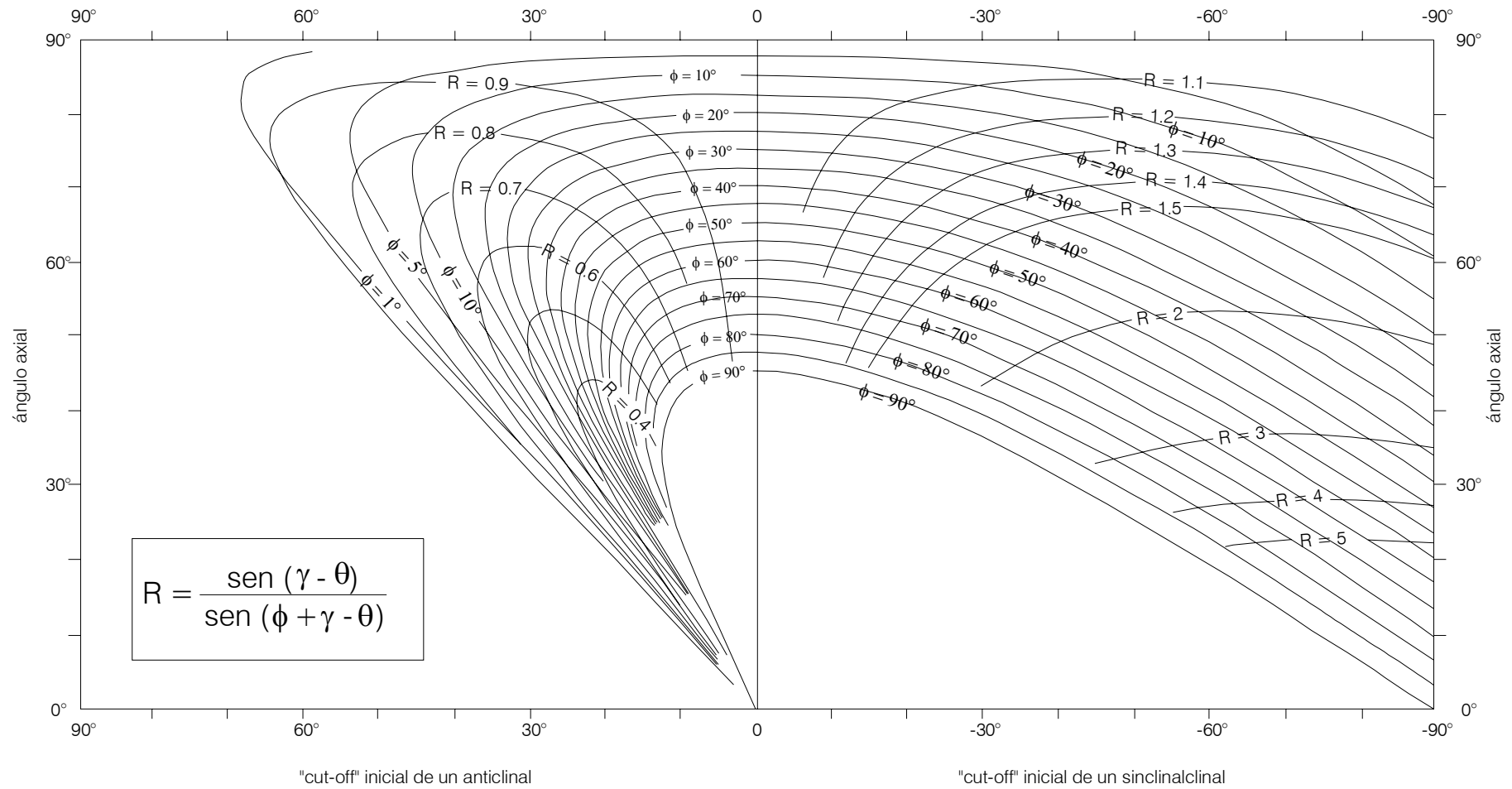


Figura A.13 Taza de cambio del desplazamiento R a lo largo de un *fault-bend fold*. Tomado de Suppe (1983).

**Fault-Propagation Fold.:** son pliegues que se forman y crecen en las extremidades superiores de los corrimientos ciegos propagantes (Suppe 1985). De esta manera a medida que una falla continúa a propagarse el pliegue también continúa a propagarse en la punta superior de dicha falla (Suppe & Medwedeff, 1990).

Los *Fault-Propagation Fold* usualmente poseen rampas con ángulos de buzamiento mayores que en los *Fault-bend Fold*, estando estas aproximadamente en el rango de los 20° y 40°. Siendo esto la principal causa de que estos pliegues sean asimétricos, en donde los limbos frontales son subverticales a volcados (Tearpock, 1991)

Es posible derivar relaciones geométricas cuantitativas entre la forma de la falla y la forma del pliegue que se genera en el *Fault-Propagation Fold*, en la cual se asumen conservación del espesor y largo de las capas. Estas asunciones son comúnmente apropiadas para plegamiento compresivo en estado frágil, sin embargo puede que estas no sean satisfactorias en el limbo más inclinado del *Fault-Propagation Fold*, ya que en este la deformación es extrema. No obstante esta teoría es desarrollada, gracias a sus propiedades bien definidas y a que es una buena aproximación de algunas estructuras actuales (Suppe & Medwedeff, 1990). También existen teorías en el que se permite el adelgazamiento o engrosamiento del espesor de las capas en el limbo más inclinado. (Suppe & Medwedeff, 1990).

A medida que un cinturón plegado de corrimiento se mueve progresivamente sobre el antepaís (*foreland*), es común que se formen fallas inversas en la cercanía del pie o frente de la cuña de corrimiento y a su vez que estas se ubiquen en un nivel más bajo. Aquellas fallas inversas que se forman en niveles más altos son llamadas fallas fuera de secuencia (*out-of-sequence thrusts*). Cuando una falla inversa se forma debajo de una falla preexistente, el movimiento a lo largo de la falla más profunda causará que la falla más superficial se doble o pliegue, generando esta deformación estructuras mucho más complejas e interesantes como los *duplex* y sistemas imbricados (Tearpock, 1991).

