

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LAS FORMACIONES DE  
EDAD PRECRETÁCICA PARA EL BLOQUE 15 EN BASE A  
REGISTROS DE POZOS Y SISMICA 2D/3D**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE  
INGENIERA GEÓLOGA**

**EVELIN GABRIELA GUTIÉRREZ TAMAYO**

evelingutierrez@hotmail.com

**DIRECTOR: ING. RAMÓN VERA**

rhveral@yahoo.com

**Quito, Enero 2011**

## **DECLARACIÓN**

Yo, Evelin Gabriela Gutiérrez Tamayo, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría, que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación personal; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

---

EVELIN GABRIELA GUTIÉRREZ TAMAYO

## **CERTIFICACIÓN**

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Evelin Gabriela Gutiérrez Tamayo, bajo mi supervisión.

---

**Ing. Ramón Vera**  
**DIRECTOR DE PROYECTO**

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios quien me permitió culminar esta meta y no me dejó sola ni por un instante.

A mis padres por su apoyo y amor sin límite, han sido la razón para continuar sin decaer cada día de mi vida, son para mí, el ejemplo más claro de que el éxito está ligado al amor pero siempre bajo los ojos de Dios.

A mis amados hermanos, Alex y Sebas, quienes fueron mi fuerza y la razón para estar aquí y si algo pueden tomar como ejemplo es su propio amor, paciencia y constancia que fue lo que a mi me mantuvo siempre en pie.

Al Ing. Manuel Rivera quien me dio la oportunidad y la confianza para poder realizar este proyecto.

A mis tutores en este proyecto Ing. Ramón Vera, Dr. José Burgos, Ing. Xavier Mora, Dr. Arturo Egüez, Ing. Janeth Gaibor por su amistad, tiempo y dedicación que permitieron que este proyecto se cristalice.

A Petroamazonas EP y a cada uno de sus profesionales en especial al Ing. Marlon Díaz, quienes siempre me brindaron su apoyo y conocimiento, y para quienes espero que este proyecto les sea de utilidad.

A cada uno de mis profesores en esta gran institución fueron quienes me regalaron el mayor de mis tesoros su conocimiento. Gracias por su tiempo, experiencia y dedicación.

A mis abuelitos Piedad y Guillermo, mis tíos Aracely y César por su cariño y apoyo.

A Marco Andrés por su apoyo y por darme fuerza cada día a lo largo de todo este proyecto.

A Diana, Glenda, Pamela, Sandy, Silvia, María José, María Fernanda, Janeth C., Moni, Diego, Jonathan, Fabián O., Ernesto, Bruce, Carlos, Fabián V. y Memo por el regalo de su amistad a lo largo de este período de mi vida.

## **DEDICATORIA**

A la gloria de Cristo.

A mi padre Ramiro por ser el mejor ser humano que he conocido en mi vida, incansable y trabajador, a mi madre Guadalupe por el gran modelo de mujer y ser humano, de la que algún día me conformaría con ser aunque sea solo su reflejo.

Mami lo logramos!!!

A mi amado y sabio abuelo Fausto Guillermo Tamayo Tapia.

## RESUMEN

La caracterización geológica de las formaciones de edad precretácica dentro del Bloque 15 constituye un aporte en el conocimiento de esta secuencia muy poco estudiada dentro de la Cuenca Oriente cuyo principal foco exploratorio debido a su interés económico corresponde a la secuencia de edad cretácica.

En función de los datos de registro de pozo y datos sísmicos fue posible realizar una caracterización litológica y estructural de la secuencia precretácica dentro del Bloque 15. La caracterización litológica incluyó la revisión de los registros masterlog y la reinterpretación de los rípios de perforación en los intervalos de interés de los pozos que atravesaban la sección precretácica. De los rípios de perforación se pudo realizar la reinterpretación en base al estudio en binocular y del análisis de secciones delgadas. Posteriormente se realizó la correlación sísmico-geológica lo que nos permitió caracterizar estructuralmente y sismoestratigráficamente a la secuencia dentro de la zona de estudio en base a los datos de sísmica 2D y 3D disponibles.

Del análisis litológico se logró identificar a la Formación Chapiza a sus miembros inferior y medio compuestos por Capas Rojas y a su miembro superior compuesto de Riolitas y Tobas Riolíticas. También se pudo caracterizar al Basamento que se determinó lo componen anfíbolitas y metagranitos. La distribución de estas formaciones a lo largo del Bloque 15 obedecen condiciones geodinámicas que toman forma una vez se tiene claro el marco estructural dominante.

Del análisis estructural se identifican dos familias de fallas distintas que afectan la secuencia precretácica. La Familia 1 corresponde a un sistema extensional de fallas asociadas a un sistema de rift asimétrico y en donde la extensión es transmitida mediante enlaces suaves lo que implica que no existen fallas de rumbo desarrolladas. La Familia 2 de fallas corresponde a un sistema conjugado de fallas asociadas a una fase compresiva con una componente de rumbo y que es posterior a la fase extensiva responsable de la primera familia de fallas.

Una vez con el marco estructural de la zona claro y con las descripciones litológicas así como con la asignación de las sismofacies fue posible definir las etapas de deformación a las que fue sometida la secuencia precretácica.

## ÍNDICE

	Pág.
<b>CAPÍTULO I.....</b>	<b>1</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDIO.....	2
1.2.1 Ubicación.....	2
1.2.2 Morfología.....	3
1.2.3 Clima.....	3
1.3 OBJETIVOS.....	6
1.4 ALCANCE.....	7
1.5 METODOLOGÍA.....	7
<b>CAPÍTULO II.....</b>	<b>9</b>
<b>2. GEOLOGÍA REGIONAL.....</b>	<b>9</b>
2.1 GEODINÁMICA ACTUAL.....	9
2.2 GENERALIDADES.....	11
2.3 ESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA CUENCA ORIENTE DEL ECUADOR.....	13
2.3.1 Basamento Cristalino (PRECAMBRICO).....	13
2.3.2 Formación Pumbuiza (Devónico).....	14
2.3.3 Formación Macuma (Carbonífero - Pérmico).....	15
2.3.4 Formación Sacha (Triásico Medio - Jurásico).....	19
2.3.5 Formación Santiago (Hettangiano Tardío - Sinemuriano).....	20
2.3.6 Formación Chapiza/Misahualli (Jurásico Medio - Cretácico Temprano).....	23
2.3.7 Formación Hollín (Aptiano Temprano - Albiano Temprano).....	26
2.3.8 Grupo Napo (Albiano Temprano - Campaniano Medio).....	28
2.3.9 Formación Tena (Maastrichtiano Temprano - Paleoceno).....	32
2.3.10 Formación Tiyuyacu (Eoceno Temprano - Oligoceno Temprano).....	33
2.3.11 Formación Ortuaza (Oligoceno Temprano).....	35
2.3.12 Formación Chalcana (Mioceno).....	36
2.3.13 Formación Arajuno (Mioceno Medio - Mioceno Tardío).....	36
2.3.14 Formación Chambira (Mioceno Tardío - Plioceno).....	38
2.3.15 Formación Mesa (Plio - Pleistoceno).....	38
2.3.16 Formación Mera (Pleistoceno - Holoceno).....	39
2.4 MARCO ESTRUCTURAL REGIONAL.....	41
2.4.1 Dominio Occidental: Sistema Subandino.....	41
2.4.2 Dominio Central: Corredor Sacha - Shushufindi.....	43
2.4.3 Dominio Oriental: Sistema Invertido Capirón - Tiputini.....	43
2.5 ETAPAS DE DEFORMACIÓN.....	44
2.5.1 Extensión Precretácica.....	44
2.5.2 Extensión Napo Basal o Inferior? (Albiano a Cenomaniano).....	44
2.5.3 Extensión Napo Medio - Tena Inferior (Turoniano a Maastrichtiano).....	45
2.5.4 Inversión Tiyuyacu Inferior (Eoceno Inferior).....	45
2.5.5 Inversión Plioceno - Cuaternario.....	46
<b>CAPÍTULO III.....</b>	<b>47</b>
<b>3. MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>47</b>
3.1 TECTÓNICA DE SISTEMAS EXTENSIONALES.....	47
3.2 MAGMATISMO EN ZONAS DE RIFT INTRACONTINENTAL.....	56
3.2.1 Introducción.....	56
3.2.2 Desarrollo de Rifts Intracontinentales.....	57
3.2.3 Estadios en la Evolución Temporal de los Sistemas de Rift Intracontinental.....	59
3.2.4 Productos del Magmatismo en Zonas de Rift Continental.....	62
3.3 TECTÓNICA DE INVERSIÓN.....	62



3.3.1	<i>Inversión de Cuencas</i> .....	63
3.3.1.1	<i>Cantidad de Inversión</i> .....	64
3.3.1.2	<i>“Null Points”</i> .....	65
3.3.1.3	<i>Mecanismos de Reactivación de Fallas</i> .....	67
3.3.1.4	<i>Dinámica y Cinemática de Inversión de Cuencas</i> .....	68
3.3.1.5	<i>Estructuras de inversión</i> .....	69
3.4	<b>MÉTODOS SÍSMICO DE REFLEXIÓN:</b> .....	72
3.4.1	<i>Etapas en la Adquisición de Sísmica de Reflexión:</i> .....	72
3.4.2	<i>Secuencia de Procesamiento</i> .....	73
3.4.2.1	<i>Migración</i> .....	74
3.4.3	<i>Interpretación Sísmica</i> .....	82
3.4.3.1	<i>Interpretación Sismoestratigráfica</i> .....	85
3.5	<b>REGISTROS DE POZOS</b> .....	91
3.5.1	<i>Correlación y Litología</i> .....	92
3.5.1.1	<i>Registro de potencial Espontáneo (SP)</i> .....	93
3.5.1.2	<i>Registro de Rayos Gamma (GR)</i> .....	94
3.5.1.3	<i>Efecto Fotoeléctrico (Pe):</i> .....	96
3.5.2	<i>Resistividad</i> .....	96
3.5.2.1	<i>Dual Laterolog (DLL)</i> .....	98
3.5.2.2	<i>Inductivos</i> .....	99
3.5.2.3	<i>Herramientas Microresistivas (Msf, Mel)</i> .....	101
3.5.3	<i>Porosidad</i> .....	102
3.5.3.1	<i>Registros Neutrónicos</i> .....	103
3.5.3.2	<i>Registro de Densidad</i> .....	104
3.5.3.3	<i>Registro Sónico</i> .....	106
<b>CAPÍTULO IV</b> .....		<b>109</b>
<b>4. BLOQUE 15: INTEGRACIÓN DE DATOS DE POZO Y SÍSMICA DE REFLEXIÓN PARA EL PRECRETÁCICO</b> .....		<b>109</b>
4.1	<b>CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA EN POZOS QUE ATRAVIESAN FORMACIONES PRECRETÁDICAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	109
4.1.1	<i>Descripción Litológica de Pozos Tipo</i> .....	112
4.1.1.1	<i>Descripción de Ripios de Perforación</i> .....	112
4.1.1.2	<i>Descripción de Láminas Delgadas</i> .....	140
4.2	<b>GEOFÍSICA: INTERPRETACIÓN DE DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN</b> .....	146
4.2.1	<i>Base de Datos</i> .....	146
4.2.1.1	<i>Sísmica 2D</i> .....	146
4.2.1.2	<i>Sísmica 3D</i> .....	146
4.2.2	<i>Correlación Sísmico - Geológica</i> .....	148
4.2.2.1	<i>Atado de Sismogramas Sintéticos - Sísmica de Superficie</i> .....	148
4.2.3	<i>Interpretación de Horizontes de Interés y Generación de Mapas Estructurales en Tiempo</i> .....	156
4.2.3.1	<i>Interpretación de Horizontes de Interés</i> .....	156
4.2.3.2	<i>Elaboración de Mapas Estructurales en Tiempo para los Horizontes de Interés</i> .....	163
4.2.3.3	<i>Interpretación Sísmica Estructural</i> .....	166
<b>CAPÍTULO V</b> .....		<b>170</b>
<b>5. DISCUSIÓN Y RESULTADOS</b> .....		<b>170</b>
5.1	<b>CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE FORMACIONES PRECRETÁDICAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	170
5.1.1	<i>Riolitas y Tobas Riolíticas</i> .....	170
5.1.2	<i>Capas Rojas (“Red Beds”)</i> .....	171
5.1.3	<i>Rocas Metamórficas</i> .....	174
5.2	<b>ANÁLISIS ESTRUCTURAL PARA EL PRECRETÁCICO EN EL BLOQUE 15</b> .....	177
5.2.1	<i>Sector Este y Pañacocha</i> .....	177
5.2.1.1	<i>Familia 1 de Fallas: Fallas Listricas de Piel Gruesa Invertidas</i> .....	177
5.2.1.2	<i>Elementos Geométricos de Sistemas Extensionales de Fallas Identificados en Base a Datos Sísmicos en Tres Dimensiones</i> .....	190

5.2.1.3	<i>Familia de Fallas 2: Sistema Conjugado de Fallas de Rumbo</i> .....	198
5.2.2	<i>Sector Oeste</i> .....	206
5.3	EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA, ESTILOS TECTÓNICOS Y ETAPAS DE DEFORMACIÓN PROPUESTAS PARA LA SECUENCIA PRECRETÁCICA DENTRO DEL BLOQUE 15.....	212
5.3.1	<i>Secuencias Implicadas en la Deformación</i> .....	212
5.3.2	<i>Estilos Tectónicos y Etapas de Deformación que Afectaron a las Formaciones Geológicas Precretácicas</i> .....	218
5.4	ETAPAS DE DEFORMACIÓN.....	224
5.4.1	<i>Fase Compresiva: Precámbrico - Paleozoico</i> .....	224
5.4.2	<i>Fase Extensiva - Fase de Rifting: Triásico - Jurásico Temprano</i> .....	226
5.4.3	<i>Fase Compresiva Jurásico Medio - Cretácico Temprano</i> .....	229
5.5	LINEAMIENTOS GENERALES PARA PROSPECTIVIDAD DE LA SECUENCIA PRECRETÁCICA DENTRO DEL BLOQUE 15.....	233
	<b>CAPÍTULO VI</b> .....	<b>237</b>
6.	<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	<b>237</b>
6.1	CONCLUSIONES.....	237
6.2	RECOMENDACIONES.....	246
7.	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>248</b>
	<b>A N E X O S</b> .....	<b>254</b>
	<b>ANEXO 1: MAPA AL TOPE DEL BASAMENTO</b>	
	<b>ANEXO 2: MAPA AL TOPE FACIES 1</b>	
	<b>ANEXO 3: MAPA AL TOPE FACIES 2</b>	
	<b>ANEXO 4: MAPA AL TOPE DISCORDANCIA FACIES 3</b>	

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	UBICACIÓN CUENCA ORIENTE.....	2
Figura 1.2	MAPA DE UBICACIÓN CAMPOS BLOQUE 15.....	5
Figura 2.1	ESQUEMA DE LÍMITES DE PLACAS PARA ECUADOR.....	10
Figura 2.2	ESCALA GEOLÓGICA DEL TIEMPO CON INDICACIÓN DE CICLOS OROGÉNICOS.....	18
Figura 2.3	COLUMNA LITOLÓGICA FORMACIONES DE EDAD PRECRETÁCICA.....	40
Figura 3.1	TABLA DE CLASIFICACIÓN SISTEMAS EXTENSIONALES DE FALLAS.....	47
Figura 3.2	CLASIFICACIÓN SISTEMAS EXTENSIONALES DE FALLAS.....	48
Figura 3.3	GEOMETRÍAS COMPLEJAS EN SISTEMAS EXTENSIONALES DE FALLAS.....	50
Figura 3.4	MAPAS ISÓPACOS DE UNIDADES ACÚSTICAS LAGO TANGANYKA.....	51
Figura 3.5	UNIDAD BÁSICA GRABEN Y PERFILES ASIMÉTRICO CARACTERÍSTICOS.....	52
Figura 3.6	ENLACES DUROS EN UN SISTEMA EXTENSIONAL DE FALLAS.....	53
Figura 3.7	FORMACIÓN DE RAMPA DE TRANFERENCIA A PARTIR DE FALLAS CON GEOMETRÍA OBLICUA.....	55
Figura 3.8	RAMPA DE TRANFERENCIA FALLADA.....	56
Figura 3.9	RIFTING ACTIVO.....	57
Figura 3.10	MODELOS DE RIFTING ACTIVO Y PASIVO.....	58
Figura 3.11	ETAPAS CLÁSICAS EN LA EVOLUCIÓN DE UN RIFT INTRACONTINENTAL.....	60
Figura 3.12	INVERSIÓN DE UN SEMIGRABEN POR REACTIVACIÓN DE LAS FALLAS DE UNA CUENCA.....	63
Figura 3.13	EL CONCEPTO DE REGIONAL PARA EXTENSIÓN E INVERSIÓN.....	64
Figura 3.14	GRADOS DE INVERSIÓN MOSTRANDO LA MIGRACIÓN DEL “NULL POINT” ...	65
Figura 3.15	DISCORDANCIA ENTRE SECUENCIA SYN-RIFT Y POST-RIFT.....	66
Figura 3.16	DESARROLLO DE “NULL POINTS” PARA HISTORIAS DE MULTIPLES MOVIENTOS DE UNA FALLA.....	66
Figura 3.17	CÍRCULO DE MOHR ILUSTRANDO LOS EFECTOS DE UNA REDUCCIÓN EN LA COHESIÓN A LO LARGO DE LA SUPERFICIE DE FALLA.....	67
Figura 3.18	ESTRUCTURAS DE INVERSIÓN.....	71
Figura 3.19	PCP DESPLAZADO DE LA POSICIÓN SÍSMICA A LA POSICIÓN REAL.....	75
Figura 3.20	DETERMINACIÓN MANUAL DE $\Delta x$ Y $\Delta y$ .....	75
Figura 3.21	DATA SÍSMICA NO MIGRADA DE UN SINCLINAL.....	76
Figura 3.22	DATA SÍSMICA NO MIGRADA DE UN SINCLINAL.....	76
Figura 3.23	REFLEXIONES VIRTUALES $\varepsilon_i, x_i, R_i$ QUE “VE” EL PROCESAMIENTO EN LUGAR DE LAS DIFRACCIONES REALES $\varepsilon_i, PR_i$ .....	77
Figura 3.24	RESULTADOS DE DATA SÍSMICA MIGRADA A PARTIR DE 3 ENFOQUES Y MODELO 3D.....	78
Figura 3.25	CONVOLUCIÓN.....	81
Figura 3.26	EJEMPLO DE SISMOGRAMA SINTÉTICO POZO EDÉN A-001.....	82
Figura 3.27	RELACIONES DE ESTRATOS CON LOS LÍMITES DE SECUENCIA.....	87
Figura 3.28	ONLAP.....	87
Figura 3.29	DOWNLAP.....	88
Figura 3.30	ONLAP.....	88
Figura 3.31	TRUINCACIÓN EROSIONAL.....	88
Figura 3.32	CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES PARALELA Y SUBPARALELA.....	89
Figura 3.33	CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES DIVERGENTE.....	89
Figura 3.34	CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES PROGRADANTE.....	90
Figura 3.35	CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES CAÓTICA.....	91
Figura 3.36	CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES SIN REFLEXIÓN.....	91
Figura 3.37	SECCIÓN DE UN REGISTRO GAMMA.....	95
Figura 3.38	CUBO UNITARIO.....	97
Figura 3.39	REGISTRO DE RESISTIVIDAD.....	101
Figura 3.40	REGISTRO COMPUESTO DENSIDAD-NEUTRÓN.....	106
Figura 4.1	UBICACIÓN DE POZOS SOBRE LOS VOLÚMENES SÍSMICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	111
Figura 4.2a	UBICACIÓN DE POZOS EN EL SECTOR OESTE DEL BLOQUE.....	112
Figura 4.2b	UBICACIÓN DE POZOS EN EL SECTOR ESTE DEL BLOQUE.....	113

Figura 4.2c	UBICACIÓN DE POZOS EN EL SECTOR PAÑACOA DEL BLOQUE .....	114
Figura 4.3a-1	REGISTRO COMPUESTO EN MD (MEASURE DEPTH).....	115
Figura 4.3a-2	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO PALMERAS NORTE A – 1 .....	117
Figura 4.3b-1	REGISTRO DE EVALUACIÓN DE FORMACIÓN EN TMD (TRUE MEASURE DEPTH).....	119
Figura 4.3b-2	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO YANAQUINCHA ESTE A – 1.....	121
Figura 4.3c-1	REGISTRO COMPUESTO EN MD (MEASURE DEPTH).....	122
Figura 4.3c-2	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO QUINDE A – 1.....	124
Figura 4.3d-1	MASTERLOG EN MD (MEASURE DEPTH).....	125
Figura 4.3d-2	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO EDEN A – 1 .....	127
Figura 4.3e-1	REGISTRO DE EVALUACIÓN DE FORMACIÓN EN TMD (TRUE MEASURE DEPTH).....	128
Figura 4.3e-2	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO TUMALI – 1 .....	130
Figura 4.3f-1	REGISTRO DE EVALUACIÓN DE FORMACIÓN EN TMD (TRUE MEASURE DEPTH).....	131
Figura 4.3f-2	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO EDÉN B – 1 .....	133
Figura 4.3f-3	REGISTRO DE BROCAS.....	134
Figura 4.3g-1	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA EN BASE A RIPIOS DEL POZO PAÑACOA-1 ....	136
Figura 4.3g-2	MUDLOG.....	137
Figura 4.3h-1	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA EN BASE A RIPIOS DEL POZO PAÑACOA-1 ....	139
Figura 4.4	UBICACIÓN DE LOS VOLÚMENES SÍSMICOS Y SÍSMICA 2D EN EL BLOQUE 15 .....	147
Figura 4.5	SISMOGRAMA SINTÉTICO DEL POZO TIPO.....	149
Figura 4.6	CORRELACIÓN SÍSMICO – GEOLÓGICA: ATADO SISMOGRAMA SINTÉTICO – SÍSMICA DE SUPERFICIE .....	150
Figura 4.7	SISMOGRAMA SINTÉTICO DE UN POZO UBICADO EN UN TRAZA EN UN AMBIENTE 3D.....	152
Figura 4.8	SISMOGRAMA SINTÉTICO DE UN POZO UBICADO EN UNA LÍNEA EN UN AMBIENTE 3D.....	153
Figura 4.9	SISMOGRAMA SINTÉTICO – REGISTROS DE INTERÉS DE UN POZO UBICADOS EN UNA LÍNEA EN UN AMBIENTE 3D.....	154
Figura 4.10	RESULTADO DE LA CORRELACIÓN SISMOGRAMAS – SÍSMICA DE POZO EN UN AMBIENTE 3D.....	155
Figura 4.11	HORIZONTES DEFINIDOS EN EL TRANCURSO DEL ESTUDIO PARA LOS SECTORES ESTE Y PAÑACOA DEL BLOQUE 15 .....	158
Figura 4.11a	HORIZONTES FACIES SÍSMICAS DEFINIDAS PARA LOS SECTORES ESTE Y PAÑACOA DEL BLOQUE 15.....	159
Figura 4.12	HORIZONTES Y FACIES SÍSMICAS QUE SE HAN DEFINIDO EN EL TRANCURSO DEL ESTUDIO PARA LOS SECTOR PAÑACOA DEL BLOQUE 15 .....	162
Figura 4.13	HORIZONTES PICADOS PARA EL ESTUDIO EN EL BLOQUE 15.....	163
Figura 4.14	GRID DEL HORIZONTES AL TOPE BASAMENTO PARA EL SECTOR ESTE EN EL BLOQUE 15 EN 3D.....	164
Figura 4.15	MAPA ESTRUCTURAL EN TIEMPO AL TOPE BASAMENTO PARA EL SECTOR ESTE DEL BLOQUE 15.....	165
Figura 4.16	TIPOS DE VOLÚMENES SÍSMICOS UTILIZADOS EN LA INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL.....	166
Figura 4.17	LINEACIONES INTERPRETADAS EN LOS DATOS SÍSMICOS 3D.....	168
Figura 4.18	INTERPRETACION DE PLANOS DE FALLAS EN LOS VOLÚMENES SÍSMICOS.	169
Figura 5.1	DISTRIBUCIÓN DE LA LITOLOGÍA PRECRETÁCICA EN BASE A RIPIOS DE PERFORACIÓN DE LOS POZOS ESTUDIADOS EN EL BLOQUE 15 .....	176
Figura 5.2	SECCIÓN O-E N°1 PARA EL SECTOR ESTE Y PAÑACOA.....	178
Figura 5.3	PATRÓN DE REACTIVACIÓN DE LAS FAMILIAS DE FALLAS 1.....	180

Figura 5.4	SECCIÓN N-S N°1 PARA EL SECTOR ESTE .....	183
Figura 5.5	SECCIÓN O-E N°2 PARA EL SECTOR ESTE .....	184
Figura 5.6	SECCIÓN O-E N°3 PARA EL SECTOR ESTE .....	185
Figura 5.7	SECCIÓN O-E N°4 PARA EL SECTOR ESTE .....	186
Figura 5.8	SECCIÓN O-E N°5 PARA EL SECTOR ESTE .....	188
Figura 5.9	SECCIÓN N-S N°1 PARA EL SECTOR PAÑACocha .....	189
Figura 5.10	TIME SLICE A 1 862 m. CON LOS PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES SECTOR ESTE Y PAÑACocha .....	190
Figura 5.11	VARIACIÓN DE ESPESOR EN REFLECTORES GUÍA LA SECCIÓN CRETÁCICA.....	191
Figura 5.12	SECCIÓN ASIMÉTRICA CARACTERÍSTICA DEL MODELO DE ROSENDAHL RECONOCIDA EN EL GRABEN A DEL SECTOR ESTE .....	192
Figura 5.13	ZONA DE TRANSFERENCIA COLATERAL ASOCIADA CON FALLAS SINTÉTICAS EN EL SECTOR ESTE.....	194
Figura 5.14	ZONA DE TRANSFERENCIA COLATERAL SIMPLE EN EL SECTOR ESTE .....	196
Figura 5.15	TRANSFERENCIA COLATERAL SIMPLE ASOCIADA CON FALLAS SINTÉTICAS EN EL SECTOR ESTE.....	197
Figura 5.16	RAMPA DE TRANSFERENCIA EN EL SECTOR ESTE.....	199
Figura 5.17	EVIDENCIA DE RASGOS ANÓMALOS EN “TIME SLICE” A 1 862 m.....	200
Figura 5.18a	EVIDENCIA DE FALLA TRANSCURRENTE DEXTRAL .....	201
Figura 5.18b	EVIDENCIA TRES Y CUATRO DE FALLA TRANSCURRENTE.....	202
Figura 5.19	EVIDENCIA DE RASGOS ANÓMALOS EN “TIME SLICE” A 1 862 m. SECTOR PAÑACocha .....	203
Figura 5.20a	EVIDENCIA UNO DE FALLA TRANSCURRENTE DEXTRAL EN EL SECTOR PAÑACocha .....	204
Figura 5.20b	EVIDENCIA UNO DE FALLA TRANSCURRENTE SINISTRAL EN EL SECTOR PAÑACocha .....	204
Figura 5.20c	EVIDENCIA DE FALLAS TRANSCURRENTES EN EL SECTOR PAÑACocha ....	205
Figura 5.20d	EVIDENCIA DOS DE FALLA TRANSCURRENTE DEXTRAL EN EL SECTOR PAÑACocha .....	205
Figura 5.21	SISTEMA CONJUGADO DE FALLAS TRANSCURRENTES SECTOR ESTE – PAÑACocha .....	207
Figura 5.22	EXPERIMENTO DE RIEDEL.....	208
Figura 5.23	SECCIÓN O-E N°1 PARA EL SECTOR OESTE .....	210
Figura 5.24	TIME SLICE A 2 042 m - CON LOS PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES SECTOR OESTE.....	211
Figura 5.25	FALLAS EN SEDIMENTOS DE RELLENO DE GRABEN – SECTOR OESTE .....	212
Figura 5.26	COLUMNA DE CORRESPONDENCIA LITOLÓGICA – FACIES SÍSMICA PARA FORMACIONES DE EDAD PRECRETÁCICA .....	216
Figura 5.27	SECCIONES ESTRUCTURALES A TRAVÉS DE LOS SISTEMAS CENTRAL Y ORIENTAL .....	225
Figura 5.28	ESQUEMA ILUSTRATIVO DEL BASAMENTO Y SEDIMENTOS PALEZOICOS ...	227
Figura 5.29	ESQUEMA ILUSTRATIVO BLOQUE 15 FASE EXTENSIVA - FASE DE RIFTING: TRIÁSICO - JURÁSICO TEMPRANO .....	230
Figura 5.30	ESQUEMA ILUSTRATIVO SECTOR ESTE - PAÑACocha FASE COMPRESIVA JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO .....	234
Figura 6.1	ESQUEMA ILUSTRATIVO ETAPAS DE DEFORMACIÓN PARA LA SECUENCIA PRECRETÁCICA EN EL BLOQUE 15 .....	246

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1	CLASIFICACIÓN DEL TIPO DE REGISTROS EN FUNCIÓN DE SUS APLICACIONES.....	92
Tabla 3.2	VALORES DE GAMMA RAY PARA LAS PRINCIPALES LITOLOGÍAS.....	96
Tabla 4.1	LISTA DE POZOS QUE LLEGAN A FORMACIONES DE EDAD PRECRETÁICAS .....	109
Tabla 4.2	DESCRIPCIÓN DE SECCIÓN DELGADA MUESTRA 01 .....	140-141
Tabla 4.3	DESCRIPCIÓN DE SECCIÓN DELGADA MUESTRA 02.....	142-143
Tabla 4.4	DESCRIPCIÓN DE SECCIÓN DELGADA MUESTRA 03.....	144-145
Tabla 5.1	LISTA DE POZOS SECTOR OESTE DEL BLOQUE 15 CON LITOLOGÍA DE RIOLITAS Y TOBAS ÁCIDAS .....	170
Tabla 5.2	LISTA DE POZOS POR SECTOR CON LITOLOGÍA DE CAPAS ROJAS EN EL BLOQUE 15 .....	171
Tabla 5.3	LISTA DE CON LITOLOGÍA DE ROCAS METAMÓFICAS EN EL BLOQUE 15 .....	174

## **CAPÍTULO I**

### **1. INTRODUCCIÓN**

#### **1.1 *IMPORTANCIA DEL ESTUDIO***

Hoy en día el petróleo representa alrededor del 40% de los ingresos por exportación que recibe el país y también del presupuesto del gobierno nacional, lo que hace imprescindible la existencia de un continuo desarrollo en el proceso de exploración petrolera con el fin de proponer nuevos prospectos, que sean de beneficio para el país.

La Cuenca Oriente es muy atractiva desde el punto de vista económico debido a su alto potencial hidrocarburífero, lo que ha generado a lo largo de las últimas décadas una alta densidad de información en base al uso de diferentes tipos de herramientas y métodos exploratorios, los cuales han sido a su vez mejorados obedeciendo el avance tecnológico. Sin embargo es importante notar que se ha dado un mayor énfasis al estudio y tratamiento de datos correspondientes a las formaciones de edad Cretácica, ya que ellas constituyen el foco de interés económico para la industria. El principal concepto mediante el cual se ha realizado la exploración en la Cuenca Oriente, es principalmente el de entrapamiento de tipo estructural. Sin embargo, tal práctica ha llegado a un punto, en que el número de estructuras por perforar y su tamaño se han reducido notablemente; tal situación ha motivado la búsqueda de nuevas posibilidades con ayuda de: tecnología innovadora así como también, el estudio de formaciones geológicas que en el pasado fueron relegadas.

Este proyecto propone una caracterización geológica de las formaciones de edad Precretácica y que se restringe a las áreas de operación de Petroamazonas E. P. (PAM), específicamente el Bloque 15. El estudio se llevará a cabo en base principalmente a: información bibliográfica, informes técnicos, registros de pozos y sísmica 2D/3D. Todos estos datos serán integrados de manera que nos permitan definir posibles objetivos de exploración para el Bloque 15.

La determinación de posibles prospectos, serían un avance importante en la exploración del precretácico dentro del bloque y además en toda la Cuenca Oriente, lo que generaría importante aporte de datos y que podría llevar a un mayor entendimiento y conocimiento científico de dicha cuenca.

## 1.2 **ÁREA DE ESTUDIO**

### 1.2.1 **Ubicación**

La Cuenca Oriente se encuentra ubicada en los Andes Septentrionales al este de Sudamérica y es una cuenca de ante-país que abarca un área aproximada de 100 000 km<sup>2</sup>, se extiende hacia el Norte a Colombia, donde se la conoce como Cuenca Putumayo, mientras que en Perú al Sur, la conoce como Cuenca Marañón. La Cuenca Oriente forma parte de un sistema de cuencas subandinas que se extienden de Norte a Sur desde Venezuela hasta Argentina (Figura 1.1).

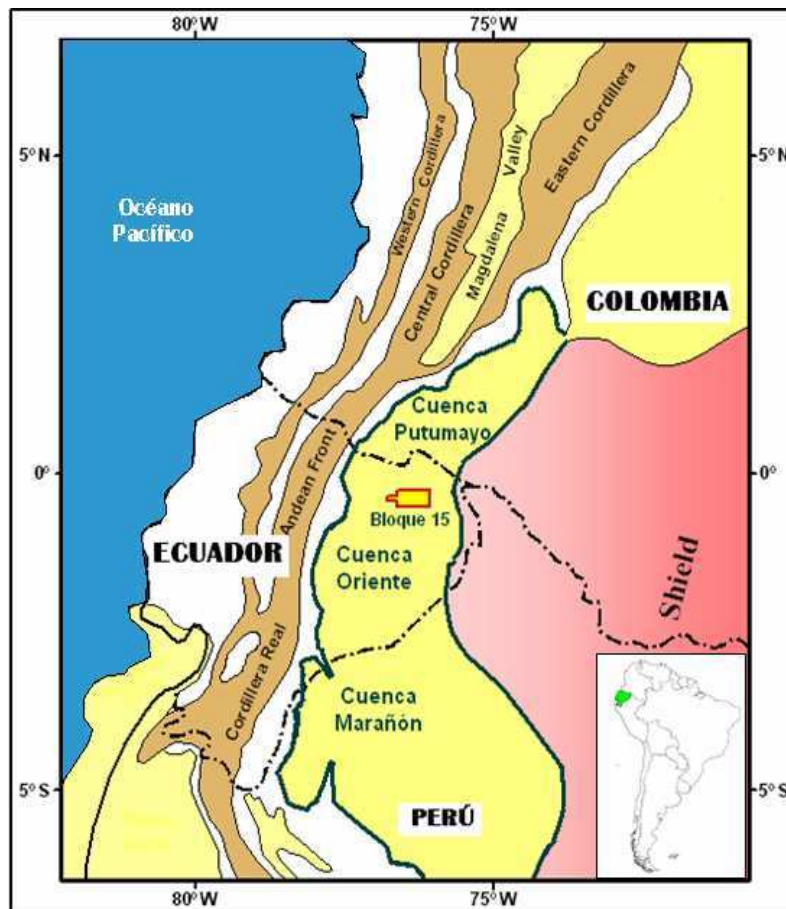


Figura 1.1 UBICACIÓN CUENCA ORIENTE (Modificado de Neher; 2005)



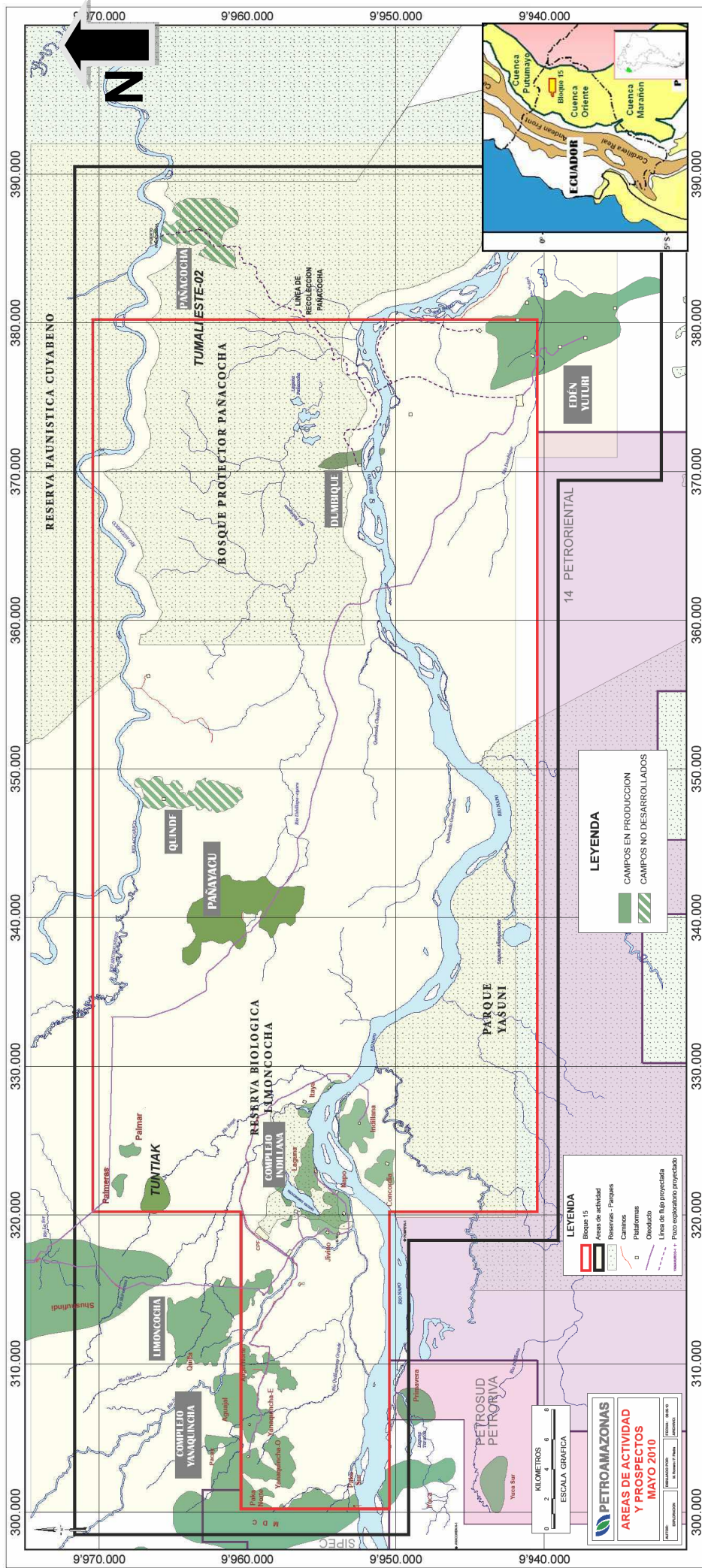
El área de estudio (Bloque 15) se ubica en el Noreste de la Cuenca Oriente y está comprendida entre las coordenadas UTM: 298 573,5 al Este; 390 532,71 al Oeste; 9 971 463,41 al Norte y 9 931 982,85 al Sur. Se sitúa entre las provincias de: Sucumbíos (cantones Shushufindi y Cuyabeno) y Orellana (cantón Francisco de Orellana). De acuerdo con el mapa catastral petrolero la zona estudiada abarca en dirección O-E los campos Limoncocha, Tuntiak, Palmeras, Palmar, Pañayacu, Quinde, Dumbique, Edén Yuturi, Pañacocha y los complejos Yanakincha e Indillana. (Figura 1.2).

### **1.2.2 Morfología**

La Cuenca Oriente que se caracteriza por tener relieves relativamente importantes, con un rango de alturas entre los 1 000 y 2 000 m, se la ha dividido en dos áreas morfológicamente distintas: Hacia el Este, se presentan relieves suaves, cubiertos por una extensa vegetación, siendo parte de la llanura Amazónica. Hacia el Oeste se la denomina Zona Subandina, que comprende el Levantamiento Napo, al Norte, la Cordillera de Cutucú, al Sur y entre estos levantamiento desemboca el megacono aluvial del Pastaza que se desarrolla actualmente hacia la cuenca Marañón del Perú. (Bernal, 1998, Baby et al., 2004)

### **1.2.3 Clima**

El clima de esta zona Oriental varía de tropical húmedo en las zonas bajas a subtropical, en las zonas altas. Los parámetros climáticos son similares a través de la región, aunque, de manera general se puede decir que hacia las estribaciones de los Andes la temperatura baja y la precipitación aumentan. Dentro del Bloque 15, se analizaron los datos registrados en las estaciones climatológicas cercanas al área de estudio (Estaciones: Aeropuerto Coca, Nuevo Rocafuerte y Tiputini), de los últimos 20 años. La temperatura media anual varía entre: 24,2 °C – 26,6 °C para la lado más occidental del Bloque 15 y 24,5 °C – 28,3 °C para el lado más oriental. Las precipitaciones medias anuales varían entre: 3 614 mm para la parte occidental del Bloque 15 y 199,4 mm para la parte oriental. (Energy and Environment Consulting; 1999).



**Figura 1.2** MAPA DE UBICACIÓN CAMPOS BLOQUE 15. (PAM; 2010)

### **1.3 OBJETIVOS**

*Objetivo General:*

- Caracterizar geológicamente las formaciones de edad Precretácica y determinar posibles objetivos de exploración para el Bloque 15.

*Objetivos Específicos:*

- Recopilar información bibliográfica disponible, información técnica y demás datos disponibles obtenidos mediante los diferentes métodos de exploración, para las formaciones geológicas Precretácicas para la Cuenca Oriente;
- Describir e Interpretar los datos obtenidos de los registros de aquellos pozos disponibles dentro del Bloque 15. De esta manera se caracterizará a la secuencia de edad Precretácica;
- Interpretar los datos de Sísmica 2D/3D y definir Facies sísmicas y principales elementos estructurales con la finalidad de determinar las posibles etapas de deformación a las que han sido sometidas las formaciones Precretácicas;
- Integrar los resultados obtenidos del análisis de rípos, registros de pozo y del análisis de la sísmica 2D/3D;
- Elaborar mapas temáticos como: mapas estructurales a los topes de cada una de las formaciones Precretácicas; y,
- Establecer la existencia de posibles trampas, las mismas que podrían constituir más tarde proyectos de interés prospectivo.

## **1.4 ALCANCE**

Este proyecto tiene como finalidad principal la caracterización geológica de las formaciones de edad Precretácica dentro del Bloque 15, mediante la integración de la información obtenida en distintos pozos ubicados en las áreas de operación de PAM y los datos de Sísmica 2D y 3D del Bloque15.

Se utilizarán principalmente: pozos de tipo exploratorio, pozos que lleguen a las formaciones de interés dentro de las áreas de operación de PAM (Bloque15) y los pozos que se encuentren ubicados en las cercanías del Bloque 15, a los que se tuvo el acceso correspondiente. Con la información obtenida se precisará la descripción litológica de las formaciones y de ser posible definir las posibles fuentes de aporte.