**Cartografía de superficies axiales:** las secciones estructurales limitan las posibilidades de análisis a una visión bidimensional. Sin embargo, una vez que varias secciones han sido elaboradas en una zona es posible generar un esquema tridimensional con el fin de afinar el control sobre la geometría de las estructuras y el desplazamiento de las fallas. Shaw *et al.* (1994) proponen una metodología que permite generar mapas de determinados sistemas estructurales a través de la proyección de sus superficies axiales hasta un nivel de referencia horizontal. Las superficies axiales pueden ser proyectadas paralelamente (figura A.14a) o verticalmente, a partir de un tope estratigráfico determinado (figura A.14b).

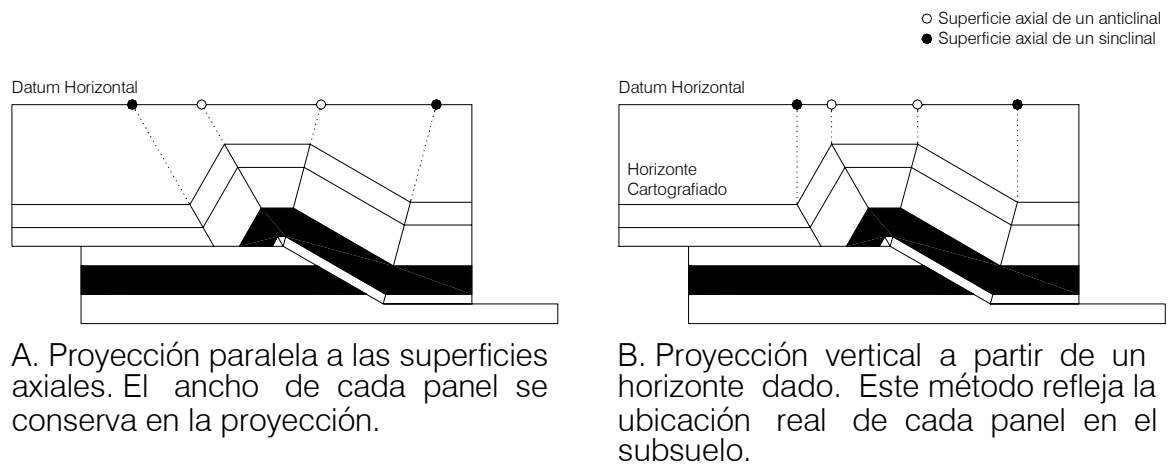


Figura A.14 Métodos de proyección de superficies axiales. Modificado de Shaw *et al.* (1994)

La intersección entre cada superficie axial y el nivel de referencia seleccionado es representada sobre un mapa e identificado como una superficie sinclinal o anticlinal. Finalmente las proyecciones de una misma superficie son conectadas linealmente. El mapa generado puede ser comparado con mapas derivados de modelos teóricos que permiten inferir las variaciones laterales en la geometría y el desplazamiento de las estructuras (figura A.15).

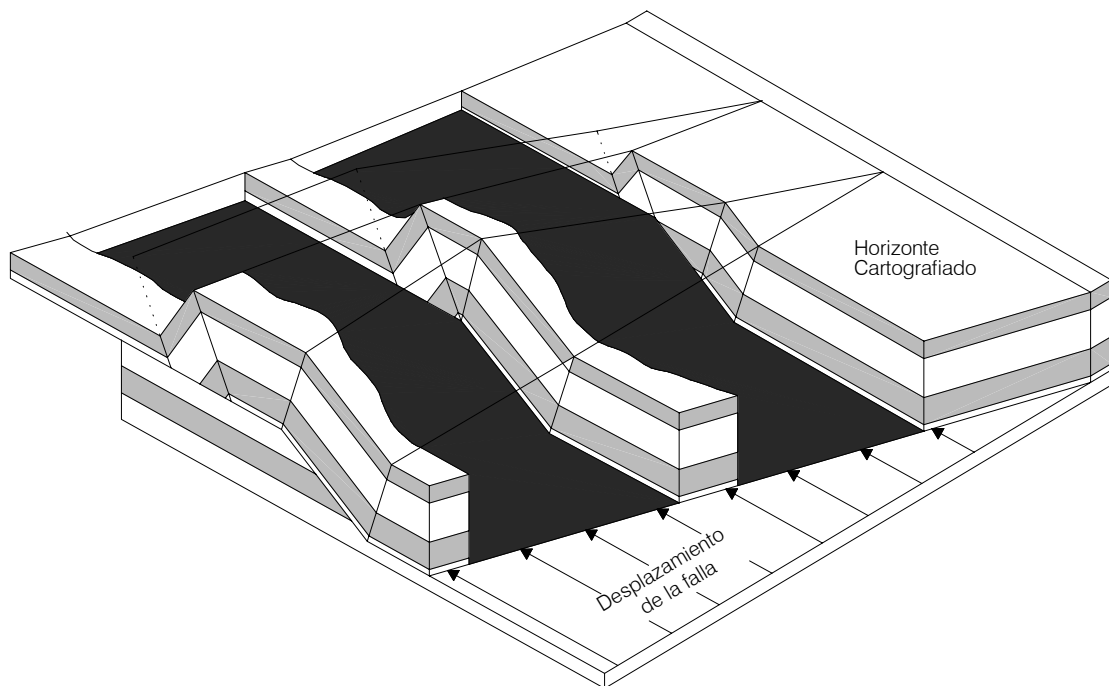


Figura A.15 Proyección de superficies axiales. Modificado de Shaw y Suppe (1994).

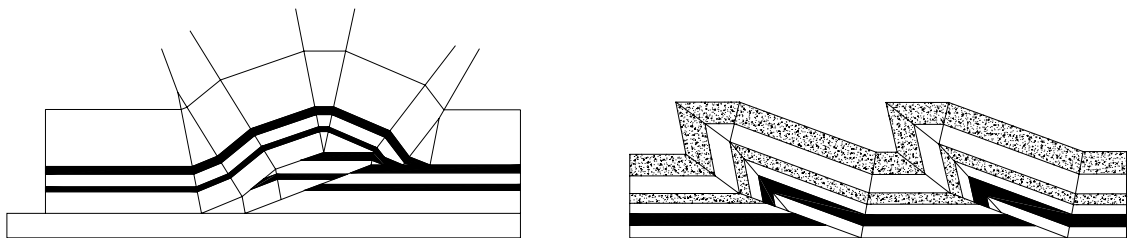
**Fault-bend fold múltiple:** existen una serie de pliegues en la naturaleza que muestran geometrías más complejas que las que pueden ser generadas a través de un sistema simple de rampa y despegue. En especial muchas estructuras son menos angulares de lo predicho por el modelo de Suppe (1993). Esta angularidad es una consecuencia de dos elementos: (1) el modelo desprecia la estructura real asociada a la zona de bisagra del pliegue por considerarla de segundo orden y (2) las rampas son representadas como superficies planas (Medwedeff y Suppe, 1997).

Medwedeff y Suppe (1997) señalan que muchos pliegues complejos pueden ser modelados si se consideran fallas que presenten múltiples cambios de orientación. En estas estructuras se combinan dos procesos: (1) la generación de un mayor número de paneles de buzamiento a medida que el bloque se desplaza y (2) la interferencia entre los diversos *kink-band* generados (figura A.16).



Figura A.16 Desarrollo de un *fault-bend fold* asociado a una rampa integrada por dos segmentos. A La falla es convexa hacia arriba. B La falla es cóncava hacia arriba. Modificado de Medwedeff y Suppe (1997).

***Fault-bend fold* en sistemas de corrimientos:** cuando un nuevo corrimiento se desarrolla al frente de otro preexistente, el bloque del techo del primero es nuevamente deformado, dando origen a una geometría más compleja (figura A.17). Cada falla introduce un aumento en el buzamiento de cada panel que es deformado, generando uno nuevo. De esta manera si se identifica el número de paneles presentes y su orientación puede conocerse el número de fallas que han actuado y sus características (Suppe, 1983).



a. *Duplex* integrado por dos corrimientos.

b Sistema imbricado.

Figura A.17 Modificado de Tearpock (1991).

En un conjunto de corrimientos asociados no todas las fallas poseen siempre la misma vergencia. Dos corrimientos que comparten un despegue basal y poseen vergencias opuestas definen una **cuña** (figura A.18). El desplazamiento del corrimiento piso es absorbido por el corrimiento techo, de modo tal que la deformación no se propaga más allá del punto de encuentro entre ambas estructuras; este punto está asociado a un sinclinal. Sólo el material ubicado entre ambas fallas se desplaza realmente, el bloque del techo del corrimiento superior se deforma e incrementa el relieve estructural sin movimiento lateral apreciable.

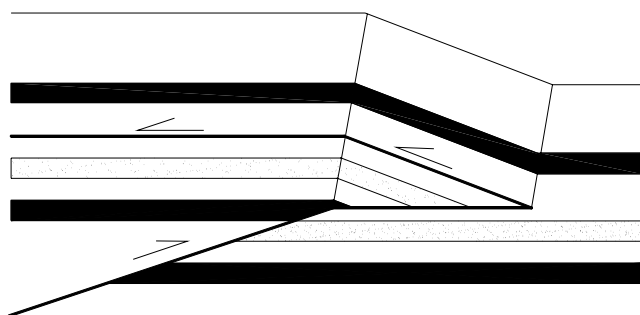


Figura A.18 Sistema de Corrimientos en Cuña. Modificado de Tearpock (1991).

#### b) Validación y Restauración de la Sección

Una vez construida la sección estructural se hace necesario validar el modelo por medio del proceso de **restauración** que consiste en la remoción de los pliegues y del desplazamiento de las fallas para obtener así la sección restaurada o estado indeformado del modelo (Dahlstrom, 1969).

Cuando se balancea una sección estructural es importante que se tomen en cuenta varios puntos:

- Secuencia de fallamiento: se debe conocer la edad relativa entre las fallas para poder establecer un orden o “secuencia de fallamiento”. Conocido esto, la falla más joven debe de ser restaurada primero y la más antigua de último.
- Preservación de la longitud de las capas: la conservación de la longitud de las capas es el método más simple y más usado en la restauración de secciones (Mitra, S., 1992) y se basa en suponer que la longitud de los horizontes estratigráficos entre

líneas de referencia fijas se mantiene constante durante la deformación (Ramsay, 1987). Lo fundamental cuando se aplica esta técnica es la escogencia de las líneas de referencia (*pin lines*) que deben colocarse en áreas donde no haya desplazamiento entre las capas. Comúnmente en secciones regionales se usa la región indeformada del antepaís (*foreland*) para ubicar la línea de referencia frontal, mientras que en secciones más locales donde no existen dominios indeformados se usan otros planos de desplazamiento nulo como las superficies axiales de grandes pliegues (Mitra, 1992). Una vez medidas las longitudes de los horizontes escogidos se debe comprobar que todas sean iguales para que exista consistencia dentro de la sección (Dahlstrom, 1969). Los métodos cuantitativos de construcción de secciones están basados en la preservación de la longitud de las capas (Suppe, 1983; 1985), por lo tanto la utilización de estas metodologías garantiza desde la etapa de construcción que la sección desarrollada sea balanceable. En estos casos la restauración es usada para comprobar la correcta aplicación de las metodologías, para la estimación del acortamiento de la sección y para el desarrollo de modelos de evolución estructural.