Finalmente la información obtenida de la sísmica en conjunto con la recolectada de los correspondientes pozos, se interpretará para definir elementos estructurales de importancia, identificar posibles trampas, dar una caracterización geológica de las formaciones de edad Precretácica.

## **1.5 METODOLOGÍA**

Las actividades a realizarse durante este proyecto son:

- 1) Recopilación de información bibliográfica y de reportes técnicos inéditos.
- 2) Reinterpretación de ripios de perforación
  - Estudio binocular
  - Elaboración de secciones delgadas
  - Estudio petrográfico
- 3) Recopilación de datos de sísmica 2D/3D.
- 4) Familiarización con el software a utilizarse: Landmark aplicaciones para Geofísica Seisworks, PowerView, Geoprobe y Stratworks, Zmap para Geología.

- 5) Integración de los resultados obtenidos en los registros de pozo con los de la sísmica 2D/3D.
- 6) Utilización del software para el tratamiento e interpretación de los datos de sísmica de reflexión.
- 7) Síntesis de los resultados obtenidos, para la caracterización de las formaciones de edad Precretácica presentes en el Bloque 15 y,
- 8) Redacción de informe final.

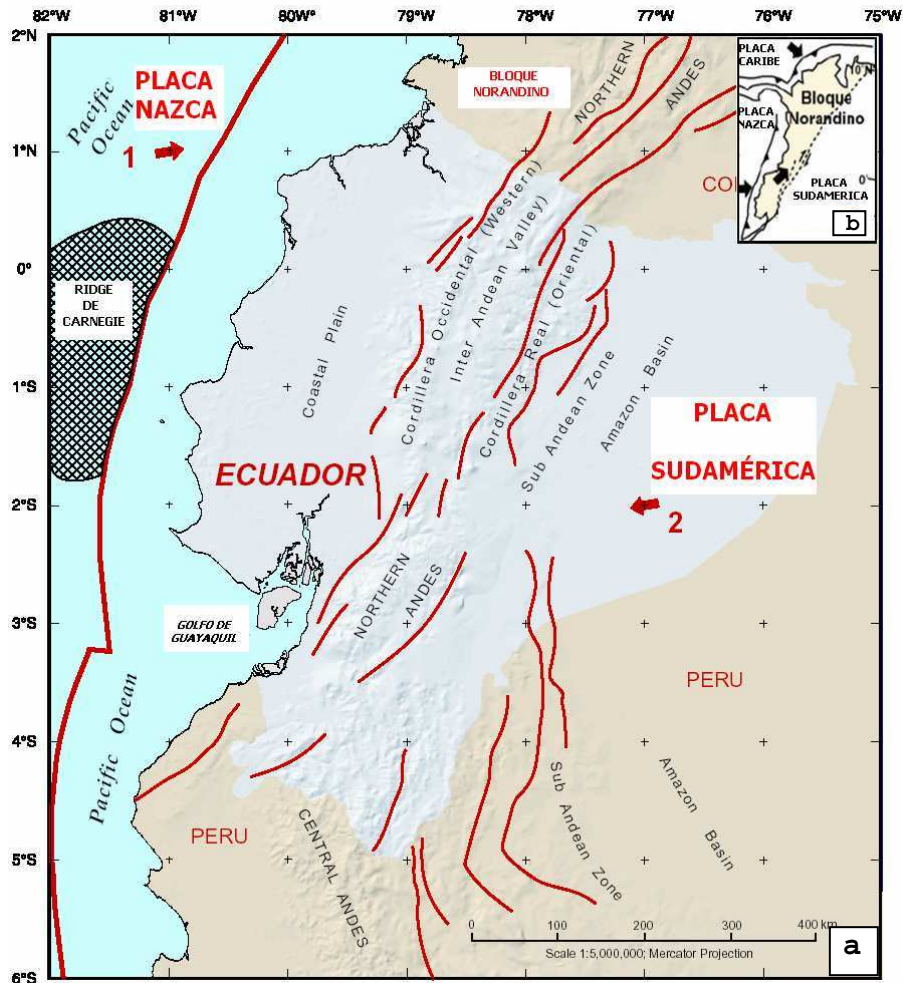
## CAPÍTULO II

### 2. GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1 GEODINÁMICA ACTUAL

El Ecuador pertenece al Bloque Norandino (BNA) y se ubica en el borde occidental de Sudamérica, el mismo que forma parte del margen activo andino y en donde la geodinámica es controlada por la compleja interacción de las placas Nazca, Sudamérica y Caribe. Esta miniplaca como se ha considerado al BNA (Figura 2.1B), está siendo acortada y es extraída en dirección N-NE hacia la Placa Caribe debido a la convergencia oblicua aproximadamente E-O entre las placas Nazca y Sudamérica. Esta convergencia oblicua se manifiesta en la placa superior (Sudamérica) a través de fallas dextrales con dirección NNE. Este sistema mayor de fallas dextrales corresponde probablemente a la prolongación hacia el sur del límite entre las placas Nazca y Sudamérica (Figura 2.1A). Este sistema involucra los segmentos Chingual- La Sofía, la zona transpresiva de Baeza y se proyecta con ramales oblicuos a la Cordillera Andina con los segmentos de Machachi y Pallatanga en dirección del Golfo de Guayaquil. (Pennington, 1981; Ego et al., 1996; Bourdon et al., 2003).

Otro elemento a considerarse en el contexto geodinámico de los Andes Septentrionales y Centrales es el hecho de que en la actualidad el proceso de subducción de la placa Nazca, específicamente frente a la costa ecuatoriana, se caracteriza por la presencia de la dorsal asísmica, conocida como Carnegie, que es producto del paso de esta placa oceánica sobre el hot spot Galápagos. La dorsal que se extiende en una dirección aproximada E-O entre las latitudes 0° y 2°S y choca con la placa Sudamérica, en cuanto a la edad de llegada a la zona de subducción varias son las teorías que se establecen y de acuerdo con Gutscher estaría siendo subducida desde hace al menos 6 Ma.



**Figura 2.1** ESQUEMA DE LÍMITES DE PLACAS PARA ECUADOR (Modificado de Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarias de Ecuador y Regiones Oceánicas Adyacentes, USGS 2003)

El sistema de subducción ecuatoriano está altamente controlado por la colisión y acoplamiento de la Dorsal Carnegie que aunque no ha generado un gap volcánico, sin embargo, las lavas que se extruyen tienen una firma geoquímica específica; lo que sugiere que este suceso ha influenciado tanto en la actividad sísmica, volcánica, de deformación de los Andes, así como, en el movimiento del BNA con respecto a la placa Sudamérica; por lo que en general se ha afectado a la dinámica de la zona de subducción, la cual se encontraría en un estado transicional pasando de la subducción de un slab con ángulo empinado a la subducción de un slab de ángulo plano ("flat slab"). (Gutscher et al., 1999; Bourdon et al., 2003).

## **2.2 GENERALIDADES**

El Ecuador comprende tres regiones morfoestructurales principales: una planicie Costera (Costa) en el Oeste; una región Andina (Sierra) en el centro, constituida por la Cordillera Occidental (Oeste) y la Cordillera Real (Este) separadas por el Valle o Callejón Interandino; finalmente la Cuenca Amazónica (Oriente) en el Este; estas tres grandes regiones corresponden a las zonas de antearco, arco volcánico y de trasarco respectivamente, relacionadas con un modelo típico de zona de subducción e involucran a la Placa Oceánica Nazca y la Placa Continental Sudamericana.

La planicie Costera (Costa) ha sido identificada como terreno alóctono de origen oceánico (Goossens y Rose, 1973; Juteau et al., 1977; Lebrat et al., 1987) acrecionado al margen continental durante el Cretácico Tardío - Terciario Temprano.

Determinados autores hablan de unidades tectonoestratigráficas de origen oceánico, que se encuentran separadas por un sistema mayor de fallas con dirección SSO-NNE. (Jaillard et al., 1995, Egüez et al., 1997; Reynaud et al., 1999,). Sobre éste conjunto litológico, en gran parte alóctono, se desarrolla la cuenca de ante-arco rellena de potentes secuencias sedimentarias de origen continental del Neógeno (Benítez, 1991) y Cuaternario (Egüez et al., 1997).

Desde el Eoceno, esta región de basamento acrecionado permanece como una cuenca de ante-arco. (Jaillard et al., 1995)

La región Andina (Sierra) comprende dos cadenas montañosas que se encuentran separadas por la depresión interandina en la parte septentrional y por las cuencas neógenas en la parte meridional del país.

Al este está la Cordillera Real, cuyo basamento está formado por rocas oceánicas y continentales metamorfizadas que aparecen en cinturones alargados en la dirección andina separados por fallas regionales. Hay reportes de



metasedimentos probablemente paleozoicos afectados por granitoides tipo S de edad triásica y conjuntos volcano-magmáticos y volcano-sedimentarios marinos y continentales de edad jurásica (Litherland y Aspden, 1992).

Al oeste del valle interandino está la Cordillera Occidental cuyo basamento está formado por conjuntos litológicos pre-oligocénicos acrecionados (Egüez, 1986; Lebrat et al., 1987; Burgois et al., 1990) comparables en edad y litología a los reportados en la Costa. Se destaca la ocurrencia de potentes depósitos de arco insular en el Paleógeno.

Ambas cordilleras tienen una cobertura de productos volcánicos del arco calco-alcalino desarrollado desde el Oligoceno hasta el Presente. En la parte sur y centro están mejor preservados los depósitos oligocénicos y miocénicos (Litherland et al., 1990), aunque se notan variaciones en la composición de intermedia a ácida. Las cuencas sedimentarias intramontañas neógenas del Sur (Noblet et al., 1988) son sincrónicas con el volcanismo andesítico-dacítico, representado por los estrato-volcanes localizados al Norte de 2°30' LS. y los productos distales de los edificios volcánicos constituyen el relleno del callejón interandino. (Egüez et al., 1997)

La Cuenca Amazónica (Oriente) es una cuenca sedimentaria de trasarco donde aparecen principalmente depósitos sedimentarios marinos y continentales del Paleozoico al Cuaternario (Tschopp, 1953; Balkwill et al., 1990). La secuencia marina del Devónico al Carbonífero aflora de manera restringida en la parte sur. El Triásico-Jurásico incluye depósitos sedimentarios marinos y continentales y una importante cadena de batolitos calco-alcalinos. Un megaciclo marino transgresivo-regresivo se inicia en el Aptiano y termina en el Paleoceno, cuando se hace evidente la surección de la Cordillera Real. Desde el Oligoceno la sucesión sedimentaria francamente continental representa el desarrollo de la cuenca tras-arco que se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos. (Egüez et al., 1997; Baby et al., 2004).

## **2.3      **ESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA CUENCA ORIENTE DEL ECUADOR****

### **BASAMENTO PRECÁMBRICO**

#### **2.3.1      Basamento Cristalino (PRECAMBRICO)**

**Localidad:** No aflora en el Oriente ecuatoriano, pero fue alcanzado por algunos pozos exploratorios, entre ellos: Amo-1, Cancrío-1, Cuyabeno-1, Cuyabeno-21, Chanangue-1, Dicaron-1, Tapi-1, Tiputini-1, Yuturi-1, Záparo-1, etc. (Tschopp, 1953; Díaz M., 2000).

**Litología:** Se compone de gneises y granulitas. (Mapa Geológico del Ecuador, 1993).

**Relaciones Estratigráficas:** El contacto con las formaciones suprayacentes corresponde a una discordancia angular. (Tschopp, 1953).

**Edad:** Precámbrica, Una muestra de fondo del pozo Tapi-1 que se localiza cerca de la frontera con Colombia dio una edad de ca  $1\ 600 \pm 48$  Ma. (Texeira et al., 1989).

**Geoquímica:** Desde el punto de vista geoquímico, no presenta ningún interés por cuanto toda la materia orgánica alguna vez presente en los sedimentos precursores de estas rocas, ha sido ya destruida bajo los efectos de las altas temperaturas y presiones a las que fue sometida durante los procesos metamórficos.

## COBERTURA SEDIMENTARIA

### PALEOZOICO

#### 2.3.2 Formación Pumbuiza (Devónico)

**Localidad:** Fue nombrada por K.T. Goldschmid en 1941. Su afloramiento tipo se encuentra a lo largo del Río Pumbuiza, tributario del río Macuma, cerca de 30 km al oeste del pozo Macuma-1. (Tschopp, 1953). Aflora al Noroeste del cerro Macuma en el río Llushín y en la cordillera de Tiririco de acuerdo con Dozy, 1940 en Duque, 2000.

**Litología y Espesor:** La mayor parte de la formación está compuesta de estratos delgados de pizarras de color gris oscuro a negro, a veces grafitosas y de arenisca cuarzosa dura, de grano fino y conglomerados de color gris oscuro, con clastos subangulares a subredondeados muy compactos y matriz silíceas. Como la base de esta formación no ha sido localizada y las pizarras se encuentran fuertemente plegadas y falladas, no es posible estimar su espesor en forma cierta. (Tschopp, 1953; Rivadeneira & Baby, 2004; Suárez y Ordóñez, 2007). Geólogos de Texaco le asignan un espesor de 1 000 m en base a datos sísmicos. Sills y diques de fina textura ígnea e intrusiones de magmas graníticos y dioríticos se encuentran en esta formación.

**Relaciones Estratigráficas:** El contacto con la sobreyacente Formación Macuma no ha sido observada directamente, pero Tschopp, 1953, sugiere que por las características de plegamiento y fallamiento que presenta la Fm. Pumbuiza se trataría de una discordancia angular. El contacto con el Basamento Cristalino subyacente no ha sido observado pero también se considera como una discordancia angular. (Tschopp, 1953; Ramírez, 2007).

**Edad:** La edad asignada para esta formación es de Devónico, en base a la presencia de quitinozoarios, acritarcos y conchillas de cefalópodos ammonoideos y nautiloideos. (Suárez y Ordóñez, 2007). El hallazgo de esta asociación de

fósiles recuerda la asociación reportada por Revén (1966) en la lutita del Devónico temprano de Hunsrück, Alemania, donde observó una secuencia morfológica gradual de cefalópodos, que confirma la evolución de ammonoideos a partir de los nautiloideos.

**Geoquímica:** Aunque reúne las características requeridas para considerarla una potencial roca madre, sin embargo los datos geoquímicos no lo confirman. Los valores de Carbono Orgánico Total (COT) para lutitas negras pertenecientes a esta formación y que se ubican en el levantamiento Cutucú alcanzan hasta 1,2%. La Refractancia de Vitrinita (Ro) indica una sobremaduración de la roca, lo que indica que estos sedimentos sobrepasan la ventana de generación de hidrocarburos líquidos, y se los ubica como generadores marginales de gas seco. (Alvarado et al., 1985).

Por la edad que presentan los fósiles de acuerdo con Suárez y Ordóñez, 2007 del Devónico Temprano, Estas rocas fueron sometidas a presiones y temperaturas muy altas que provocaron un cierto grado de metamorfismo y la destrucción de los hidrocarburos que pudieron haber sido generados, debido a que fueron afectadas por ciclos orogénicos, parte final de la Orogenia Caledónica y por la Orogenia Hercínica. (Figura 2.2) Esta formación ya no tiene capacidad de generar hidrocarburos. (Díaz, 2000; Martínez, 2003).

**Ambiente de depósito:** Marino de Plataforma Continental en base a la asociación de fósiles (Suárez y Ordóñez, 2007).

### 2.3.3 Formación Macuma (Carbonífero - Pérmico)

**Localidad:** Originariamente llamada por Dozy en 1940 como Formación del Cerro Macuma y más tarde Goldschmid (1943) la denominó simplemente Formación Macuma. Aflora en el Cerro Macuma, cerca de 26 km al oeste del pozo Macuma-1, y sus alrededores.

**Litología y Espesor:** La parte inferior de la Formación Macuma, comprende cerca de 150-200 m de caliza fosilífera de color oscuro a gris predominantemente silicificada, finamente estratificada y en partes pseudoolítica. Alternando con lutitas y pizarras negras. La parte superior de la Macuma consiste de una secuencia gruesa masiva de caliza que forma peñascos con intercalaciones de lutita. Las calizas finamente estratificadas silicificadas, oscuras, presentan gradación a limolitas calcáreas y lutitas duras no calcáreas que se encuentran en la parte superior. Gradaciones de calizas arenosas a areniscas café verdosas son comunes en ambas partes. Además se encuentran rocas ígneas como sills y diques que están intruyendo esta formación. El espesor de la Macuma Superior no ha sido observado en una sección continua, pero de acuerdo con Tschopp (1953); puede estimarse en un máximo de 1 250 m. De acuerdo con otros autores como Canfield et al., 1982 y Dashwood et al., 1990; el espesor sería de entre 700 a 750 m en el cerro Macuma. Christophoul (1999) subdivide a la formación tres miembros relacionados con eventos eustáticos: Miembro Regresivo Inferior, que comprende secuencias de arcillas pizarrosas, areniscas y calizas bioclásticas; hacia el tope arcillas rojas, la Texaco (1972) reporta la presencia de foraminíferos, brachiopodos, corales rugosos y crinoideas; Miembro Transgresivo, compuesto por secuencias de calizas blancas bioclásticas, arcillas pizarrosas, areniscas glauconíticas y arcillas oscuras; y Miembro Regresivo Superior, que incluye las secuencias de arcillas oscuras y las calizas blancas con bioclastos, moldes de trilobites y bioturbación también de trilobites.

**Relaciones Estratigráficas:** El contacto con la sobreyacente Formación Macuma no ha sido observada directamente, pero Tschopp, 1953, sugiere que por las características de plegamiento y fallamiento que presenta la Fm. Pumbuiza se trataría de una discordancia angular. El contacto con la Fm. Santiago que le sobreyace también se trata de una discordancia angular, la cual también se evidencia en ciertas secciones sísmicas de la parte norte de la cuenca. (Baby et al; 1998).

**Edad:** En el Centro de Investigaciones Geológicas de Petroproducción-Guayaquil (CIGG), en trabajos realizados en ripios pertenecientes a esta formación en el

pozo Sacha Profundo, se determinó una edad de Carbonífero Temprano - Medio para la parte inferior, teniendo como principales marcadores: *Potoniesporites aff. bharadwaji* (Carbonífero), *Spelaeotriletes cf. triangulus* (Carbonífero temprano-medio), *Costatascyclus aff. crenatus* (Carbonífero), *Spelaeotriletes cf. Arenaceus* (Devónico tardío–Carbonífero temprano), *Spelaeotriletes cf. Lepidophytus* (Carbonífero) y *Plicatipollenites aff. indicus* (Carbonífero - Pérmico). Para la parte superior una edad de Carbonífero - Pérmico en base a la presencia de: *Potoniesporites aff. magnus* (Carbonífero - Pérmico), *Potoniesporites aff. balmei* (Pérmico), *Protohaploxylinus aff. garaiensis* (Pérmico), *Duvernaysphaera aff. radiata* (Devoniano medio–Carbonífero temprano), y *Protohaploxylinus aff. claroensis* (Pérmico). (Suárez y Ordóñez, 2007).

**Geoquímica:** De acuerdo con los datos geoquímicos no es posible considerarla como una buena roca madre, Rivadeneira (1985), ha analizado a las dos formaciones paleozoicas en conjunto y en su estudio obtuvo como resultado un valor promedio de COT para 36 muestras de rocas analizadas de 1,0%. Los valores de Ro entre 1,98 a 3,92, muestran una materia orgánica sobremadura. Por lo que deduce que las rocas Paleozoicas analizadas han agotado prácticamente toda su capacidad generadora.

**Ambiente de depósito:** Plataforma calcárea marino somera, corresponde a un ambiente cálido y pobremente oxigenado a anóxico, de baja energía. (Dashwood et al., 1990; Baby et al., 2004).

<i>M.a</i>	<i>ERAS</i>	<i>PERIODOS</i>	<i>CICLOS OROGENICOS</i>
0.01	CENOZOICO	HOLOCENO	OROG. ALPINA
2.58		PLEISTOCENO	
5.33		PLIOCENO	
23.0		MIOCENO	
33.9		OLIGOCENO	OROG. LARAMICA
55.8		EOCENO	
66.5		PALEOCENO	
145.5	MESOZOICO	CRETÁCICO	OROG. NEVADICA
199.6		JURÁSICO	
251		TRIÁSICO	
299	PALEOZOICO	PÉRMICO	OROG. HERCÍNICA
359.2		CARBONÍFERO	
416		DEVÓNICO	
443.7		SILÚRICO	OROG. CALEDÓNICA
488.3		ORODOVÍCICO	
542	CÁMBRICO		
1000	NEOPROTEROZOICO		OROG. ASINTICA
1600	MESOPROTEROZOICO		
2500	PALEOPROTEROZOICO		
			GRANDES OROGENIAS ANTIGUAS

**Figura 2.2** ESCALA GEOLÓGICA DEL TIEMPO CON INDICACIÓN DE CICLOS OROGÉNICOS  
(Modificado de Martínez José, "La deformación de Placas", Universidad de Salamanca, 2003)

## TRIÁSICO – JURÁSICO

### 2.3.4 Formación Sacha (Triásico Medio - Jurásico)

**Localidad:** Definida por Rivadeneira y Sánchez (1989) en el pozo Sacha Profundo.

**Litología y espesor:** Está compuesta por capas rojas de limolitas cuarzosas de color rojo y marrón oscuro, arcillolitas, grises, esporádicamente calizas y dolomitas de variados colores. En la parte superior se encuentra una secuencia de areniscas tobáceas. Predomina la tonalidad rojiza. Su espesor se estima en 800 m. (Rivadeneira y Sánchez, 1989, Christophoul, 1999, Baby et al., 2004).