- Preservación del área de la sección: en casos donde la deformación penetrativa es tal que resulta en la variación del espesor de las capas y de las longitudes en los horizontes estratigráficos es necesaria la utilización de los métodos de balanceo que suponen la conservación del área en la sección (Tearpock, 1991). El balanceo de secciones usando la restauración por área constante no permite precisar las orientaciones de los corrimientos restaurados ni los perfiles de acortamiento. Por esta razón la metodología es reforzada con la restauración por longitud de una capa competente que haya sufrido una cantidad mínima de deformación penetrativa (Marshak y Woodward, 1988).

Si en la sección estructural la geometría predeformada de las fallas es admisible, se preserva la longitud y área de las capas y hay consistencia entre estas longitudes entonces se puede afirmar que la sección restaurada es **viable** (Marshak y Woodward, 1988).



## c) Acortamiento

La restauración de secciones permite la incorporación de la noción de **acortamiento** en los estudios de cinturones plegados de corrimiento. Dicho concepto representa una medida aproximada de la cantidad de deformación impuesta a una región en particular y puede ser expresado en términos de longitud absoluta o porcentaje respecto a la condición inicial (Fig. A.19). Es necesario entonces medir la longitud total de la sección en los estados deformado y restaurado (Marshak y Woodward, 1988).

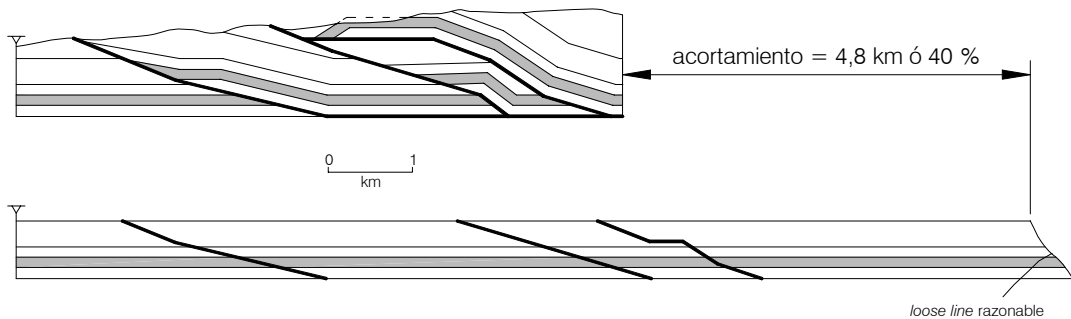


Figura A.19. Restauración de una sección estructural por el método de preservación de longitudes mostrando el acortamiento asociado en forma de longitud absoluta y de porcentaje. Aunque el *loose line* no se mantiene vertical presenta una geometría que muchos autores consideran aceptable. Modificada de Mitra, G. (1988)

Aunque es presentado como una longitud absoluta o en forma de porcentaje el acortamiento es una medida cualitativa que sólo da noción de la cantidad relativa de deformación acomodada en un cinturón de corrimiento y no es indicativo del estilo, geometría, vergencia o alguna otra característica interna del cinturón (Marshak y Woodward, 1988).

**APÉNDICE II: COORDENADAS DE LOS PUNTOS GPS**

Punto	Este	Norte	Punto	Este	Norte
1.0	397331	1248427	3.21	400249	1243627
1.1	397374	1248412	4.0	400318	1243482
1.3	397448	1248343	4.1	400613	1243431
1.5	397499	1248237	4.2	400774	1243132
1.6	397514	1248222	4.3	400850	1243058
1.9	397531	1248168	4.4	400846	1242875
1.11	397569	1248113	4.5	400889	1242697
1.14	397640	1248083	4.6	401152	1242483
1.17	397812	1247985	4.7	401149	1242165
1.21	397873	1247903	4.8	401188	1242015
1.26	397912	1247773	4.9	401472	1241794
1.33	398193	1247576	4.10	401366	1241529
1.34	398218	1247444	4.11	401446	1241390
1.36	398370	1247344	4.12	401567	1241187
2.2	398505	1247192	4.13	401669	1241187
2.6	398451	1246876	4.14	401672	1241053
2.8	398467	1246734	5.1	401849	1240960
2.9	398469	1246590	5.2	401895	1240895
2.10	398535	1246557	5.3	402011	1240758
2.11	398681	1246458	5.4	402200	1240591
2.14	398671	1246203	5.5	402245	1240560
2.15	398900	1246083	5.6	402382	1240539
3.0	398996	1245419	5.7	402506	1240522
3.1	399105	1245331	5.8	402666	1240418
3.4	399197	1245182	5.9	402846	1240244
3.7	399424	1244968	5.11	403050	1240328
3.11	399398	1244794	5.12	403233	1240242
3.12	399884	1244659	6.0	403261	1240167
3.13	400018	1244545	6.4	403338	1240128
3.14	400236	1244268	6.5	403466	1240094
3.16	400249	1244118	6.6	403493	1240011

Punto	Este	Norte	Punto	Este	Norte
3.20	400277	1243967	6.7	403473	1239926
6.8	403522	1239864	V14	415939	1235044
6.11	403584	1239690	S1	415931	1235046
6.13	403717	1239553	S2	415913	1235107
6.14	403775	1239502	S3	415860	1235129
6.19	403702	1239309	M1	415944	1235209
6.20	403697	1239124	M2	415982	1235243
6.22	403655	1238937	M3	415998	1235280
6.23	403732	1238888	M4	416023	1235367
6.24	403779	1238783	D1	416037	1235369
6.29	403731	1238498	M5	416026	1235409
6.30	403728	1238365	M6	415920	1235494
6.31	403841	1238244	D2	415824	1235550
6.32	403816	1238153	M7	415751	1235566
8.0	403801	1238125	M8	415798	1235598
8.1	403670	1238026	M9	415884	1235714
8.3	403541	1237713	M10	415850	1235732
8.4	403626	1237697	M11	415813	1235749
8.5	403703	1237631	M12	415779	1235766
8.6	403744	1237581	M13	415787	1235848
8.7	403858	1237575	M14	415786	1235869
8.8	403880	1237503	M15	415767	1235986
8.10	403756	1237431	M16	415672	1236093
fin	403645	1237304	M17	415722	1236139
V1	415940	1234403	M18	415704	1236197
V2	415945	1234431	M19	415750	1236253
V3	415926	1234464	M20	415754	1236305
V4	415871	1234588	M21	415719	12363546
V5	415871	1234666	M22	415750	1236415
V6	415853	1234680	M23	415677	1236432
V7	415852	1234716	M24	415656	1236479
V8	415878	1234755	M25	415645	1236510
V9	415881	1234789	M26	415718	1237206
V10	415928	1234816	M27	415464	1237670
V11	415959	1234934	M28	415552	1237737

Punto	Este	Norte
V12	415957	1234976
V13	415948	1235012
M31	415427	1238038
M32	415505	1238059
M33	415547	1238064
M34	415618	1238163
M35	415611	1238224
M36	415598	1238289
M37	415482	1238531
M38	415609	1238635
M39	415666	1239159
M40	415684	1239256
M41	415703	1239402
J1	415668	1239775
J2	415728	1240097
J3	415781	1240132
J4	415793	1240654
J5	415527	1241741
J6	415679	1242055
J7	415427	1242359
J8	415401	1242412
J9	415415	1242597
J10	415574	1242674
J11	415816	1242909
M29	415519	1237768
M30	415346	1238018

### APÉNDICE III: DATOS TOMADOS EN CAMPO

#### Fallas

Punto de GPS	Rumbo y Buzamiento	Movimiento
1.26	N65E45N	inversa
	N31W38N	inversa
1.33	N10W55S	
1.34	N85W39N	
4.9	N57W84S	sinestral
	N24W75S	dextral
4.11	N73W64N	inversa
4.13	N15W82N	
4.15	N56W73S	
5.2	N20W85S	dextral
5.3	N50E71N	
6.6	N20W78N	dextral
	N55W66N	
6.11	N52E70S	normal
		inversa
6.12	N80E55S	
	N43E80N	
M16	N75E80S	inversa
		inversa
M23	N80W56S	inversa
	N55W67S	inversa

**Pliegues**

Punto de GPS	Limbo 1	Limbo 2	Ángulo Interlimbar
5.13	N5E20S	N54W20N	160
6.1	N50W20N	N67W26N	171
6.3	N85W8S	N17W22S	160
	N29W22S	N27E37N	150
6.4	N65E45S	N65W10S	140
6.5	N-S20W	N20E13N	171
8.10 Y 8.11	N40E16N	N44E52N	144

**Diaclasas**

Punto de GPS	Rumbo y Buzamiento
3.1	N75W50S
3.4	N85W50S
3.5	E-W56S
3.7	N75E63S
3.11	N85W40S
	N15E43S
3.13	N86E45S
3.15	N70E53S
3.19	N66E45S
3.21	N25E45S
4.9	N36W89S
4.14	N87W85N
	N85E87S
	N13W85N
5.1	N15W85N
	N75E80N
5.11	N70W84S
	N30E85S
6.2	N23W85S
6.18	N85W35N
V9	N2W74N

**Capas en Quebrada de Otuco y Río Seco**

Punto de GPS	Rumbo y Buzamiento
V1	N80W17S
V2	N72W14S
V3	N80E22S
V4	N78W30S
V5	N78W30S
V6	N82W26S
V7	N83E17S
V8	N83E28S
V9	N75E29S
V10	E-W27S
V12	E-W34S
S2	N80E32S
M1	N75E32S
M2	N77E28S
M3	N77E28S
M4	N82E29S
M7	E-W15S
M11	N52E35N
M12	N44E35N
M13	N65E65N
M14	N56E59N
M15	N25E38N
M17	N60W32S
M18	N55W32S
M19	N3E27N
M20	N48E40N
M21	N65E33N
M23	N55W67S



---

M24	N40E27S
M25	N50E23N
M26	N45E24N
M27	N65E33N
M28	N80W57N
M29	N80E44N
M30	N24E37N
M31	N61E34N
M32	N45E48N
M34	N56E56N
M35	N25E48N
M36	N54E37N
M37	N19E40N
M38	N70E56N
M39	N56E11N
M41	N62W18N
J2	N85E19S
J3	N65E18S
J5	N15E25S
J6	N86E17N
J7	N29E19S
J8	N29E19S
J9	N32E10N
J11	N-S10W

### Capas en la Quebrada Agua Viva

Punto de GPS	Rumbo y Buzamiento	Punto de GPS	Rumbo y Buzamiento
1.6	N75E40N	3.9	N80E30N
1.7	N80E22N	3.10	E-W35N
1.9	N80E50N	3.11	N85E40N
1.10	N50W34N	3.13	N75E33N
1.14	N62E35N	3.14	N67E49N
1.17	N70E25N	3.15	N80E27N
1.18	N65E35N	3.16	N75W30N
1.20	N63E30N	3.19	N80W40N
1.21	N60E28N	3.20	E-W40N
1.22	N70E25N	3.21	N80E47N
1.23	N67E29N	3.22	N70E66N
1.24	N65E30N	4.9	N45E10N
1.26	N65E45N	4.11	N77W30N
2.2	N72E26N	4.12	N30E10S
2.6	N70E29N	4.13	N35E6S
2.8	N78E18N	4.14	N5W9N
2.13	N85E25N	5.1	N25E10S
2.16	N78E18N	5.3	N62W35N
2.17	N75E16N	5.4	N75W25N
2.18	N84E26N	5.5	N60W40N
3.1	N80W19N	5.8	N25W25S
3.2	N80W45N	5.9	N-S15W
3.3	E-W31N	5.10	N15W15S
3.4	N87E30N	5.11	N30W18S
3.5	N83E34N	6.0	N35W33N
3.7	N80E21N	6.2	N79W22N
3.8	E-W35N	6.3	N65W10S