**Relaciones Estratigráficas:** Esta formación se conserva en grabens o semigrabens, sobre los sedimentos Paleozoicos por lo que este contacto se trata de una discordancia sin-tectónica. Hacia el tope los grabens y semigrabens están erosionados y sellados por las formaciones Chapiza u Hollín, por lo que este contacto se trata de una discordancia angular. (Baby et al., 2004).

**Edad:** En base a estudios palinológicos se obtuvo una edad Triásica (Corelab, 1985). En estudios más recientes, Suárez y Ordóñez (2007) determinan en ripios del pozo Sacha Profundo pertenecientes a esta formación, que hacia la parte basal de esta formación en el pozo Sacha Profundo, se encontró una asociación de palinomorfos (*Alisporites aff. parvus* (Triásico medio-Triásico tardío), *Triadispora aff. aurea* (Triásico), *Accintisporites spp.*, *Reticulatisporites sp.*, *Phrixipollenites sp.*, *Platysaccus cf. triassicu*, *Licopodiacidites sp.*, *Alisporites sp.*, *Perotriletes cf. spendes*, *Inaperturopollenites spp.*, *Parasaccites spp.*, *Tenuisaccites sp.*, *Veryhachium sp.* y esporas triletes indeterminadas ) de edad Triásico medio - Triásico tardío, mientras que, hacia las partes media y superior de la formación, la edad es de Triásico medio-Jurásico, también definidos por la ocurrencia de los palinomorfos (*Contignisporites aff. cooksonii* (Jurásico-Cretácico temprano), *Contignisporites cf. multimuratus*, *Cibotiumspora jurienensis* (Jurásico-Cretácico temprano), *Podocarpidites sp.*, *Camarazonosporites cf. rudis*,



*Callialasporites dampieri* (Jurásico temprano-Cretácico temprano), *Klukisporites* sp., *Raistrickia* sp., *Rugulatisporites* sp. y *Cycadopites* sp.)

**Ambiente de depósito:** Depositada en un ambiente continental, probablemente, en un ambiente árido, y en una etapa sin-rift donde la evolución de los procesos extensivos conduce a una fracturación muy destacada de la corteza, mediante fracturas lístricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de corteza, con desarrollo de semi-grabens, pero que posteriormente, afectan a los bloques previos, configurando una depresión central con desarrollo en grabens de los cuales esta formación constituye el relleno a lo largo de la parte más oriental de la cuenca. (Rivadeneira y Sánchez, 1989, Christophoul, 1999, Baby et al., 2004)

### 2.3.5 Formación Santiago (Hettangiano Tardío - Sinemuriano)

**Localidad:** Nombrado por K.T. Goldschmid en 1940. Sus afloramientos se restringen a la Cordillera de Cutucú a lo largo de la carretera Patuca-Santiago, casi cubriendo la extensión desde la parte Oeste de las montañas de Cutucú hasta el este de Macas continuando hacia el río Santiago a lo largo de cual sigue hasta el Perú. Los sedimentos calcáreos de la formación afloran a lo largo del río Santiago, mientras las rocas clásticas e ígneas están mejor expuestas a lo largo de la carretera de Patuca –Santiago. La formación está ausente en el norte de la Cuenca Oriente y también en el levantamiento Napo.

**Litología y espesor:** El desarrollo normal de la formación, como fue estudiada en la parte Este del área de afloramiento comprende: una secuencia monótona de calizas silicificadas, oscuras finamente estratificadas, alternando en cantidad igual con areniscas calcáreas grises de grano fino a grueso, además intercalaciones de lutitas areno-micáceas, oscuras y bituminosas en parte.

Las calizas son densas a finamente cristalinas de 1-50 cm de espesor, con capas y nódulos de chert negro con finos granos silíceos diseminados en toda la roca. El color de meteorización de la caliza es gris claro y el de las areniscas, café. Las lutitas son duras y astillosas con laminaciones de material silicificado y en muchos

lugares nodulares. Excepcionalmente, las lutitas ocurren en unidades de 5-20 m. pero espesor total es probablemente menos de un tercio de la formación total. En menor proporción están pocas brechas intraformacionales y escasas areniscas tobáceas delgadas y lutitas tobáceas.

Aproximadamente al oeste de la cadena principal, las calizas y lutitas Santiago contienen abundantes intercalaciones de brechas volcánicas que gradan lateralmente a tobas arenosas verdes y lutitas bentónicas. El conjunto es intruído y atravesado por diques, sills y grandes intrusiones de rocas ígneas félsicas y diabásicas. Los depósitos intraformacionales piroclásticos demuestran que la actividad submarina volcánica tuvo lugar durante el tiempo de depositación de Santiago y parte de las intrusiones deben ser contemporáneas. Este volcanismo tiene afinidades calcoalcalinas y toleíticas. (Romeuf et al., 1997). Es difícil determinar el espesor de esta formación, sin embargo, para Tschopp (1953) y Geyer (1974) tiene un aproximado de entre 1 000 - 2 700 m. Otros estudios proponen subdivisiones diferentes para la formación, como por ejemplo Romeuf et al., (1997) define tres ambientes deposicionales dentro de la formación, de depósitos de una plataforma calcárea en la base al sedimentos turbidíticos y deltaicos hacia el techo, Christophoul (1999) la subdivide en dos miembros: un Miembro Inferior que incluye calizas y un Miembro Superior caracterizado por el predominio de sedimentos volcanoclásticos y finalmente Gaibor (2008) la subdivide de acuerdo a un criterio litológico y sedimentológico en: Miembro Río Santiago, comprende las calizas y areniscas calcáreas; Miembro Yuquianza, comprende lutitas negras ricas en materia orgánica; y el Miembro Patuca que incluye las areniscas, limolitas, y lutitas negras con intercalaciones basálticas.

**Relaciones Estratigráficas:** El límite inferior no se ha visto en campo, pero de acuerdo con Canfield (1982) se cree que es discordante con la subyacente Fm. Macuma, mientras para Tschopp (1953), el contacto con la sobreyacente Fm. Chapiza es una discordancia angular y erosiva.

**Edad:** *Bristow y Hoffsteter*, Geyer (1974) y Pavia (1992) para la parte inferior de Santiago que de acuerdo con Gaibor (2008) corresponde con el Miembro Río

Santiago reportan ammonoideos *Arnioceras ceratitoides*, *Coroniceras sp.*, *Schlotheimiidae*, *Arietitidae*, *Oxynoticeratidae*, *Eoderoceratodae*, *Metophiocera*, and *Angulaticeras* que corresponden al Hettangiano tardío - Sinemuriano temprano.

Aspden e Ivimey-Cook (1992) en base a la ocurrencia de los ammonoideos *Paltechioceras sp. and Leptechioceras sp. indet.*, indica que las lutitas ricas en materia orgánica del miembro Yuquianza, tienen una edad Sinemuriano tardío, por lo que es correlacionable con la Fm. Aramachay parte del Grupo Pucará, del Perú Gaibor (2008). La presencia de material volcánico en las lutitas del Miembro Yuquianza y las rocas volcánicas intercaladas en el Miembro Patuca documentan actividad volcánica durante el depósito de la parte superior de la Fm. Santiago, el mismo que de acuerdo con Romeuf et al., (1997); tiene afinidades calco-alcalinas y toleíticas (Gaibor, 2008).

**Geoquímica:** De acuerdo con Fyock et al., (1980) la Fm. Santiago representa en general una regular a buena roca madre con excelente potencial para la generación de hidrocarburos.

Según Rivadeneira (1985), los valores de madurez y los parámetros cuantitativos y cualitativos de la materia orgánica obtenidos la califican como roca - madre activa, que está en capacidad de producir tanto hidrocarburos líquidos como gaseosos. Las lutitas y calizas de la formación que se consideran como buenas rocas madres, presentan valores de COT globales de 2,13% para las lutitas y de 1,2% para las calizas.

Gaibor (2008), en base a los análisis de palinofacies y Rock Eval muestran un predominio del kerógeno tipo III y II, y los valores del índice de hidrógeno indican un moderado a bajo potencial de roca madre. En la localidad tipo la materia orgánica está termalmente madura y localmente sobremadura.

**Ambiente de depósito:** Los sedimentos fueron depositados en una cuenca extensiva con una conexión al mar y de restringida circulación (Pindell y Tabbutt,

1995). De acuerdo con Christophoul (1999) y Díaz et al., (2000), la formación se depositó durante la apertura de un rift intracratónico, el cual ocurrió hace 221-180 Ma, explica la presencia de fallas normales de alto ángulo, graben, y semigrabens observados en perfiles sísmicos, además, de la ocurrencia de basaltos calcoalinos y toleíticos (Romeuf et al., 1997) en la parte superior la formación. (Gaibor et al., 2008)

### **2.3.6 Formación Chapiza y Misahuallí (Jurásico Medio - Cretácico Temprano)**

**Localidad:** Wasson y Sinclair (1927) nombraron a los basaltos y tobas Misahuallí (luego Miembro Misahuallí) en el río Misahuallí. En 1940, K.T. Goldschmid, nombra a la Formación Chapiza, la que proviene del área del afloramiento a lo largo del río Chapiza. La Formación Chapiza aflora solamente en el flanco oriental del Levantamiento Cutucú. La Formación Misahuallí, considerada equivalente de la Fm. Chapiza, aflora en el flanco occidental del Levantamiento Cutucú.

**Litología y espesor:** La Chapiza en su totalidad representa una formación continental de “*red beds*”. Y se ha logrado el reconocimiento de tres miembros: El Miembro Inferior, “la Chapiza color Rojo y Gris” consiste en una alternancia de lutitas y areniscas, donde los colores gris y rosado pueden localmente ser dominantes sobre el rojo café, color ladrillo y violeta. En la vecindad de Yaupi, en el río Yaupi y las cabeceras del río Chapiza, este miembro, contiene algunos lechos delgados de anhidrita, venas grandes de yeso, concreciones de dolomita y también algunas fuentes de agua salada. Miembro Medio, comprende una secuencia similar a la anterior de alternancia de lutitas rojas y areniscas, pero sin ninguna intercalación de evaporitas, de ahí que se conoce como “la Chapiza Roja”. El Miembro Superior contiene además de lutitas rojas, areniscas y conglomerados, areniscas feldespáticas; tobas grises, verdes y violetas; areniscas y brechas tobáceas. Intrusiones de pórfidos y diabasa ocurren en toda la formación, pero las lavas y piroclastos están limitados al Miembro Superior, indicando así un período de actividad volcánica durante el tiempo de Chapiza Superior. La facies piroclástica de la formación están también presentes en la

parte superior de la sección de Chapiza hacia la parte más norteña de la Cordillera Cutucú, al oeste del pozo Macuma-1, pero está ausente en la sección del pozo mismo. Ahí “la Chapiza Roja - Gris” con finos estratos de evaporitas yace sobre la formación Macuma y a su vez se le sobrepone “la Chapiza Roja” sin piroclastos.

Los piroclastos del levantamiento Napo fueron primero descritos por Wasson y Sinclair (1927), razón por la cual el término Misahuallí, fue usado para los piroclastos de la formación y que se han considerado como el Miembro Superior. De acuerdo con Dashwood (1990) el espesor de la formación de acuerdo a datos sísmicos es de aproximadamente 500 m (1 500 m). Trabajos posteriores como el de Rivadeneira y Sánchez, (1989) denominaron al Miembro Superior como Fm. Misahuallí en la parte norte de la cuenca. Romeuf, (1995) aporta con nuevos datos en edades  $^{40}\text{Ar}^{39}$  y sugiere que la Fm. Misahuallí consiste de dos unidades volcánicas. La primera corresponde a la Fm. Misahuallí propiamente dicha con  $172,3 \pm 2,1$  Ma, localizada en la zona subandina y corresponde a una edad Jurásica media (ca 190 - 150 Ma), mientras que la más joven, o exclusivamente la parte del Miembro Superior de la Fm. Chapiza que se restringe a la cuenca Amazónica tiene una edad en límite Jurásico-Cretácico. Romeuf en (1997) propone una nueva nomenclatura en la que denomina Fm. Misahuallí a las acumulaciones volcánicas de la zona subandina (norte y sur) y cuya zona de afloramiento parece estar restringida a esta zona. Denomina como Miembro Yaupi a los volcánicos de la parte superior de la Fm. Chapiza. En esta interpretación Fm. Misahuallí es el equivalente lateral de los miembros Inferior y Medio de la Fm. Chapiza. Finalmente En el pozo Tambococha-1 ubicado al Este de la Cuenca, se encuentra una secuencia de calizas y evaporitas datadas en la parte inferior de Jurásico temprano tardío - Jurásico tardío, y en la parte superior de Jurásico medio - Cretácico temprano, Piso Valanginiano, que se la podría considerar como una variación lateral de los miembros inferior y medio de la Fm Chapiza, y que Díaz, (2000) la propone como la nueva Fm Tambococha.

**Relaciones Estratigráficas:** El contacto con la Fm. Santiago de acuerdo con Jaillard (1997) sería una discordancia angular, hacia la parte más oriental la

formación se encuentra sellando grabens o semigrabens rellenos por la Fm. Sacha. Mientras que el contacto con la formación Hollín que le subyace se trata de una discordancia angular o paraconcordancia con las formaciones Chapiza y Misahuallí. (Baldock, 1982).

**Edad:** Tschopp (1953) en base a su posición relativa le asigna una edad de Jurásico medio a tardío. Romeuf, (1995) aporta con nuevos datos en edades  $^{40}\text{Ar}^{39}$  y sugiere que la Fm. Misahuallí consiste de dos unidades volcánicas. La primera corresponde a la Fm. Misahuallí propiamente dicha con  $172,3 \pm 2,1$  Ma, localizada en la zona subandina y corresponde a una edad Jurásica media (ca 190 - 150 Ma), mientras que la más joven, o exclusivamente la parte del Miembro Superior de la Fm. Chapiza que se restringe a la cuenca Amazónica tiene una edad en límite Jurásico-Cretácico. En el pozo Tambococha-1 la secuencia de calizas y evaporitas datadas en la parte inferior de Jurásico temprano tardío - Jurásico tardío, y en la parte superior de Jurásico medio - Cretácico temprano, Piso Valanginiano, que se la podría considerar como una variación lateral de los miembros inferior y medio de la Fm Chapiza, la nueva Fm. Tambococha, Díaz, (2000).

En el pozo Sacha Profundo, en los sedimentos atribuidos a la Fm Chapiza se presentan escasos palinomorfos como: *Cibotiumspora juriensis*, *Polycingulatisporis reduncus* y *Contignisporitesaff cooksonii*. La edad de esta formación es de Jurásico - Cretácico temprano.

**Geoquímica:** En la estructura Tambococha, a los 2 000 m aproximadamente, se presume la presencia de posible roca madre, con pobre o regular capacidad para la generación de hidrocarburos y cuyos parámetros geoquímicos son COT: 1,26% y Tmax: 433 °C.

**Ambiente de depósito:** Christophoul (1999) habla de un ambiente continental de tipo fluvial y lacustre para los dos miembros inferiores mientras que para al miembro superior le corresponde también un ambiente continental pero con sedimentos volcanoclásticos, más tarde, Suárez y Ordóñez (2007) confirmaron,

en base a la asociación de fósiles encontrados, un paleoambiente de tipo Continental para la Fm. Chapiza.

## **CRETÁCICO**

### **2.3.7 Formación Hollín (Aptiano Temprano - Albiano Temprano)**

**Localidad:** Nombrada por Wasson y Sinclair (1927), la denominó Hollín debido a su localización típica a lo largo del río Hollín que se une al Misahuallí, 8 km al Este del Tena. Aflora a lo largo de los ríos que corten el levantamiento Napo y en la Cordillera de Cutucú.

**Litología y espesor:** Manto de arenisca granodecreciente hacia el tope, generalmente grueso, blanco, poroso, bancos gruesos o masivos, presentan estratificación cruzada y esporádicamente “ripple marks”. Los planos de estratificación están marcados con finas intercalaciones de lutitas oscuras arenosas, en muchos lugares micáceas y también lutitas negras carbonáceas hacia el tope de la sección. A esta formación Villagómez (1995) la subdivide en dos miembros litológicos: Hollín Principal o Inferior y Hollín Superior. La diferencia entre un miembro y otro es Hollín Superior contiene Glauconita, mientras que el Miembro Hollín Inferior consiste de areniscas limpias.

Arena Inferior: corresponde a una arenisca conglomerática (Canfield et al., 1982) que se encuentra únicamente en el relleno sedimentario de un conjunto de valles incisos, se presenta como un reservorio de agua salada es decir altamente conductivo.

Arena Principal o Superior: Consiste en una serie de areniscas cuarzosas que contienen Glauconita, diferenciándose así del miembro anterior, estas arenas provendrían del viejo cratón.

La formación cuenta con un espesor variable: alcanza 200 m en Cutucú, 150 m en el Levantamiento Napo, que de acuerdo con Tschopp (1953); este valor sería un

buen promedio, mientras que para (Canfield, 1982), es de alrededor de 305 m en el extremo de la parte suroeste de la cuenca y adelgaza hacia el noreste sobre la plataforma de Guayana; White (1995), cita un espesor de 500 m, mientras que para Balkwill (1995); el espesor alcanzaría unos 130 m.

**Relaciones Estratigráficas:** Descansa en discordancia angular sobre las formaciones Chapiza y Misahuallí, Pumbuiza y Macuma. La arquitectura de la formación corresponde a depósitos diacrónicos retrogradantes, que se acuñan hacia el noreste de la Cuenca, mientras que hacia el tope tiene un contacto conforme con la arenisca Napo Basal. (Tschopp, 1953; Jaillard, 1997).

**Edad:** Villagómez en 1995 al definir a los dos miembros, sostiene que el Miembro Inferior tiene una edad Aptiana temprano, mientras que, para el Miembro Superior habla de una edad Aptiano tardío - Albiano temprano. Jaillard en 1997 la define como una formación de edad Aptiano medio en la base y Albiano temprano tardío al tope.

**Geoquímica:** Las areniscas de la Fm. Hollín, constituyen el principal reservorio de hidrocarburos de la cuenca, con rangos de porosidad y permeabilidad, de 12 - 25% y 20 - 2 000 milidarcies. Rivadeneira en 1985, analiza la lutitas intercaladas en las areniscas Hollín por métodos geoquímicos, las mismas que presentan buenas características de roca madre. Tienen un valor COT promedio de 2,0%; el potencial petrolero tiene un valor promedio de 9,7 kg. Hidrocarburos/ton de roca, este potencial aumenta en dirección Oeste; en cuanto al valor de Materia Orgánica Extractable estas lutitas presentan a nivel de cuenca un promedio general de 1 350 ppm, con valores promedios que van de 393 ppm a 4 052 ppm; de los índices de Oxígeno e Hidrógeno obtenidos por pirólisis se observa que la mayoría de muestras se ubican en el dominio conjunto de los tipos I y II de kerógeno, lo que indicaría que es un productor de gas húmedo; finalmente en base a los análisis de refractaria de vitrinita se indica que la materia orgánica no ha alcanzado aún la ventana de generación de hidrocarburos en los sitios estudiados, la limitación geoquímica principal estriba en que se trata de



intercalaciones de espesor poco significativo, lo cual es un limitante en las posibilidades de generación de hidrocarburos en grandes cantidades.

**Ambiente de depósito:** El Miembro Inferior de acuerdo con White (1995), Toro (1995) Shanmugan et al., (2000), corresponde al relleno sedimentario de un conjunto de valles incisos, la parte basal corresponde a un ambiente de estuario y fluvial distal. El Miembro Superior corresponde a depósitos de llanura de inundación aluvial y depósitos fluviales entrelazados, planicie costera y plataforma marina somera, y la procedencia de sedimentos estaría asociada al cratón Guayano - Brasileño.

### 2.3.8 Grupo Napo (Albiano Temprano - Campaniano Medio)

**Localidad:** Definida por Wasson y Sinclair en 1927, su localidad típica se encuentra en Puerto Napo. La formación persiste desde la Cordillera Real hacia el Este a través de toda la región Oriental esto ha sido probado por afloramientos en la zona subandina, por pozos en la parte morfológicamente más plana de la cuenca y por resultados sísmicos. Tschopp, (1953).

**Litología y espesor:** Se caracteriza por ser una formación heterolítica, consiste en una alternancia de areniscas cuarzosas a menudo glauconíticas, calizas bioclásticas, bioturbadas y no bioturbadas, lutitas laminadas y margas.