6.4	N60W22S
6.6	N35W20S
6.9	N25E33N
6.11	N40E35N
6.12	N45E17N
6.14	N80E52N
6.15	N75W43N
6.16	N75E33N
6.17	N75E35N
6.18	N80E35N
6.19	N17W25S
6.20	N5W30S
6.24	N50W22S
6.26	N15E16N
6.29	N39E31N
6.30	N25W25N
6.31	N63W30S
8.2	N30E34N
8.4	N35E33N
8.5	N52E30N
8.10	N40E16N
8.11	N44E52N

## BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, E. M., (1942). **The dynamics of faulting and dyke formation, with applications to Britain**, Edinburgh, Oliver and Boyd, 191 pp.
- ANGELIER, J. (1979). **Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population**. Tectonophysics, 56. p: T17-T26.
- AUDEMARD, F. (1993). **Neotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nordouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón)**. Ph.D. Tesis. Francia. Université de Montpellier. 369 p.
- AUDEMARD, F. (1995). **La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental, síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica**. Ponencia presentada en el IX Congreso Latinoamericano de geología. Caracas.
- AUDEMARD, F. (1997). **Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental**. Memoria del VIII Congreso Geológico venezolano. Sociedad Venezolana de Geólogos. Tomo I, p: 93-100.
- AUDEMARD F. (1998) **Evolution geodynamique de la façade nord sud-américaine: nouveaux apports de l'histoire geologique du bassin de Falcón, Venezuela**. XIV Caribbean Geol. Conference, Trinidad y Tobago. p :327-340.
- AUDEMARD, F. y DE MENA, J. (1985). **Falcón Oriental, nueva interpretación estructural**. Ponencia presentada en el VI Congreso Geológico Venezolano. p: 2317-2329.

- BADLEY, M. E., PRICE, J. D. & BLACKSHALL, L. C. (1989). **Inversion, reactivated faults and related structures-seismic examples from the southern North Sea.** In COOPER, M. A. & WILLIAMS, G. D. (eds), *inversion tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 44, 201-219.
- BERROTERÁN, L. y ZIRITT, F. (2004). **Interpretación estructural y restauración de secciones de un transecto ubicado entre las poblaciones de Purureche, estado Falcón y Baragua, estado Lara.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- BLOW, W. H. (1959). **Age correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón Formations, eastern Falcon, Venezuela:** Bulletin American Paleontology, (39): 67-252.
- BOESI, T.; GODDARD, D. (1991) **A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, northwestern Venezuela.** AAPG Memoir, 52, p.303-319
- BOYER S.E. Y ELLIOTT D. (1982) **Thrust system.** en Foster N.H. y Beaumont E.A. (eds.) *Structural concepts and techniques I. Basic concepts, folding and structural techniques.* AAPG publicación especial N° 9. p: 260-296.
- BUCHANAN, P. G. (1991). **Geometries and kinematic analysis of inversions tectonics from analogue model studies.** PhD Thesis (unpubl.) University of London.
- BUCHANAN, P. G. & MCCLAY, K. R. (1991). **Sandbox experiments of inverted listric and planar faults systems.** In: P. R. COBBOLD (ed). *Experimental and numerical modeling of continental deformations.* Tectonophysics, 188,97-115.

- CASAS, A.M; GIL, I. y GÓMEZ, S. (1990). **Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicaciones.** Estudios Geol. 46. p: 385-398.
- CASE, J.E; HOLCOMBE, T.L. y MARTIN, R.G. (1984). **Map of geologic provinces in the Caribbean region.** En BONINI, W.E.; HARGRAVES, R.B. y SHAGAN, R. *The Caribbean south American plate boundary and regional tectonics.* Geological Society of America. Memoria 162. p: 1-30.
- CHAPPLE, W. M., 1978, **Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts,** *Geological Society of America Bulletin*, v.89, pp. 1189-1198.
- COOPER M. Y TRAYNER P.M. (1986) **Thrust-surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques.** Great Britain. **J.S.G.** 8(3) p: 305-312.
- CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1962). Mapa de geología de superficie a escala 1:50.000, hojas C5-A y B5-C.
- CROWELL, J. C. (1974). Sedimentation **along the San Andreas Fault, California,** in DOTT, R.H., & SHAVER, R.H., eds, *Modern and ancient geosynclinal sedimentation:* Society of economic paleontologist and mineralogist, Special publication, 19, 292-303p.
- DAHLSTROM, C. D.A. (1969) **Balanced cross sections** en Foster N.H. y Beaumont E.A. (eds.) *Structural concepts and techniques I. Basic concepts, folding and structural techniques.* AAPG publicación especial N° 9. p: 635-659.

- DAHLSTROM, C.D.A. (1969). **Balanced cross sections**. Canadian J. Earth sci 6, p: 743-757.
- DENGO C. Y COVEY M., (1993). **Structure of the eastern cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics**. AAPG Bulletin, v.77, n°8, pp.1315 – 1337
- DÍAZ DE GAMERO, M.L. (1968). **Paleontología de la Formación El Veral (Mioceno), Estado Falcón**: GEOS, UCV, Caracas, (17): 7-51.
- DÍAZ DE GAMERO, M.L. (1977). **Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón**. Venezuela, Universidad Central de Venezuela. Caracas, GEOS 22, p: 3-60.
- DÍAZ DE GAMERO, M.L. (1985). Estratigrafía de Falcón Nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas; (1): 454-502.
- DÍAZ DE GAMERO, M.L. (1989). **El Mioceno Medio y Temprano de Falcón septentrional**. GEOS (29): 25-35.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L.; V. MITACCHIONE Y M. RUÍZ, (1988). **La Formación Querales en su área tipo, Falcón noroccidental, Venezuela**, Soc. Venez. Geol., Bol., 34: 34-46.
- ELLIOTT D. (1982) **The construction of balanced cross-section**. en Foster N.H. y Beaumont E.A. (eds.) *Structural concepts and techniques I. Basic concepts, folding and structural techniques*. AAPG publicación especial N° 9. 651 p.