La formación Napo ha obtenido la categoría de Grupo según Jaillard (1997), pero, en este estudio se utiliza la subdivisión clásica de formación y miembros:

- *Miembro Arenisca Basal* (Albiano medio temprano - Albiano medio tardío): Se la conoce también como Hollín Superior de acuerdo con Tschopp, (1953); su diferencia con la formación Hollín se debe a las características marinas que presenta. Está constituido de areniscas cuarzosas glauconíticas, calizas, margas y lutitas;

- *Miembro Caliza "C"* (Albiano medio temprano - Albiano medio tardío): Corresponde a calizas masivas y lutitas negras, con presencia de glaucomita y fosfatos;
- *Miembro Lutitas T* (Albiano medio - Albiano tardío): Lutitas negras no calcáreas ricas en material orgánico que hacia el tope evolucionan a calizas fosilíferas intercaladas con niveles de areniscas glauconíticas; y,
- *Miembro Arenisca T* (Albiano tardío): Corresponde a areniscas de grano fino a medio, que lateralmente y en dirección Oeste hacia el tope pasan a areniscas glauconíticas intercaladas con lutitas y calizas margosas, formando una secuencia estrato granodecreciente.
- *Miembro Caliza "B"* (Albiano tardío): Secuencia de lutitas carbonatadas y calizas fosilíferas margosas;
- *Miembro Lutita U* (Cenomaniano temprano): Constituida por lutitas laminadas negras, ligeramente calcáreas o no calcáreas, calizas margosas y calizas arcillosas que localmente pueden llegar a ser muy potentes; y,
- *Miembro Arenisca U* (Cenomaniano temprano a medio): Corresponde a una sucesión de areniscas cuarzosas, areniscas glauconíticas de grano fino bioturbadas, lutitas y calizas margosas, se trata de una secuencia estrato - granodecreciente. Al Oeste, las arenas del miembro U desaparecen pasando a una secuencia de composición predominantemente carbonatada con calizas fosilíferas, bioturbadas arenosas y glauconíticas que alternan con lutitas o limonitas y delgadas areniscas glauconíticas de grano fino, que se encuentra en discordancia sobre las Lutitas U.
- *Miembro Caliza A* (Turoniano medio - Turoniano tardío): White en 1995, propone dividirla en una parte Inferior: caracterizada por una potente sección de calizas micríticas masivas y laminadas, poco o nada bioturbadas, con cherts y restos de peces, escasos bivalvos y ammonites enanos abundantes

de manera local. Contiene abundante pirita y poco o nada de glaucomita. La parte superior: de acuerdo con Gaibor en 2001, está constituida por calizas fosilíferas o intraclásticas. La bioturbación es intensa, contiene abundancia de fósiles (amontes y bivalvos) lo que sugiere una condensación de la sedimentación. Existe abundancia de cantos fosfáticos hacia al tope indicando un depósito en mar abierto y de baja energía;

- *Miembro Arenisca M-2* (Turoniano tardío?): Sucesión de areniscas muy finas separadas por finas intercalaciones de lutitas calcáreas en el este de la cuenca. Hacia el oeste, la unidad pasa lateralmente a margas arenosas y glauconíticas que culminan con niveles de calizas hacia el tope; y,
- *Miembro Caliza M-2* (Turoniano tardío): Son calizas fosilíferas interestratificadas con lutitas, la parte superior corresponde a calizas margosas fosilíferas con bioturbación.
- *Miembro Caliza M-1* (Coniaciano temprano): sucesión de calizas, lutitas y margas. Su ambiente de depósito corresponde a una plataforma anóxica carbonatada en la base y al tope es una plataforma anóxica restringida;
- *Miembro Lutita M-1* (Santoniano tardío - Campaniano temprano): Lutitas de color negro y gris oscuro ricas en materia orgánica con lentes calcáreas o limo-arenosos esporádicos, su ambiente de depósito es una plataforma marino somera;
- *Miembro Limolita M-1*(Campaniano temprano - Campaniano medio): Forma parte de las areniscas basales M-1 definidas en 1993 por Raynaud et al. Se trata de un depósito con intercalaciones o lentes arenosos, en ocasiones carbonatados. Su ambiente de depósito correspondería a una plataforma lodosa/clásica somera de baja energía;

- *Miembro Arenisca M-1 Inferior* (Campaniano medio): Areniscas masivas, gruesas frecuentemente microconglomeráticas a la base. Su ambiente de depósito sería fluvial; y,
- *Miembro Arenisca M-1 Superior* (Campaniano medio): Areniscas en ocasiones glauconíticas con intercalaciones de lutitas, y los sobreyacen sedimentos pantanosos, que se encuentran formando capas de carbón.

De acuerdo con Jaillard (1997) consiste en 240 y hasta más de 400 m de grosor. El espesor promedio para con Vallejo (2002), es 300 m con un máximo de 600 m hacia sur de la Zona Subandina (Levantamiento Cutucú)

**Relaciones Estratigráficas:** El Formación Napo descansa en concordancia sobre la subyacente Formación Hollín, mientras que, el contacto con la suprayacente Formación Tena es una discordancia erosional o un hiato, de acuerdo de la ubicación con respecto al eje de la cuenca. (Vallejo et al., 2002).

**Edad:** Jaillard (1997) le asigna una edad de Albiano temprano - Campaniano medio. Labogeo en sus estudios entre 1989-1993, data al Miembro Napo Basal en base a *Brancoceras sp.*, *Lyelliceras sp.*, *Oxytropidoceras sp.*, *Venezoliceras sp.*, *H. trochoidea*, *E. protensus*, *E. verrucatus*; al Miembro Napo Inferior en base a *E. castelaini*, *E. africaensis*, *G. causea*, *Gnetaceapollenites spp*, *H. moremani.*, al Miembro Napo Medio en base a *H. helvetica*, *H. prae helvetica*, *H. reussi*, *M. renzi*, *M. schneegansi*, *M. sigali*, *W. archeocretacea*, *E. eximius*, *Q. gartneri*, *Z. stenopous*, *I. labiatus*, *Coilopoceras sp.*, *Mammites sp*; al Miembro Napo Superior en base a *Peroniceras sp.*, *D. concavata*, *H. reussi*, *C. mülleri*, *D. cretaceum*, *R. cf. fornicata*, *Rugoglobigerina spp.*, *G. ventricosa.*, *D. senonicus.*, *P. infusorioides*, *N. grandis*, *A. reticulatus*, *H. emelianovi*, *I. grandis*, *P. sigali*, *T. delicatum*.

**Geoquímica:** Los valores de Refractancia de Vitritina están entre 0,4 - 0,5%, Con pirólisis se determinó el valor de Tmax = 428 °C. (Dashwood y Abbotts, 1990; Bernal, 1998). Estos datos indican condiciones de inmadurez térmica para la generación de hidrocarburos. Los valores de TOC están en un rango de 9,8% y

12%, lo que sugiere un ambiente anóxico-dióxico que permitió la preservación de la materia orgánica. (Vallejo et al., 2002).

***Ambiente de depósito:*** Se depositó en una plataforma marina estable en la cual los niveles de lutitas, arcillolitas y calizas representan períodos transgresivos y las areniscas corresponden a episodios regresivos. (Bernal, 1998).

### **2.3.9 Formación Tena (Maastrichtiano Temprano - Paleoceno)**

***Localidad:*** Nombrada por J.D. Kappeler, toma su nombre del pueblo de Tena, en donde existen buenos y numerosos afloramientos.

***Litología:*** Consiste en arcillas de varios colores, principalmente rojo-café con una cantidad variable de areniscas en la base y en la parte superior.

Jaillard (1997) la subdivide en tres miembros:

#### *Tena Basal* (Maastrichtiano temprano)

- La litología varía desde areniscas arkósicas al Este, pasando hacia cuarzo-arenitas, cuarzo-arenitas arkósicas y cuarzo-arenitas calcáreas en la parte central y norte de la cuenca. Hacia la parte subandina, se presentan microconglomerados, brechas calcáreas y areniscas cuarzosas. La base de este miembro corresponde a una discordancia regional asociada a un cambio litológico importante.

#### *Tena Inferior* (Maastrichtiano)

- Constituida de limolitas y areniscas rojas continentales de grano fino.

#### *Tena Superior* (Paleoceno)

- Consiste en limolitas y areniscas continentales de grano más grueso.

De acuerdo con Tschopp (1953), el espesor de la Formación Tena es muy variable y se reduce de Sur (600 m) a Norte (400 m) en la zona subandina, y de Oeste (más de 1 000 m) a Este en la cuenca amazónica (272 m en Tiputini).

**Relaciones Estratigráficas:** Los contactos inferior y superior son discordantes no angulares. (Tschopp; 1953).

**Edad:** La edad inferida es Maastrichtiano – Paleoceno, los organismos con los que se ha datado esta formación son *B. andreevi*, *Gabonisorites spp.*, *H. emelianovi*, *T. multiporis*, *R. rugosa*, *G. ct. Lapparenti*, *F. costata*, *A. cf. peruviana*, *Rhaddochara sp.*

Jaillard (1997) señala la existencia de un hiato sedimentario de edad Maastrichtiano tardío - Paleoceno temprano entre los miembros Inferior y Superior, mientras que, Dashwood y Abbotts (1990) indican la existencia de un hiato erosional en el techo de la formación, representado por el brusco cambio de facies a los conglomerados basales de la Formación Tiyuyacu.

**Ambiente de depósito:** La formación se habría depositado en un ambiente continental, como producto del levantamiento y posterior erosión de la Cordillera Real. (Faucher y Savoyat; 1973).

## CENOZOICO

### 2.3.10 Formación Tiyuyacu (Eoceno Temprano - Oligoceno Temprano)

**Localidad:** Nombrada por P. Hess en 1939, el miembro inferior aflora escasamente en la cuenca, está expuesto en la quebrada Tiyuyacu, en las márgenes del río Misahuallí, cerca de su desembocadura en el río Napo y en la carretera Tena-Puyo, a pocos kilómetros de Puerto Napo en dirección al Puyo. El Miembro Superior aflora igualmente en la zona subandina, la mejor sección se encuentra al Norte, en el campo Bermejo. (Baby et al., 2004)

**Litología y espesor:** Rivadeneira y Baby (1999), mediante el análisis de las secciones sísmicas de la Cuenca Oriente, han definido una fuerte erosión intra-Tiyuyacu por lo que han diferenciado dos miembros:

Tiyuyacu Inferior (Eoceno temprano - Eoceno medio)

- La conforman conglomerados, areniscas y arcillas rojas. Los conglomerados son subredondeados a redondeados, compuestos principalmente de cherts, cuarzo lechoso y cuarcitas.

Tiyuyacu Superior (Eoceno medio - Eoceno tardío)

- Corresponde a una secuencia granodecreciente de conglomerados en la base, arcillas y areniscas hacia el tope.

De acuerdo con Tschopp (1953), el espesor pasa de 700 a 250 de Norte a Sur del levantamiento Napo y disminuye también del Oeste al este de la cuenca. (Jaillard; 1997).

**Relaciones Estratigráficas:** El contacto con la con la subyacente Formación Tena es discordante no angular, mientras que el contacto con la sobreyacente Formación Chalcana es concordante.

**Edad:** De acuerdo con Jaillard (1997) trabajos realizados en 1993 en base a fósiles como *M. howardi*, *M. fransiscoi*, *M. annuloides*, *M. iverensis*, *V. usmensis*, *Nitellopsis sp.*, se establece una edad de Eoceno Inferior - Eoceno Superior, mientras que, de acuerdo con Valdez (1997) y Baby et al., (1999) la edad asignada a la formación es Eoceno temprano - Oligoceno temprano.

**Ambiente de depósito:** Marocco et al., (1997) determina un ambiente fluvial y corresponde a ríos proximales intermitentes o con larga estación seca para el Miembro Inferior.

### **2.3.11 Formación Orteguzza (Oligoceno Temprano)**

**Localidad:** Fue nombrada por primera vez por H. A. Hauss, pero lo publican inicialmente en 1945 por Tschopp, solamente se conoce un afloramiento y es descrito por Marocco et al. (1997), Valdez Pardo (1997) y Christophoul et al. (2002). Se ubica al este del frente subandino, a orillas del río Aguarixo, cerca de la población Cascales, junto al “Puente del Suizo”.

**Litología y espesor:** Está constituida de areniscas grises verdes, lutitas grises-verdes a negras, con algunos niveles de areniscas glauconíticas también hay presencia de nódulos de pirita. Presenta un cambio lateral de facies hacia la zona Subandina, donde es más continental, y está constituida por lutitas color chocolate con intercalaciones arenosas, esta parte continental corresponde a la base de la Formación Chalcana en dicha zona. (Valdez; 1997).

El espesor de la formación de acuerdo con Dashwood y Abbotts, (1982) es de 300 m.

**Relaciones Estratigráficas:** Presenta cambio lateral de facies hacia la zona Subandina, donde es más continental, y corresponde a la base de la Formación Chalcana en dicha zona. (Valdez; 1997).

**Edad:** De acuerdo con Ordóñez, (2006) se le asigna a la formación una edad de Eoceno tardío - Oligoceno

**Ambiente de depósito:** La formación muestra una mezcla de ambientes partiendo de una plataforma abierta, pasando por zonas bajo influencia de mareas hasta una llanura aluvial. (Christophoul et al., 2004 en Baby et al., 2004)



## NEÓGENO Y CUATERNARIO

### 2.3.12 Formación Chalcana (Mioceno)

**Localidad:** Nombrada por P. Hess en 1939, la localidad tipo de esta formación se ubica en la quebrada Chalcana afluente de la Tiyuyacu.

**Litología y espesor:** Consta de arcillolitas rojas y lutitas abigarradas con yeso, intercaladas con niveles de areniscas cuarzosas de grano fino a medio esporádicamente bentónicas y micro-conglomerados. Se caracteriza por la presencia de nódulos calcáreos. El espesor de la formación es de 400 m al Este y que se incrementa al W.

**Relaciones Estratigráficas:** Yace en transición gradual sobre la Formación Tiyuyacu y existe un contacto bien definido con la sobreyacente Formación Arajuno (Tschopp; 1953). Su parte basal corresponde al equivalente lateral en facies continental de la Formación Orteguzza. (Rivadeneira y Baby; 1999)

**Edad:** Ordóñez et al., (2006) definieron una edad de Mioceno para la formación.

**Ambiente de depósito:** De acuerdo con Chiristophoul en Baby et al., (2004), es un ambiente continental, un tipo de río meandriforme de baja sinuosidad con carga sedimentaria fina, o como ríos anastomosados comparables a los ríos de la llanura amazónica actual.

### 2.3.13 Formación Arajuno (Mioceno Medio - Mioceno Tardío)

**Localidad:** Denominada así por P. Hess en 1939, debido al río Arajuno, tributario del Napo 15 km SE de Puerto Napo.

**Litología y espesor:** Está constituida por areniscas con láminas y lentes de cantos rodados y conglomerados. Tschopp (1953) define tres subdivisiones:

### Arajuno Inferior

- Constituida por areniscas con lentes de guijarros y pocos conglomerados intercalados con arcillas bentónicas.

### Arajuno Medio

- Arcillolitas rojas con yeso en la base y tobas hacia el tope.

### Arajuno Superior

- Arenas con arcillas ligníticas y vetas de carbón.

La formación corresponde a una potente secuencia sedimentaria de hasta aproximadamente 1000 m.

**Relaciones Estratigráficas:** El contacto con la subyacente Formación Chalcana es concordante (Baby et al., 1998), mientras que, el contacto con la suprayacente Formación Chambira es de tipo “*onlap*”. (Baldock, 1982)

**Edad:** Baldock (1982) y Ordóñez (2006), le asignan una edad de Mioceno medio a Mioceno tardío.

**Ambiente de depósito:** De acuerdo con Christophoul en Baby et al., (2004), el ambiente que le corresponde a la Formación Arajuno un ambiente continental de estilo fluvial de tipo divagante de baja sinuosidad con carga sedimentaria gruesa donde se han encontrado conglomerados y a meandros con carga arenosa de baja sinuosidad donde la granulometría es más baja.

### 2.3.14 Formación Chambira (Mioceno Tardío - Plioceno)

**Localidad:** Denominada por H. A. Haus en 1940 como la formación Chambira, la localidad tipo se encuentra cerca de 13 km al Este de Canelos en la localidad Chambira en el río Bobonaza. (Tschopp; 1953).

**Litología y espesor:** La constituye una alternancia de niveles de conglomerados, con abundantes troncos silicificados, niveles de areniscas tobáceas y arcillas intercaladas en la parte intermedia. Su espesor aproximado es de 1 000 m.

**Relaciones Estratigráficas:** El contacto con la subyacente Formación Arajuno es de tipo “onlap”. (Baldock, 1982); mientras que, el contacto con la suprayacente formación Mesa es discordante.

**Edad:** Baldock (1982) le asigna una edad de Mioceno tardío a Plioceno.

**Ambiente de depósito:** Es un típico abanico de piedemonte con sedimentos fluviales alimentado por la erosión de la Cordillera Real. (Bernal, 1998)

### 2.3.15 Formación Mesa (Plio - Pleistoceno)

**Localidad:** Definida por Tschopp (1953), se extiende desde las estribaciones orientales de los andes hacia el este cubriendo las formaciones más antiguas en amplias áreas.

**Litología y espesor:** Corresponde a un apilamiento de terrazas imbricadas fuertemente erosionadas, compuestas de depósitos clásticos medio a gruesos, con esporádicos horizontes tobáceos al Oeste.

El espesor varía de 1 000 m al Oeste a casi 100 m al Este (Egüez et al., 1991; Baldock; 1982).

**Relaciones Estratigráficas:** La Formación Mesa tiene un contacto discordante con la Formación Chambira, y con la suprayacente Formación Mera el contacto también discordante.

**Edad:** Baldock, (1982) le asigna una edad de Plio-Pleistoceno.

**Ambiente de depósito:** Corresponde a un ambiente continental, ya que corresponden a depósitos clásticos que provienen de los flancos orientales de la Cordillera Real.

### 2.3.16 Formación Mera (Pleistoceno - Holoceno)

**Localidad:** Denominada por Baldock (1982), los afloramientos representativos aparecen en la depresión Santa Inés y al nivel de Shell y Mera.

**Litología y espesor:** Está conformada por conglomerados con clastos centimétricos a plurimétricos con intercalaciones de niveles piroclásticos en la parte proximal del abanico. Los depósitos más recientes están asociados a los productos de las erupciones de los sistemas volcánicos Sumaco y Reventador.

**Relaciones Estratigráficas:** Descansa en discordancia sobre la Formación Mesa.

**Edad:** Baldock (1982) le asigna una edad Pleistoceno-Holoceno.

**Ambiente de depósito:** Corresponden a un ambiente continental, corresponden a depósitos de un abanico de piedemonte y los productos más recientes son productos volcánicos de los sistemas Sumaco y Reventador. (Rivadeneira y Baby, 1999).

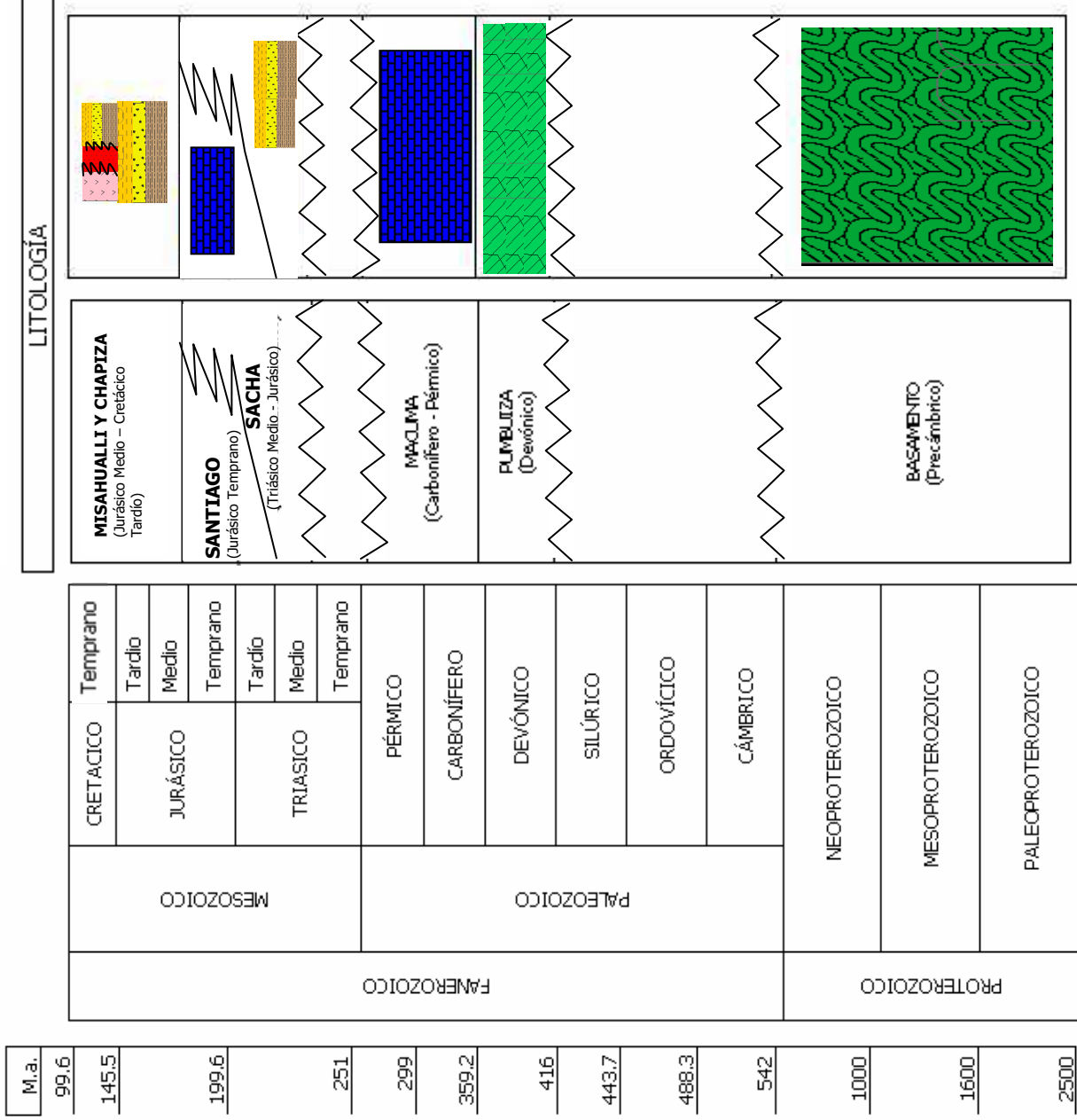


Figura 2.3 COLUMNA LITOLÓGICA FORMACIONES DE EDAD PRECRETÁCICA

## **2.4 MARCO ESTRUCTURAL REGIONAL**

El desarrollo de la Cuenca Oriente es el resultado de esfuerzos transpresivos presentes desde el Cretácico Terminal los cuales provocan la emersión de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de ante-país de tras-arco propiamente dicha.

Gracias al análisis de secciones sísmicas y de datos estructurales de campo se han puesto en evidencia tres dominios o corredores estructurales y petrolíferos, debido a las diferencias en características geométricas y cinemáticas relacionadas con la dinámica propia del Precretácico, tales dominios son: Sistema Subandino-Dominio Occidental; Corredor Sacha Shushufindi-Dominio Central y Sistema Invertido Caipirón Tiputini-Dominio Oriental. La deformación y la estructuración de los campos petrolíferos resultan de la inversión tectónica de antiguas fallas normales ligadas a un sistema de rift de edad triásico y/o jurásico inferior. Estas fallas actualmente inversas y de fuerte buzamiento, principalmente orientadas en dirección N-S o NNE-SSW que se prolongan hacia el norte de Colombia, son las que limitan los tres dominios estructurales. (Rivadeneira y Baby, 1999; Baby et al., 2004)

### **2.4.1 Dominio Occidental: Sistema Subandino**

En este sistema se puede distinguir el estilo de las últimas deformaciones y corresponde a la parte aflorante de la Cuenca Oriente en donde se observan fallas inversas de alto abajo ángulo, con marcadores cinemáticos que evidencian una tectónica transpresiva con movimientos dextrales. Este dominio se levantó y deformó principalmente durante el Plioceno y el Cuaternario. Se diferencian de Norte a Sur, tres zonas morfoestructurales:

**Levantamiento Napo:** Corresponde a un domo inmenso, que al Este y al Oeste lo limitan fallas de rumbo, son las formaciones sedimentarias cretácicas y terciarias de la cuenca las que esencialmente afloran en este sitio. El sustrato del

Cretácico lo constituye la Formación volcánica Misahuallí en la parte central y el granito de Abitagua en el borde occidental ambos del Jurásico medio a superior.

El borde oriental del Levantamiento Napo (frente subandino) está constituido por estructuras compresivas, tipo estructuras en flor positivas (Harding, 1985), que originaron el campo Bermejo y otras estructuras como el anticlinal del río Payamino. En el campo Bermejo al analizar ciertas secciones sísmicas del borde occidental se observa una sedimentación sin-tectónica de la Formación Tena Inferior que probablemente registró la etapa de deformación de las estructuras en flor del frente subandino en el Cretácico Terminal.

Su borde Occidental está deformado por fallas de rumbo que limitan un bloque compuesto de un sustrato granítico (Batolito de Abitagua) y de una cobertura de sedimentos mesozoicos levemente metamorfizados. A lo largo de las fallas de rumbo se encuentran los volcanes Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco.

El Levantamiento Napo se amortigua y desaparece probablemente debajo de los corrimientos de la Cordillera Oriental. (Rivadeneira y Baby, 1999).

**Depresión Pastaza:** Es la zonas de transición entre el Levantamiento Napo y el Levantamiento Cutucú, afloran esencialmente sedimentos neógenos y cuaternarios. Las fallas se vuelven más cabalgantes al contacto Sistema Subandino-Cordillera Oriental. En contacto anormal subhorizontal sobre la Formación Napo y Tena existe en el río Llushín un “*klippe*” tectónico compuesto de sedimentos metamorfizados de la Formación Pumbuiza. (Rivadeneira y Baby, 1999).

**Levantamiento Cutucú:** Caracterizado por la aparición de nuevas formaciones Precretácicas, afloran esencialmente las formaciones triásicas y jurásicas Santiago y Chapiza. A lo largo de la carretera Santiago-Méndez, se lo interpreta como una estructura en flor. A esa latitud el frente subandino corresponde, en superficie, a un sistema de corrimientos a vergencia oeste, relacionados con una cuña intercutánea profunda a vergencia este (Cordillera Shaime). Hacia el Norte,

este sistema de retro-corrimientos cabalga el borde este de la estructura en flor del Levantamiento Cutucú. Hacia el Sur, el sistema de retro-corrimientos se desarrolla según una orientación NNW-SSE y forma el borde oriental de la Cuenca Santiago de Perú. (Rivadeneira y Baby, 1999).

#### **2.4.2 Dominio Central: Corredor Sacha - Shushufindi**

Este corredor abarca los campos petrolíferos más importantes del país. Está deformado por megafallas de rumbo orientada en dirección NNE-SSW, la cuales se verticalizan en profundidad y pueden evolucionar a estructuras en flor hacia la superficie. Las mega-fallas de rumbo las que han funcionado ya en el Precretácico, limitan semigrabens de edad triásico superior a jurásico, a veces deformados por pliegues de gran amplitud (anticlinal Sacha). Esos pliegues corresponden probablemente a pliegues de tipo “*roll over*”. Estas fallas han sido reactivadas e invertidas (transpresión dextral) durante el Cretácico Superior, el Terciario y el Cuaternario, además, están asociadas a la extrusión de cuerpos volcánicos en el Cretácico Superior. Aunque aún no se define claramente la parte sur del corredor parece prolongarse hacia el suroeste y aflorar en el Levantamiento Cutucú. (Rivadeneira y Baby, 1999).

#### **2.4.3 Dominio Oriental: Sistema Invertido Capirón - Tiputini**

Es más ancho que el Corredor Sacha Shushufindi. Tiene estructuras y campos petrolíferos de importancia ubicados en sus bordes, oriental con estructuras como Tiputini, Tambococha, Ishpingo, Imuya; occidental con estructuras como Cuyabeno-Sansahuari, Capirón; y también en la parte central con estructuras como Pañacocha, Yuturi y Amo. Las estructuras oblicuas en “*echelon*” y fallas verticales en superficie son la expresión del estilo de la deformación e indican que en el Corredor Sacha-Shushufindi hay un régimen tectónico en transpresión dextral.

Este corredor es la expresión de la inversión de una cuenca extensiva estructurada por fallas lítricas, diferente de la cuenca Sacha Santiago del



Corredor Sacha-Shushufindi y probablemente de edad permo-triásico. La inversión habría provocado un importante levantamiento de la parte oriental de la cuenca a partir del Eoceno como lo muestran secciones sísmicas donde estructuras eocénicas están erosionadas y selladas por la base de la Formación Tiyuyacu Superior. (Rivadeneira y Baby, 1999).

## **2.5 ETAPAS DE DEFORMACIÓN**

La sísmica muestra que la mayoría de las fallas de rumbo corresponden a antiguas fallas normales, ahora invertidas, que controlan la sedimentación del Permo-Triásico al Cretácico Temprano.

### **2.5.1 Extensión Precretácica**

El Precretácico se desarrolla principalmente hacia el S-SW de la cuenca Oriente. Se caracteriza por una cuña sedimentaria paleozoica que se bisela hacia el Este y por semigrabens de edad permo-triásica o jurásica, erosionados y sellados por la Formación Yaupi o la Formación Hollín; la mayoría de estos semigrabens fueron invertidos durante el Cretácico Superior y/o Terciario. En el Dominio Oriental de la cuenca, algunos permanecen no deformados y sellados por la Formación Yaupi. El relleno de los semigrabens corresponde esencialmente a las formaciones Sacha-Santiago en el Corredor Sacha-Shushufindi y el sustrato en el Sistema Capirón Tiputini lo constituyen sedimentos paleozoicos.

### **2.5.2 Extensión Napo Basal o Inferior? (Albiano a Cenomaniano)**

Con ciertas secciones sísmicas es posible evidenciar pequeñas fallas normales que afectan la parte inferior de la Formación Napo. La mayoría de estas pequeñas fallas fue invertida durante las etapas de deformación compresivas posteriores. Controlaron posiblemente la sedimentación de ciertos cuerpos arenosos que actualmente son excelentes reservorios.

### **2.5.3 Extensión Napo Medio - Tena Inferior (Turoniano a Maastrichtiano)**

Durante la sedimentación de los miembros Napo Medio y Superior y de la Formación Tena Inferior, se produjo la primera etapa de deformación compresiva, que Rivadeneira y Baby (1999) califican de inversión tectónica en régimen transpresivo dextral. Se observa en base a secciones sísmicas que los sedimentos de la Napo Superior y de la Tena inferior se biselan sobre el anticlinal de la estructura Shushufindi y sellan así una primera etapa de deformación.

En la parte Oriental, estructuras como Pañacocha o Capirón presentan en sus flancos variaciones de espesor en la Formación Tena debidas a una fuerte erosión de la Tiyuyacu Basal.

En la parte Oeste de la cuenca, la Formación Tena está menos erosionada por lo que es más completa y estructuras como Bermejo presentan una deformación sin-sedimentaria en el Tena Inferior que registró este evento de deformación transpresiva.

Esta primera etapa de deformación, que afecta a la mayoría de los campos productores del Oriente, coincide con la fase de deformación compresiva Peruana descrita por Jaillard (1993) más al Sur.

### **2.5.4 Inversión Tiyuyacu Inferior (Eoceno Inferior)**

El análisis de la sísmica ha permitido definir una superficie de erosión intra-Tiyuyacu y así una nueva formación Rivadeneira y Baby (1999) denominan Tiyuyacu Superior. La superficie erosiva provoca variaciones de espesor de la Tiyuyacu Inferior en los flancos de estructuras como Cuyabeno-Sansahuari o V.H.R., delimitando así una deformación pre-Tiyuyacu Superior. Tal deformación es sin-sedimentaria en la Tiyuyacu Inferior que confirma la importancia de esta segunda etapa de deformación transpresiva (edad probable Eoceno Inferior) que marca el inicio de una importante subsidencia de la Cuenca Oriente.

### **2.5.5 Inversión Plioceno - Cuaternario**

Es la última y una de las principales etapas de inversión tectónica de la Cuenca Oriente, es responsable del levantamiento del Sistema Subandino y de toda la columna sedimentaria de la Cuenca Oriente, incluyendo lahares y terrazas aluviales cuaternarias según se observa tanto en campo como en imágenes de radar. La sísmica muestra que muchas de las fallas invertidas de la cuenca de antepaís han sido reactivadas durante esta época.

Esta etapa es contemporánea de los volcanes Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco.

## CAPÍTULO III

### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.1 TECTÓNICA DE SISTEMAS EXTENSIONALES

##### CLASIFICACIÓN DE FALLAS EXTENSIONALES

De acuerdo con Wernicke et al., (1982) y Gibbs (1984) estas fallas pueden clasificarse principalmente en dos categorías que son: Fallas Extensionales Planares y Fallas Extensionales Lítricas. Mc. Clay (2000) las describe en términos de los efectos que producen sobre las capas y sobre las otras fallas. (Figura 3.1 y 3.2).

##### *Fallas Extensionales Planares*

Mc. Clay (2000) Las clasifica en dos categorías:

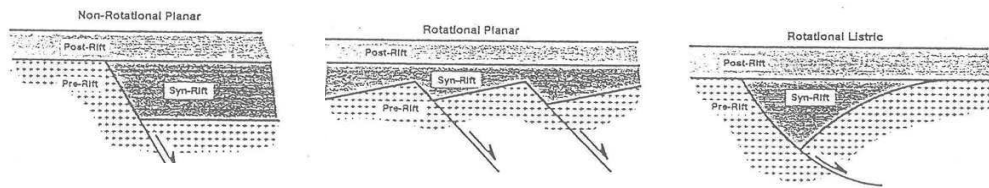
1. Fallas No Rotacionales
2. Fallas Planares Rotacionales – Modelo Dominó.

##### *Fallas Extensionales Lítricas*

Ocurren en fallas aisladas que provocan un nivel de despegue en el basamento o están ligadas a sistemas imbricados.

GRUPO	Elementos Rotados	Geometría de Falla
No Rotacional	Ninguno	Planar
Rotacional	Estratos	Lítrica
	Estratos y Fallas	Planar o Lítrica

**Figura 3.1** TABLA DE CLASIFICACIÓN SISTEMAS EXTENSIONALES DE FALLAS:  
(Modificado de Mc. Clay, 2000)



**Figura 3.2** CLASIFICACIÓN SISTEMAS EXTENSIONALES DE FALLAS:  
(Tomado de Mc. Clay, 2000)

### ***Geometrías Complejas de Fallas Extensionales***

Además de las geometrías mencionadas anteriormente un Sistema Extensional de fallas pueden tener geometrías más complejas.

#### ***Fallas Planares Rotacionales – Fichas de Dominó Rígido***

Esta geometría se produce cuando al momento en que opera la falla funcionan tanto extensión como rotación. (Figura 3.3).

#### ***Fallas Sigmoidales Rotacionales – Fichas Dominó Suaves***

Esta geometría se encuentra cuando el estilo de fichas de dominó sufre deformación interna producto de la extensión, de manera que, tanto las fallas como los bloques se deforman. (Figura 3.3).

#### ***Falla Planar con Desprendimiento de Basamento***

Esta geometría se encuentra en donde una falla planar con un nivel de despegue horizontal en el basamento puede generar un “roll-over” y un colapso de la estructura en la cresta. (Figura 3.3).

***Falla Planar “Doblada” con Desprendimiento de Basamento***

Esta geometría se encuentra en donde una falla planar pero “doblada” tiene un nivel de despegue horizontal en el basamento. Se desarrolla un un “roll over” con dos estructuras de colapso en la cresta. (Figura 3.3).

***Falla Lítrica – Cóncava hacia la parte alta***

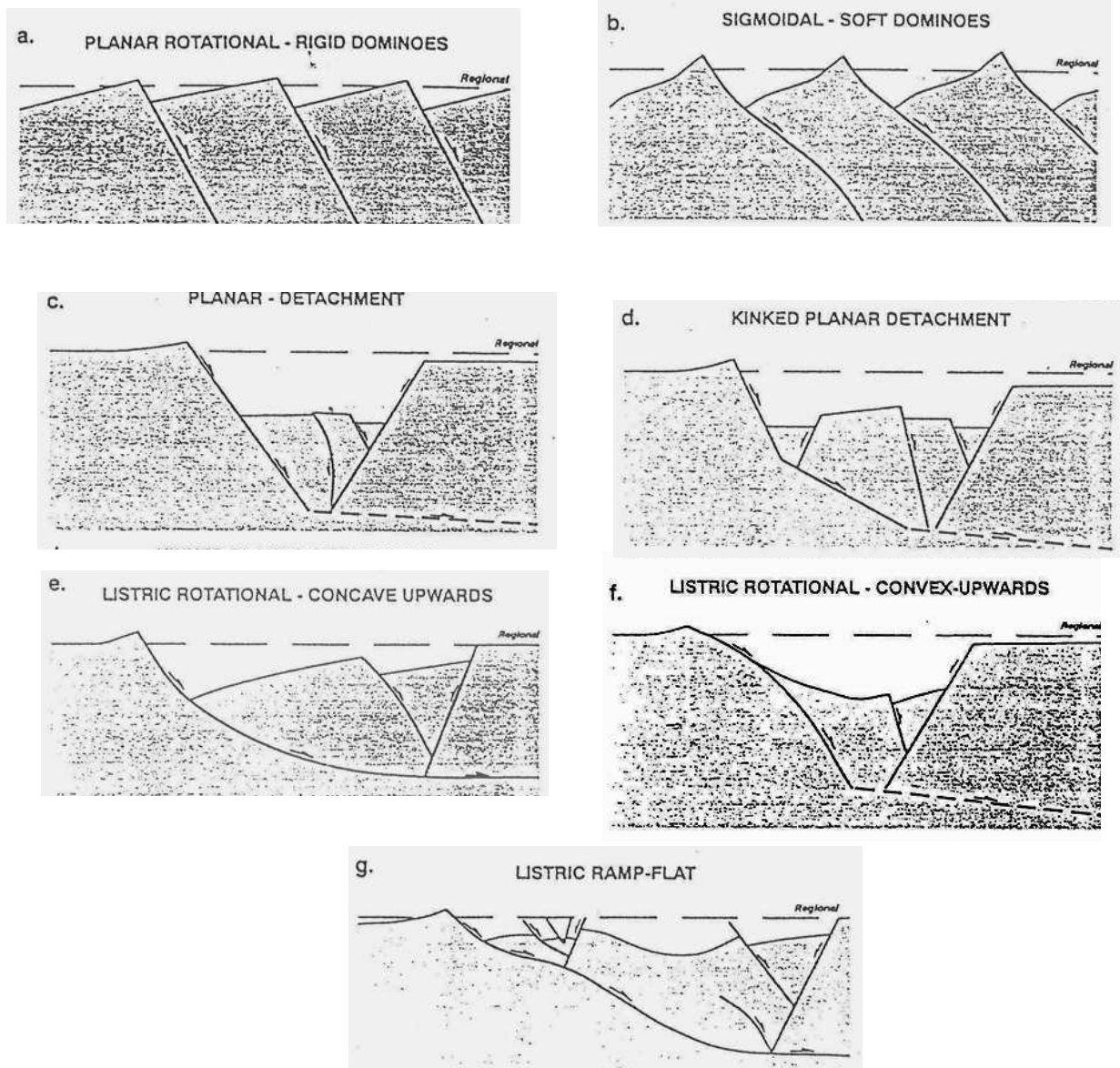
Esta geometría se encuentra donde una falla lítrica cóncava hacia la parte alta, con un nivel de despegue del basamento que generan “roll over” y estructuras de colapso en la cresta. La cantidad de rotación del “roll over” es una función de la inclinación de la falla lítrica hacia arriba. (Figura 3.3).

***Falla Lítrica – Convexa hacia la parte alta***

Esta geometría se encuentra donde una falla lítrica convexa hacia la parte alta con un nivel de despegue en el basamento. Este produce un sinclinal en el bloque colgante adyacente a la falla principal con un graben asociado al colapso de la cresta. (Figura 3.3).

***Falla Lítrica - Rampas de trayectorias planas***

Esta geometría produce una compleja arquitectura del bloque colgante que incluye “roll over” asociado con estructuras por colapso de la cresta, sinclinales en el bloque colgante, “roll over” bajos, y graben asociados al colapso de la cresta. La complejidad depende de la pendiente que presenta la rampa. (Figura 3.3).

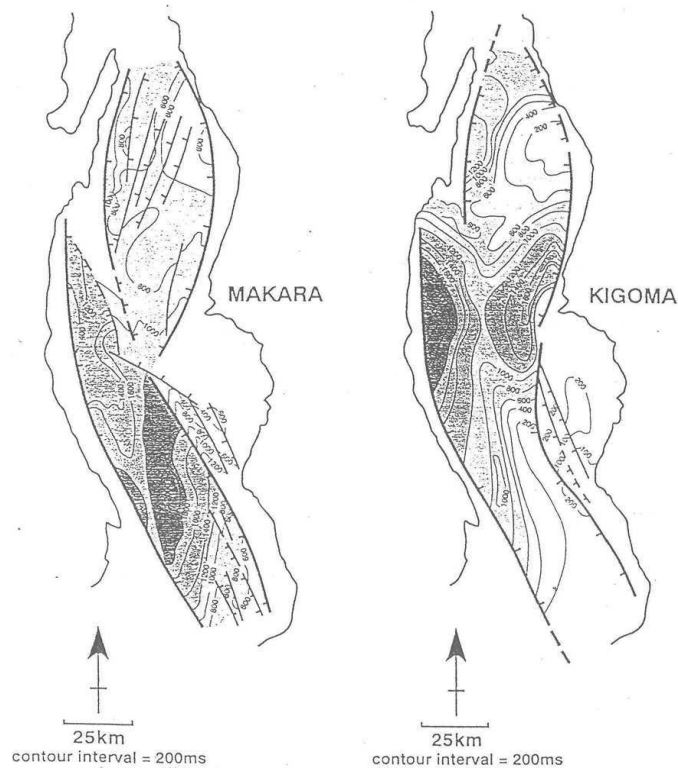


**Figura 3.3** GEOMETRÍAS COMPLEJAS EN SISTEMAS EXTENSIONALES DE FALLAS:  
(Tomado de Mc. Clay, 2000)

### ***Sistema Extensional de Fallas en Tres Dimensiones***

Mc. Clay (2000) señala que la geometría de un sistema extensional de fallas al ser analizado en tres dimensiones se tornará aún más compleja. Debido a rasgos observados en lugares como el Golfo de Suez se ha convertido en un tema controversial el describir como la extensión es transmitida. Si lo hace mediante fallas de rumbo (conocidas también como enlaces duros – Gibbs, 1984) o si la transferencia del desplazamiento y cambios de polaridad a lo largo del rumbo de

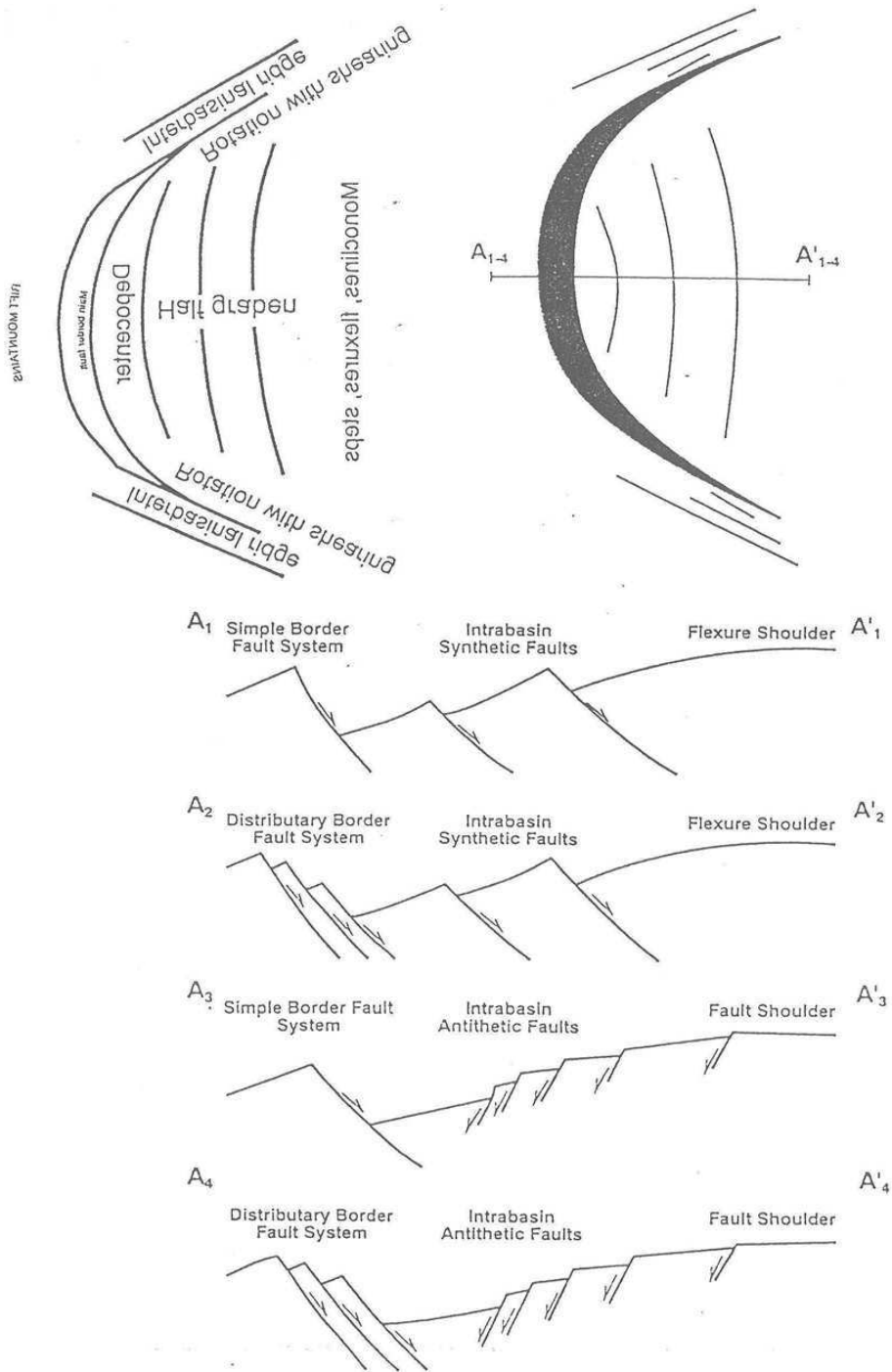
la falla ocurren debido a la existencia de zonas de acomodación y rampas de transferencia (conocidos como enlaces suaves – Rosendahl et al., 1986). (Figura 3.4).