- ESPINOLA, E. Y OLLARVES, R. (2002). **Estudio tectonoestratigráfico del borde septentrional de la cuenca de barlovento, estado Miranda: implicaciones neotectónicas.** Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- ERLICH, R. y BARRETT, S. (1990). **Cenozoic plate tectonics history of the northern Venezuela-Trinidad area.** Tectonics 9(1). P: 161-184.
- ESTEVEZ, J. Y E. VILLALTA, (1989). **Estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, distrito Miranda, estado Falcón,** Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 123 p., Inédito.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G.; DAIGNIERES, M. (1981). **An inverse problem in microtectonics for the peformation of stress tensor from fault striation analysis.** Journal of structural geology , 3 (1), p: 51-65.
- GIFFUNI, G., M. L. DÍAZ DE GAMERO Y M. CASTRO MORA, (1992). **Análisis secuencial del Neógeno de la región de Cumarebo, Falcón nororiental, basado en estudios bioestratigráficos,** Sociedad. Venezolana Geol., Bol., 46:7-15.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE, J. y PICARD, X. (1980). **Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas.** Caracas. Editorial Foninves, Tomo II, 624p.
- GONZÁLEZ, R. (1999). **Interpretación de un área y balanceo de una sección regional del flanco sur oriental de Perijá (Sierra de Perijá-costa occidental del lago de Maracaibo).** Trabajo Especial de Grado. Inédito U.C.V. Caracas.
- GRAF, C. (1969). **Estratigrafía cuaternaria del noreste de Venezuela.** Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo, Boletín informativo, 12(11): 393-416.



HALSE, G. W. (1937). **La estratigrafía del Distrito Buchivacoa, Estado Falcón,** Venezuela. Boletín geológico, 1(2-4): 183-193.

HAYWARD, A. B. y R. H. GRAHAM (1989). **Some possible characteristics of inversion,** en COOPER, M. A. y WILLIAMS, G.D., *Inversion Tectonics*, The Geological Society, Londres, 44, p.17-40.

HOSSACK, J. (1979). **The use of balanced cross-section in the calculation of orogenic contraction: a review.** en Foster N.H. y Beaumont E.A. (eds.) *Structural concepts and techniques I. Basic concepts, folding and structural techniques*. AAPG publicación especial N° 9. p: 653-659.

<http://www.mapasdevenezuela.com>

HUNTER, V. F. (1974). **A Mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern caribbean area.** En. JUNG, P. et. al. (eds) *contributions dedicated to the geology and paleobiology of the caribbean and adyacent areas*. The Kluger volume. Basilea, Suiza. 84(1). 520p.

INSTITUTO GEOGRÁFICO DE VENEZUELA SIMÓN BOLÍVAR (1969). **Mapa topográfico a escala 1:100.000,** Hoja 6249.

INSTITUTO GEOGRÁFICO DE VENEZUELA SIMÓN BOLÍVAR (1983). **Mapa topográfico a escala 1:25.000,** Hojas 6249-IV-NE, 6249-IV-SO, 6249-IV-NO y 6249-IV-SE.

KELLOGG, J. N. & BONINI, W. E. (1982). **Subduction of the caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American Plate.** American Geophysical Union. Tectonics, 1(3): 251-276.

- LAUBSCHER H.P. (1987) **The kinematic puzzle of the neogene northern andes.** en Schaer J.P. y Rodgers J., *The anatomy of mountain ranges*. Princeton University Press, Princeton, N.J. p: 211-229.
- LEAL, F. y RIVERO, O. (2004). **Estudio de litofacies y quimioestratigrafía de la sección superior de la Formación Paraíso, como herramienta para determinar posibles características de potencialidad generadora y/o almacenadora de hidrocarburos en la sección geológica del Río Paraíso.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- LETOUZEY J. (1990). Fault **reactivation, inversion and fold-thrust belts**, en Letouzey J., *Petroleum and tectonics in mobile belts*, IFP, p. 101-128.
- LIDDLE, R. (1928). **The geology of Venezuela and Trinidad.** Texas, J. P. Mac Gowan. 552p.
- MACELLARI, C.E. (1995). **Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia.** AAPG., memoria 62, p: 757-780.
- MANDL, G., 1988, **Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts developments in structural geology.** Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 407 pp.
- MANN, P., SCHUBERT C. Y BURKE K. (1999) **Review of Caribbean neotectonics.** en Dengo G. y Case J.E., *The Caribbean region, The Geological Society of America, The Geology of North America*, volumen H. p:307-338.
- MARRETT, R., AND BENTHAM, P.A., (1997), **Geometric analysis of hybrid fault-propagation / detachment folds:** *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 243-248.

- MARSHAK, S y WOODWARD, N. (1988). **Introduction to cross-section balancing**. En MARSHAK, S. Y MITRA, G. *Basic methods of structural geology*, New Jersey, Prentice Hall, p: 303-332.
- MCCLAY, K. R. & P. G. BUCHANAN, (1992). **Thrust faults in inverted extensional basins**, En K. MCCLAY, *Thrust tectonics*, Chapman and Hall, Londres, pp. 93-104
- MEDWEDEFF, D. Y SUPPE, J. (1997). **Multibend fault-ben-folding**. *Journal of structural geology* 19(2-3), p:279-292.
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS, VENEZUELA (1970). **Léxico estratigráfico de Venezuela**: Boletín de Geología, Caracas, Publicación Especial, 1,1p. 1-728.
- MITRA, S. (1992). **Balanced structural interpretations in fold and thrust belts**. En MITRA, S. Y FISHER, G. *Structural geology of fold and thrust belt*, Baltimore, USA, Johns Hopkins University, p: 53-77.
- MITRA S. (1993) **Geometry and kinematic evolution of inversion structures**. *AAPG Bulletin*, 77(7). p: 1159-1191.
- MITRA G. y MITRA S. (1988). **Basic methods of structural geology**. Prentice Hall, New Jersey, 446 p.
- MUESSIG, K. (1978). **The central Falcón igneus suite, Venezuela; alkaline basaltic intrusions of Oligocene- Miocene age**. 8va. Conferencia Geológica Del Caribe. Antillas Holandesas.
- MUESSIG, K (1984). **Structure and cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela, and adjacent areas**. *Geological Society of America, memoria* 162, p: 217-230.