**Figura 3.4** MAPAS ISÓPACOS DE UNIDADES ACÚSTICAS LAGO TANGANYIKA:  
(En Mc. Clay (2000) Tomado de Rosendahl et al., 1986)

Rosendahl et al. (1986) identificó para el Sistema de Rift Este Africano al que calificó como un sistema de rift asimétrico dominado por semigrabenes. Definió como unidad básica un semigraben archedo que genera una sección asimétrica característica, la cual varía en casos donde los semigrabenes se traslapan. (Figura 3.5).





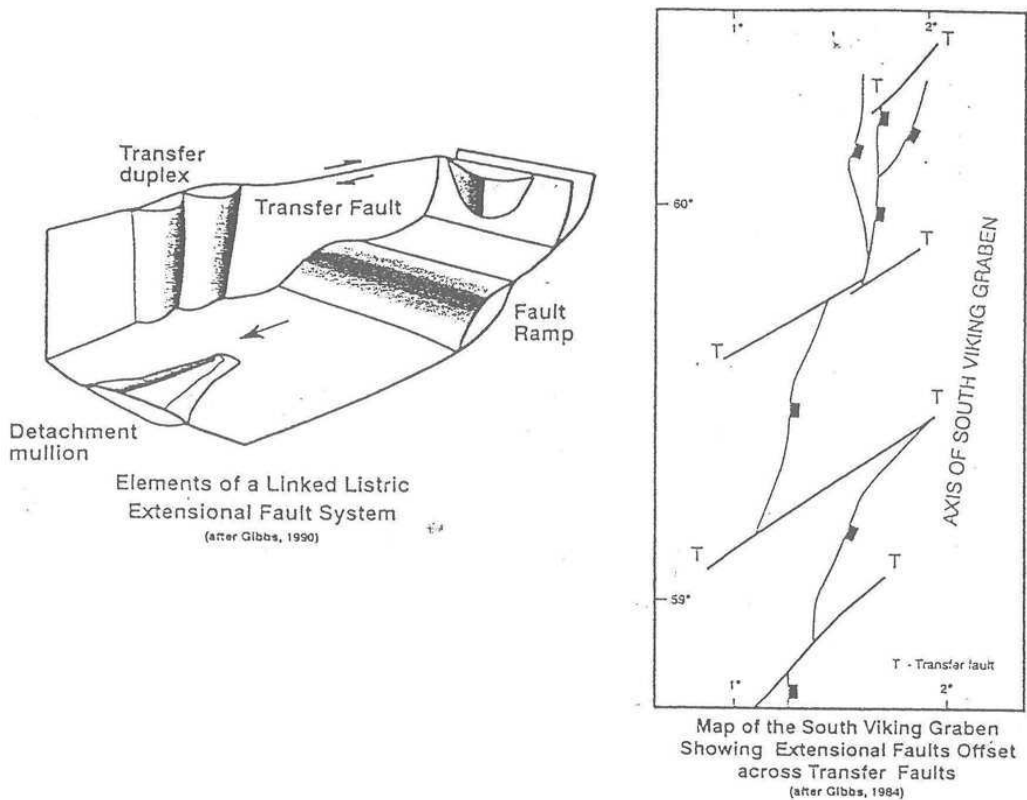
**Figura 3.5** UNIDAD BÁSICA GRABEN Y PERFILES ASIMÉTRICO CARACTERÍSTICOS:  
 (En Mc. Clay (2000) Tomado de Rosendahl et al, 1986)

### **Modelos Fundamentales para Sistemas Extensionales de Fallas en 3D**

A continuación se tratan dos modelos que se han propuesto en la década anterior para describir los enlaces entre las fallas de un sistema extensional en planta y en profundidad. Los modelos propuestos son:

#### **Sistema Extensional de Fallas con enlaces duros**

Este modelo habla de que la transferencia de desplazamiento en fallas individuales se por sistemas de fallas de rumbo a las que se denominó como Fallas de Transferencia (Gibbs, 1984, 1990) al igual que los sistemas extensionales de fallas los enlaces ocurren en una serie de fallas de rumbo. (Figura 3.6).



**Figura 3.6 ENLACES DUROS EN UN SISTEMA EXTENSIONAL DE FALLAS**  
Enlaces Duros en sistema de fallas lístricas - Enlaces Duros en el Mar del Norte:  
(En Mc. Clay (2000) Tomado de Gibbs et al, 1984 y 1990)

### ***Sistema Extensional de Fallas con enlaces suaves***

En contraste con los modelos para enlaces duros muchos sistemas de rift intracontinental no muestran fallas de rumbo de transferencia bien desarrolladas. En su lugar los cambios en la polaridad de las fallas y su desplazamiento a través de su rumbo ocurren más bien a través de zonas difusas de estructura compleja llamadas Zonas de Acomodación (para grupos de fallas extensionales) y Rampas de transferencia (para la transferencia del desplazamiento entre fallas individuales.) estos rasgos se conocen como Enlaces Suaves. En las rampas de transferencia que son zonas de flexura el desplazamiento de una de las fallas termina y lo absorbe por la otra falla y que la está tralapando. Esta estructura fue descrita por Larsen (1988) en el Rift "East Greenland" y se encuentra en muchos márgenes de rift expuestos como en el Golfo de Aden.

### ***Zonas de Transferencia, Rampas de Transferencia y Zonas de Acomodación.***

Zonas de Transferencia es un tipo de enlace suave que permite la transferencia del desplazamiento entre sets de fallas en un marco de fallas extensionales.

Zona de Acomodación este término se usa en zonas que permiten cambios en la polaridad de fallas extensionales a través de un grupo de fallas extensionales o a través de sistemas enteros de rift o de grabenes.

Rampa de Transferencia este término se restringe a que la transferencia de desplazamiento se de entre un par de de fallas extensionales que tengan una misma dirección de buzamiento. Estas fallas pueden tener una geometría de desplazamiento elíptica. Si estas fallas de traslapan, pueden formar una rampa de transferencia con una zona de flexura en la zona en la que se están traslapando. (Figura 3.7).

### **Rampas de Transferencia Falladas**

Con el incremento del desplazamiento en ambas fallas, los esfuerzos en la rampa también incrementan permitiendo la formación de fallas que atraviesan la rampa y provocan finalmente la ruptura de la misma. Los depocentros de los grabenes que la rodean y que se ubican en el bloque colgante son sitios de importante depósito de clastos gruesos y por tanto constituye zonas de potenciales buenos reservorios. (Figura 3.8).

Las rampas de transferencia proporcionan importantes vías para la migración de fluido y las zonas de falla en la rampa pueden permitir que se formen importantes trampas de hidrocarburos. (Ejemplos: Campos Beryl y Groningen).

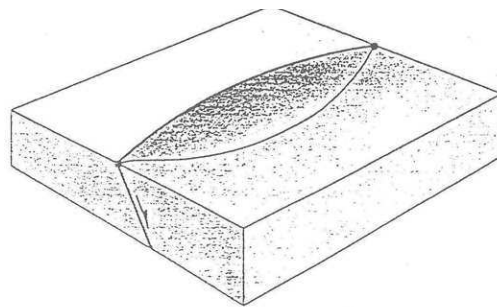


Figure 1.6.16. Isolated elliptical fault.

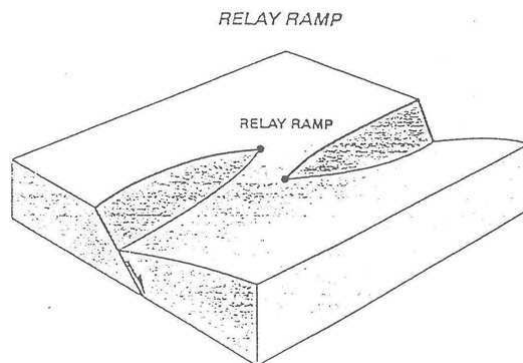
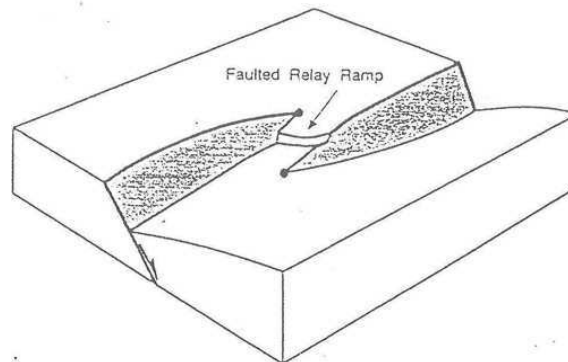


Figure 1.6.16. Relay ramp at overlapping faults.

**Figura 3.7 FORMACIÓN DE RAMPA DE TRANSFERENCIA A PARTIR DE FALLAS CON GEOMETRÍA OBLICUA (Tomado de Mc. Clay, 2000)**



**Figura 3.8** RAMPA DE TRANSFERENCIA FALLADA (Tomado de Mc. Clay, 2000)

## **3.2 MAGMATISMO EN ZONAS DE RIFT INTRACONTINENTAL**

### **3.2.1 Introducción**

Las rocas ígneas alcalinas aparecen en ambientes geodinámicos variados e incluyen, principalmente:

- Ambientes Anorogénicos Intraplaca oceánica o continental;
- Zonas de Subducción, especialmente en las zonas de tras-arco, o bien en etapas muy avanzadas de la evolución de los arcos de islas; y,
- Rifts Continentales

El magmatismo alcalino relacionado con rift intracontinental tiene ejemplos tanto con actividad reciente; así como de rifts continentales antiguos (Por extensión, continuidad y desarrollo, el mejor conocido de todos estos sistemas de rift es el que afecta al este de la placa africana, que ha permanecido activo durante la mayor parte del Cenozoico y continúa en la actualidad)

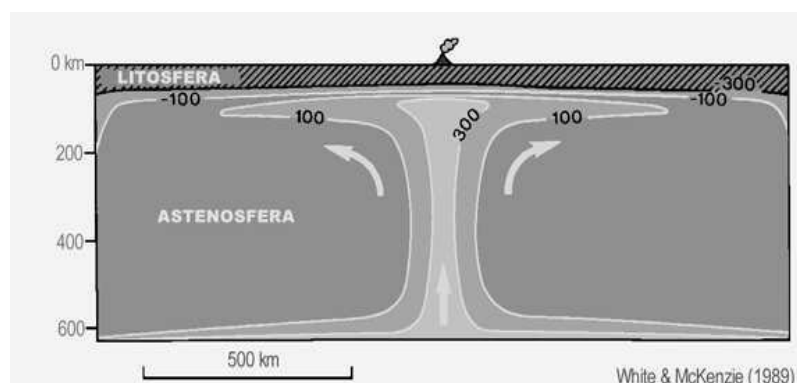
### 3.2.2 Desarrollo de Rifts Intracontinentales

**Contexto Geodinámico:** Según Olsen y Morgan (1995), un rift continental es una depresión tectónica alargada, asociada a la cual, el conjunto de la litosfera ha sido modificada por extensión. Por lo que la formación de un rift continental supone, entonces, un desarrollo de procesos de extensión de la litosfera, a los cuales se asocia el ascenso de astenósfera y un incremento de flujo térmico.

Este proceso puede ser explicado mediante dos mecanismos claramente diferentes (Segor y Burke, 1978; Keen, 1985):

#### **Rifting activo**

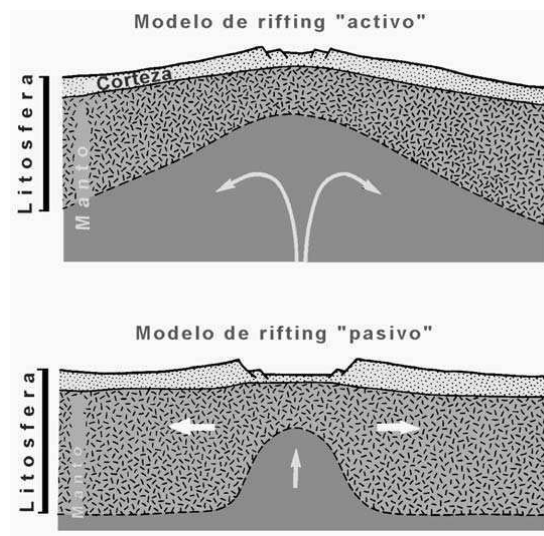
La condición implica un ascenso de astenosfera, relacionado con la presencia de una anomalía térmica en el manto y el desarrollo de movimientos ascensionales del mismo, en forma de “pluma” (Figura 3.9). Según White y McKenzie (1989), tales plumas astenosféricas presentan una temperatura superior en 100-150° C a la del manto circundante, por lo que la pluma presenta una menor densidad y, en consecuencia, el desarrollo de un movimiento ascensional de la astenosfera. En este modelo de rifting, la elevación de la astenosfera provoca una elevación regional de la corteza, formando un domo (con un radio de 200-800 km y una elevación 0,5 a 3 km) que condiciona un estado de esfuerzos extensional radial.



**Figura 3.9 RIFTING ACTIVO:** Modelo de pluma astenosférica propuesta por White y McKenzie (1989) para el manto subyacente a las islas de Cabo Verde. Las temperaturas se expresan en grados centígrados respecto a la temperatura media del manto superior (1340 °C). (Tomado de White y McKenzie; 1989)

**Rifting pasivo:**

El modelo de rifting pasivo (Figura 3.10) se da en función del desarrollo de un estado de esfuerzos distensivo en la litosfera, lo que conduce a un adelgazamiento de la litosfera y a la elevación posterior de la astenosfera. Esta elevación de la astenosfera puede producir un ligero movimiento ascensional de la corteza, que genera un abombamiento local (ligera elevación de los márgenes del rift).



**Figura 3.10** MODELOS DE RIFTING ACTIVO Y PASIVO  
(Tomado de Keen, 1985 y Wilson, 1989)

La secuencia de eventos esperable según cada uno de estos modelos de rifting es netamente distinta; así;

Un rifting activo presentaría: abombamiento regional → volcanismo → formación de una depresión central

Un rifting de tipo pasivo, presentaría, por el contrario: formación de una depresión central → abombamiento local → volcanismo

La adscripción de los rifts activos actualmente a uno u otro de estos modelos es compleja. Por otra parte, nada impide que en un rift de mayor desarrollo temporal,

el mecanismo de rifting pueda variar en el tiempo o de unos a otros segmentos del rift.

Así, en el rift del Este de África, el registro sedimentario indica una fuerte subsidencia precediendo al abombamiento regional (p.e. Baker et al, 1972; Carson y Curtis, 1989; Mohr, 1982), sugiriendo un mecanismo de tipo rift pasivo, al que sigue una activación del manto infrayacente pasando a un modelo de tipo activo.

Desde el punto de vista de la petrogénesis, las mayores diferencias entre uno y otro mecanismo de rift afectan al tipo de manto implicado en la generación del magmatismo, que en el modelo del rifting activo debe de corresponder a un manto profundo, (manto astenosférico) en tanto que en el modelo de rifting pasivo debe representar niveles más superficiales del manto (parte superior del manto astenosférico o incluso manto litosférico).

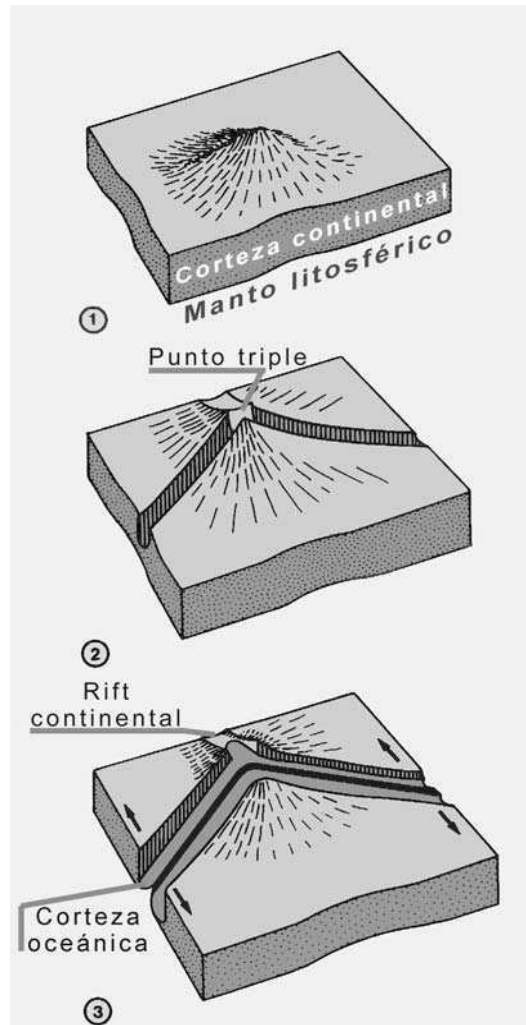
### **3.2.3 Estadios en la Evolución Temporal de los Sistemas de Rift Intracontinental**

La evolución temporal del proceso de rifting puede considerarse dividida en tres etapas (Gass, 1972; McKenzie, 1978; Burke y Wilson, 1979).

***Etapa Pre-rift:*** La etapa está caracterizada, desde un punto de vista tectónico, por el inicio de la extensión de la corteza (en términos reales, del conjunto de la litosfera); dicha extensión, en el caso de los rifts de tipo “activo”, está relacionada con el abombamiento de la corteza, al que acompaña una fracturación difusa, de tipo radial y con cierta frecuencia un volcanismo bimodal de tipo toleítico (flood basalts en los estadios iniciales y riolitas e ignimbritas en las etapas finales), tal como han descrito Kampunzu y Mohr (1991) en la rama este del rift africano. En otros casos, este abombamiento no resulta acompañado por emisiones volcánicas (p.e. en el área del Lago Tanganika, Dautria y Girod, 1987). En el caso de los rifts de tipo “pasivo”, esta etapa está caracterizada por una fracturación



difusa, frecuentemente con desarrollo de fallas de bajo ángulo y no se presenta volcanismo asociado. (Figura 3.11)



**Figura 3.11** ETAPAS CLÁSICAS EN LA EVOLUCIÓN DE UN RIFT INTRACONTINENTAL (Modificado de Burke y Wilson, 1979).

**Etapa Sin-rift:** La evolución de los procesos extensivos conduce a una fracturación muy destacada de la corteza, mediante fracturas listricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de corteza, con desarrollo de un semi-graben, pero que posteriormente, afectan a los bloques previos, configurando una depresión central con desarrollo en graben. La fracturación radial que acompaña al desarrollo de un rift de tipo activo, suele tender a concentrarse según las direcciones más favorables estructuralmente, dando origen a puntos triples. (Figura 3.11)

En las cuencas sedimentarias formadas por mecanismos de rift, el registro sedimentario muestra un aumento de la tasa de subsidencia durante esta etapa (McKenzie, 1978). La etapa sin-rift presenta típicamente el desarrollo de volcanismo alcalino, que puede ir precedido por una etapa de basaltos transicionales. En zonas concretas, en las que la dinámica extensiva de la corteza es más importante, como por ejemplo en el norte del rift Este africano (Etiopía), los basaltos transicionales pueden ser el tipo litológico predominante de la etapa sin-rift (Wilson, 1989).