- MUESSIG, K (1984). **Structure and cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela, and adjacent areas.** Geological Society of America, memoria 162, p: 217-230.
- OLDOW, J.; BALLY, A. y AVE, H. (1990). GSA boulder (18): 991-994.
- OSTOS, M. (1990). **Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe, basado en datos Geoquímicos.** GEOS #30. p:1-294.
- PARRA, M. (2001). **Interpretación estructural y balanceo de un transecto regional del flanco sur de los andes venezolanos, estado Táchira.** Trabajo Especial de Grado. Inédito. UCV, Caracas.
- PETZALL, C. K. de, (1959). **Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el anticlinal de La Vela, Estado Falcón.** Asoc. Venez. Geol. Min. y Petról., Bol. Inform., 10: 269-320.
- PINDELL J. Y BARRETT S. (1990) **Geological evolution of the caribbean region; a plate-tectonic perspective.** en Dengo G. y Case J.E., *The Caribbean region, The Geological Society of America, The Geology of North America*, volumen H. p: 405-431.
- PINDELL, J. L. et. al. (1998). **Cenozoic palinspatic reconstruction, paleogeographic evolution and hidrocarbon setting of the northern margin of South America.** En: PINDELL, J. L. y DRAKE, C. (eds). *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America.* Soc.Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 58, 45-85.
- PORRAS, L. (2000). **Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire.** Ponencia VII Simposio Bolivariano,

exploración petrolera en las cuencas Subandinas. Memoria (p:279-292). Caracas, Venezuela. Sociedad Venezolana de Geólogos

RAMSAY, J. G. y M. I. HUBER, 1987, **The techniques of modern structural geology, volume 2: folds and fractures**. Academic Press, London. 309-700.

RENZ, H. (1948). **Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, state of Falcón**, Venezuela. GSA. Memoria 32. 219p.

REY, O. T., (1990). **Análisis comparativo y correlación de las formaciones Codore y La Vela, estado Falcón**. Universidad Central de Venezuela, Tesis de M. Sc., 162 p., Inédito.

SASSI, W., B. COLLETTA, P, BALÉ Y T. PAQUEREAU, (1993), **Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics**, *Tectonophysics*, v. 226, pp. 97-112.

SCHUBERT, C. & R. S. SIFONTES (1970). **Boconó fault, Venezuelan Andes: science**, (175): 560-561.

SENN, A., 1935. **Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord Marokko**, *Eclog. Geol. Helv.*, 28(1):51-113, 369-373.

SHAW J. y SUPPE J. (1994). **Active faulting and growth folding in the eastern Santa Barbara Channel, California**. Geological Society of America Bulletin 106:607-626.

SHAW J., HOOK S. y SUPPE J. (1994). **Structural trend analysis by axial surface mapping**. AAPG Bulletin, 78(5): 700-721

- SILVER, E. A., J. E. CASE y H. J. MACGILAVRY (1975). **Geophysical study of the venezuelan borderland**: GSA Bulletin. (86): 213-226.
- STAINFORD, R. (1962). **Definitions of some newstratigraphic units in western Venezuela Las Pilas, Cocuiza, Vergel, El Jebe, Tres Esquinas and Nazaret**. Boletín informativo 5 (10): 279-282.
- SUPPE J. (1983) **Geometry and kinematic of fault-bend-folding**. en Foster N.H. y Beaumont E.A. (eds.) *Structural concepts and techniques I. Basic concepts, folding and structural techniques*. AAPG publicación especial N° 9. p: 422-461.
- SUPPE J. (1985) **Principles of structural geology**. New Jersey. Prentice-Hall. 537 p.
- SUPPE, J & J. K. CROUCH (1993). **Neogene tectonic evolution of the Los Angeles basin and inner borderland: A model for core complex-like crustal extension**. Geol. Soc. America Bull. v. 105, p. 1415-1434.
- SUPPE, J. y MEDWEDEFF, D. A. (1984). **Fault propagation folding, abstracts with programs**. GSA, bulletin 16, p:670.
- SUPPE, J. y MEDWEDEFF, D. A. (1990). **Geometry and kinematics of fault-propagation-folding**. Eclogae Geol. Helv., 83(3), p: 409-454.
- TEARPOCK, D. Y BISCHKE, R. (1991). **Applied subsurface geological mapping**. New Jersey, Prentice Hall, p: 646.
- VALLENILLA L. P., (1961). **Estratigrafía de las formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipo, Estado Falcón**. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. 4 (12) : 29-78.

- VANN, I. R., GRAHAM, R. H. & HAYWARD, A. B. (1986). **The structure of mountain fronts**. Gran Bretaña. JSG. 8(3), p. 215-227.
- WHEELER, C. (1960). **Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental**. Ponencia presentada en el III Congreso Geológico Venezolano, Boletín Geológico, Publicación Especial 3, p: 407-465.
- WHEELER, C. (1960). **Oligocene and lower Miocene stratigraphy pf western and northwestern Falcon basin**, Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bulletin, 47(1): 35-68.
- WILLIAMS, G. D.; POWELL, C. M. y COOPER, M. A. (1989). **Geometry and kinematics of inversion tectonics**. En COOPER, M. A. Y WILLIAMS, G. D. *Inversion tectonics*. Londres, The Geological Society, p: 3-15.
- WILLISTON, S. H. Y C. R. NICHOLS, (1928). **The Geology of Venezuela and Trinidad**, by R. A Liddle, Review, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 12(4): 445-451.
- WOZNIAK, J. Y M. H. WOZNIAK, (1987). **Bioestratigrafía de la región nor-central de la Serranía de Falcón, Venezuela nor-occidental**, Bol. de Geología (Venezuela), 16(28): 101-139.
- ZAMBRANO, E., VÁSQUEZ E. (1971) **Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela**. Memoria del IV Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, pp.