***Etapa Post-rift:*** la evolución de un rift, tras el desarrollo de la etapa sin-rift, puede conducir a dos tipos de situaciones netamente distintas. (Figura 3.11)

***Continuación de la Extensión y Actividad Magmática:***

Esta situación se produce en aquellas ramas de las uniones triples con una mayor actividad magmática, que va asociada normalmente a un comportamiento más extensivo. Estas líneas pueden continuar su evolución hacia estadios en los cuales se comienza a producir corteza oceánica, pasando a convertirse por tanto en límites verdaderos de placa. En esta evolución, los productos emitidos van haciéndose cada vez menos alcalinos y pasan a tener características similares a las de los basaltos MORB.

***Cese de la Actividad Magmática y Periodo de Reposo:***

Las ramas de las uniones triples con una menor actividad magmática y comportamiento menos extensivo, pueden quedar abortadas, generando lo que tradicionalmente se ha denominado como aulacógeno (Burke y Wilson, 1976). Esta situación es, por otra parte, la que se produce de modo más común en los rift de tipo pasivo.

### **3.2.4 Productos del Magmatismo en Zonas de Rift Continental**

De manera general el magmatismo en zonas de rift continental como productos presenta una elevada variedad tanto de intrusivos como de volcánicos. Los primeros son raramente observables en las zonas de rift activas y su estudio se puede abordar en los complejos alcalinos antiguos, expuestos por los procesos erosivos (p.e. Oslo Gra-ben- Noruega-, Gardar Province, -Groenlandia-, Complejo de Abu Khruq –Egipto- ), donde se encuentran representados por afloramientos con composiciones variadas: sienitas, sienitas feldespatodicas (nefelínicas, sodalíticas, etc), granitos de feldespato alcalino y una amplia variedad de foiditas (Sorensen, 1974; Faure, 2001).

Respecto a los productos volcánicos, cuatro líneas composicionales aparecen representadas en las zonas de rift con actividad reciente:

- rocas de afinidad alcalina;
- rocas transicionales;
- rocas toleíticas; y,
- rocas ultrapotásicas y carbonatíticas.

### **3.3 *TECTÓNICA DE INVERSIÓN***

Una inversión se refiere de una manera amplia a cualquier cambio tectónico. “Inversión positiva” se refiere a la clásica inversión de una cuenca extensional; en contraste “inversión negativa” describe el cambio de compresión a extensión que se conoce como una cuenca subsidente. Inversión positiva y negativa no son dinámicamente opuestas (Tankard, 1995). El componente de reactivación, es decir que fallas extensionales sean reactivadas como fallas compresivas, es esencial en el concepto de inversión tectónica. (Bally 1981; Cooper et al., 1989).

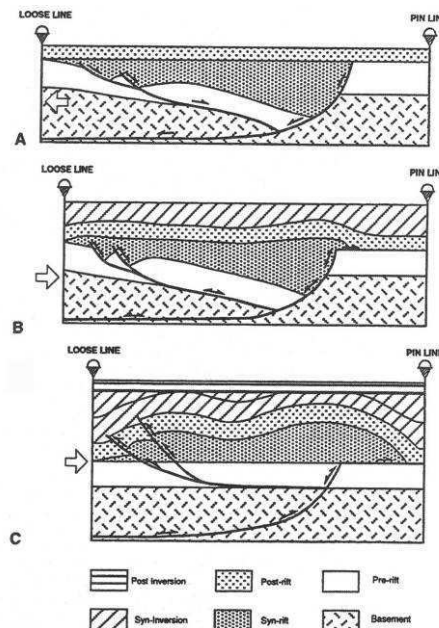
El marco tectónico en el que es posible la presencia de terrenos invertidos tenemos:

- a) Para Inversión positiva – extensión seguida de compresión se presenta en:
- Inversión de orógenos
  - Inversión de márgenes pasivos
  - Inversión de sistemas strike-slip
  - Inversión de sistemas de delta
- b) Para Inversión negativa – compresión seguida de extensión se presenta en:
- Orógenos colapsados
  - Extensión dentro de fajas plegadas y corridas
  - Inversión negativa de sistemas de strike-slip

### 3.3.1 Inversión de Cuencas

Bally (1984) se refiere a cuencas invertidas como aquellas que “han sido llevadas hacia fuera por fuerzas compresivas que invierten la deformación a lo largo de fallas pre-existentes”. (Figura 3.12)

Cooper y Williams (1989) definen cuenca invertida como “una cuenca controlada por un sistema de fallas que ha sido posteriormente comprimida – sufrió transpresión produciendo un levantamiento y una extrusión parcial del relleno de la cuenca”.

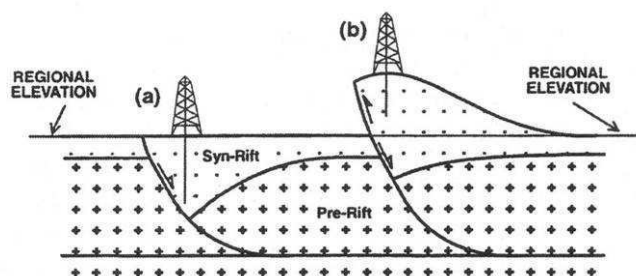


**Figura 3.12** INVERSIÓN DE UN SEMIGRABEN POR REACTIVACIÓN DE LAS FALLAS DE UNA CUENCA (Bally; 1984)

Cooper y Williams (1989) proponen dos requisitos para que una cuenca sea del tipo invertida:

- 1) Debe existir una significativa reutilización de fallas pre-existentes; y,
- 2) El levantamiento está concentrado en el bloque colgante (*hangingwall*) más que en el bloque yacente (*footwall*).

Para su reconocimiento es esencial identificar una secuencia sin-rift, la cual puede correlacionarse a través de la falla. El levantamiento del relleno de una cuenca, y por lo tanto, la inversión, es determinada usando conceptos de elevación regional, concepto de gran importancia al momento de reconocer inversión tectónica (Figura 3.13), tanto inversión positiva como negativa (McClay, 1999).



**Figura 3.13** EL CONCEPTO DE REGIONAL PARA EXTENSIÓN E INVERSIÓN  
(Tomado de McClay; 1999)

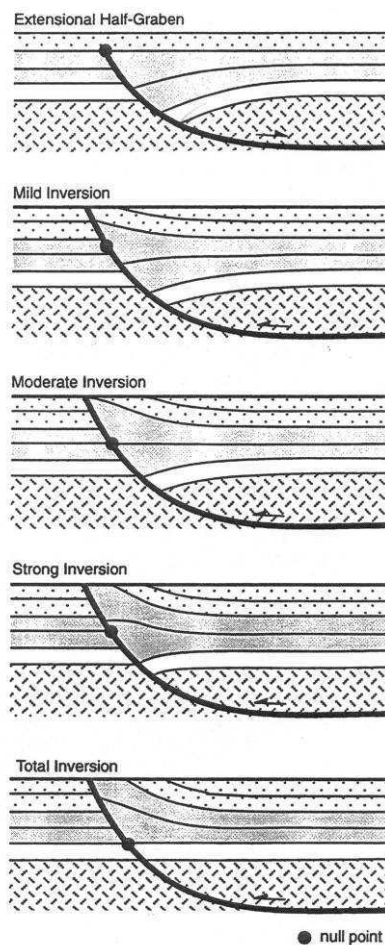
### 3.3.1.1 Cantidad de Inversión

Si no hay saltos extensionales a través de la falla en la secuencia pre-rift, tal que el basamento ha sido llevado a su configuración pre-extensión, entonces la cuenca es descrita como totalmente invertida (Bally, 1984).

Antes de esta etapa, cuando las capas pre-rift en el basamento están en clara extensión y las capas post-rift están en clara compresión, entonces la cuenca es considerada sólo parcialmente invertida.

Si la inversión total se ha alcanzado y la compresión lleva a las secuencias pre-syn- y post-rift a una clara compresión, entonces ya no existe inversión sino que es la primera etapa de una tectónica compresiva. (Figura 3.14).

Cooper y Williams (Cooper et al; 1989) sugieren una terminología similar de leve, moderada, fuerte y total inversión.



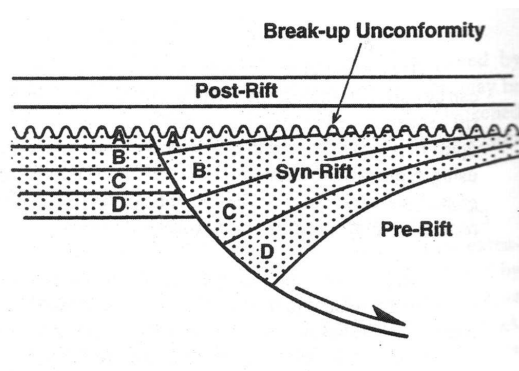
**Figura 3.14** GRADOS DE INVERSIÓN MOSTRANDO LA MIGRACIÓN DEL “NULL POINT” (Tomado Cooper et al.; 1989)

### 3.3.1.2 “Null Points”

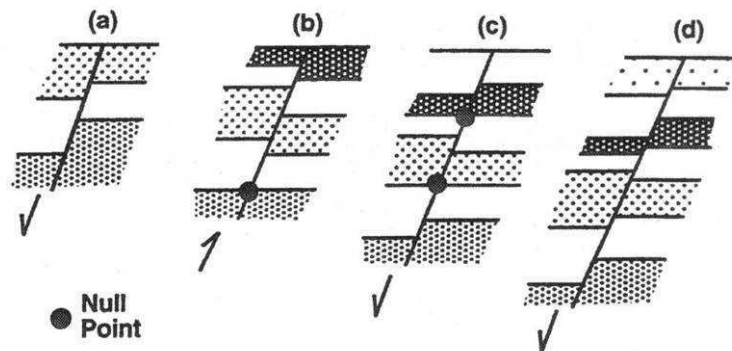
El punto, a lo largo del perfil de la falla en el cual no hay salto de estratos, se conoce como “Null point” y es producido por la reactivación de las fallas que

controlan el crecimiento de la sedimentación durante extensión y las cuales podrían tener desplazamientos que aumentan hacia abajo. En 3 dimensiones se denomina como "Null line". (De Paor y Eisenstadt, 1987; Gibbs, 1987; Williams et al, 1989)

Este "null point" separa compresión neta hacia arriba de extensión neta hacia abajo y migrará hacia abajo en la superficie de falla durante una inversión progresiva (Figura 3.15). Pero, si la reactivación llega más allá de la etapa de inversión total, entonces el "null point" dejará de existir. Varios "null points" pueden resultar de repetidas reactivaciones de una falla con diferentes sentidos de desplazamiento (De Paor y Eisenstadt; 1987). En ese caso, los null points pueden propagarse uno hacia otro y llegar a aniquilarse (Figura 3.16).



**Figura 3.15** DISCORDANCIA ENTRE SECUENCIA SYN-RIFT Y POST-RIFT (Tomado Cooper et al.; 1989)

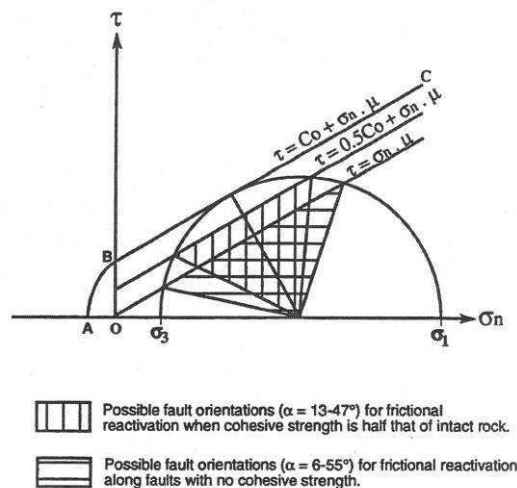


**Figura 3.16** DESARROLLO DE "NULL POINTS" PARA HISTORIAS DE MÚLTIPLES MOVIENTOS DE UNA FALLA (Tomado de: De Paor y Eisenstadt; 1987)

### 3.3.1.3 Mecanismos de Reactivación de Fallas

Al principio de Inversión es inherente el concepto de que superficies de fallas pre-existentes sean reactivadas. De manera general, las fallas pre-existentes tenderán a ser más débiles que la roca intacta – hay generalmente una disminución de la cohesión y coeficiente de fricción sobre la falla.

**Cohesión:** La reducción de la cohesión ( $C_0$ ) aumenta el rango posible de orientaciones de falla para la ruptura por cizalla en inversión para un campo de stress dado. Pero si la falla llega a ser fuertemente cementada con material en vetillas, esta podría llegar a ser más dura e incrementar la cohesión, impidiendo la inversión. (Figura 3.17)



**Figura 3.17** CÍRCULO DE MOHR ILUSTRANDO LOS EFECTOS DE UNA REDUCCIÓN EN LA COHESIÓN A LO LARGO DE LA SUPERFICIE DE FALLA (Tomado de Mc Clay; 1999)

**Coefficiente de fricción:** Handin (1969) demostró que diferentes tipos de rocas pueden tener diferentes valores de fricción a lo largo de planos de falla cuando son comparados con una roca intacta. Empíricamente se ve que una disminución en el ángulo de fricción dentro de superficies de falla incrementará el posible rango de orientaciones de planos de falla que pueden ser reactivados.

$$\tau = C_0 + \mu^* \sigma_n \quad \text{Ec. 3.1}$$

$$\mu = \tan(\varphi) = 1/\tan(2\theta) \quad \text{Ec. 3.2}$$

$\theta$  = ángulo de ruptura óptimo



**Orientación de la falla:** La inversión por deslizamiento simple en el buzamiento de fallas extensionales de alto ángulo o inversión negativa en el buzamiento de fallas inversas de bajo ángulo no es favorecida bajo condiciones idealizadas Andersonianas.

Sibson (1985) propuso los requisitos para la reactivación de fallas en 2-D. Definió R (reactivación) como la razón entre los esfuerzos principales ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ) el cual generará una reactivación friccional de un plano particular con una orientación ( $\alpha$ ) respecto a la dirección de máximo esfuerzo:

$$R = \sigma_1 = 1 + \mu \cot \alpha \quad \text{Ec. 3.3}$$

$$\sigma_3 = 1 - \mu \tan \alpha \quad \text{Ec. 3.4}$$

Cinemáticamente, la orientación más eficiente de un plano de falla poco cohesionado por reactivación friccional es  $26,5^\circ$  respecto a la dirección de stress principal cuando  $\mu=0,75$ .

Angulos sobre y bajo este valor requieren un incremento de R ( $R=\infty$  cuando  $\alpha=0$  o  $\alpha=53^\circ$ ).

**Presión de fluido de poros:** De acuerdo con la ley del esfuerzo efectivo (Hubbert y Rubey, 1859), elevadas presiones de fluido de poros en sistemas de falla característicamente bajan el esfuerzo normal efectivo a través del plano de ruptura. El esfuerzo de cizalla efectivo permanece inalterado, permitiendo el movimiento de la falla y bajando los esfuerzos de cizalla sobre el plano de falla. Por lo tanto, para un sistema de esfuerzos dado, una alta presión de fluidos de poros aumentará el rango posible de ángulos de falla que pueden ser reactivados. Esto es válido para inversiones positivas y negativas (Sibson, 1985).

#### **3.3.1.4 Dinámica y Cinemática de Inversión de Cuencas**

La dinámica y cinemática de inversión de cuencas no son bien comprendidas (Koopman et al, 1987, Biddle y Rudolf, 1988). La inversión de cuencas ocurre a

varias escalas y dentro de diferentes ambientes tectónicos (Dewey, 1989; Hayward y Graham, 1989; Ziegler –in Cooper et al, 1989).

La inversión de cuencas puede resultar de:

- 1) Inversión de los esfuerzos principales probablemente debidos a cambios en el movimiento de placas;
- 2) Inversión resultante de subducción;
- 3) Inversión resultado de levantamiento isostático;
- 4) Inversión debida a movimientos de sal; y,
- 5) Inversión debida a slumping – ruptura de pendiente pendiente de gran escala.

### **3.3.1.5 Estructuras de inversión**

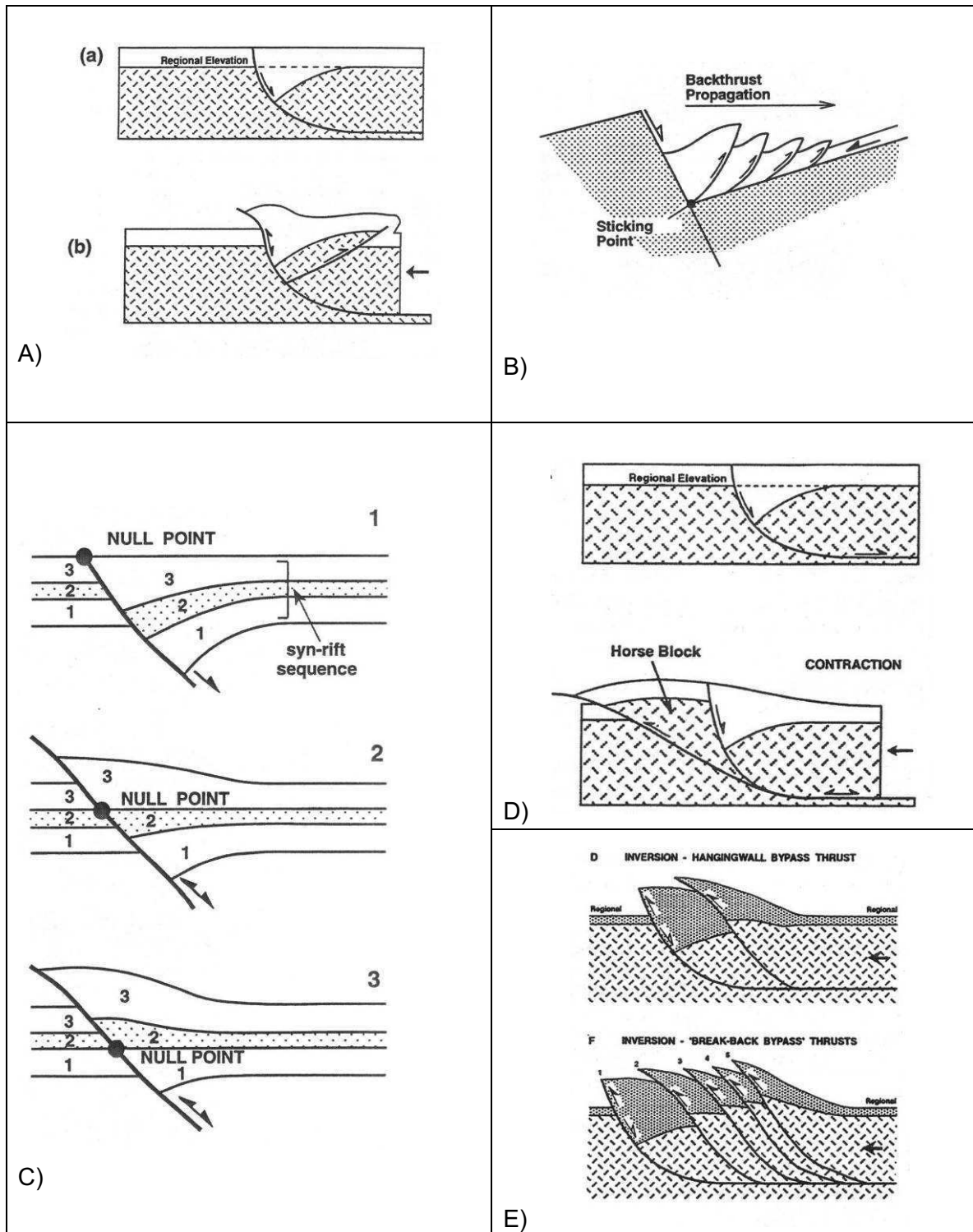
Las geometrías de fallas extensionales reactivadas (inversión total o parcial) y las estructuras de cuenca invertida se basan en modelos conceptuales de la literatura (Figura 3.18). Las características geométricas de inversión son:

1. Pliegue de crecimiento – Anticlinal sobre la falla reactivada – alto estructural;
2. Cambio del depocentro desde crecimiento dentro de la falla a crecimiento lejos de la falla;
3. Arqueamiento y levantamiento a escala regional o ancho de la cuenca;
4. Inversión del buzamiento de los bloques fallados;

5. 'Back-thrusts' (Cabalgamientos con vergencia hacia el hangingwall);
6. Estructuras de 'buttressing' y 'pop-up' desarrolladas contra la falla extensional;
7. Thrusting 'fuera del hemi-graben' (debido a problemas de espacio);
8. Estructuras de 'puntas de flecha' o 'arpón' desarrolladas por hemi-graben parcialmente invertidos;
9. 'Footwall short-cut faults'; y,
10. Hangingwall bypass faults.

Todas las características mencionadas anteriormente pueden desarrollarse en mayor o menor grado en un sistema de cuenca invertida. Nótese que las estructuras en flor pueden desarrollarse fácilmente por inversión simple en el buzamiento (dip-slip) de fallas extensionales. Por lo tanto, el reconocimiento de estructuras en flor en perfiles solitarios no implica necesariamente un régimen de rumbo.

La geometría fundamental resultante de una inversión de cuenca sedimentaria será controlada por el estilo geométrico del sistema de fallas extensionales y el grado en que las fallas son reactivadas. Estilos estructurales complejos se desarrollan probablemente donde ha habido una intrincada fábrica extensional además de cantidades relativamente extremas de inversión (e.g. Alpes, Pirineos).



**Figura 3.18** ESTRUCTURAS DE INVERSIÓN

A) Back-thrust; B) Back-thrusting por 'butressing', C) Estructuras de 'puntas de flecha' o 'arpon' desarrolladas por hemi-graben parcialmente invertidos; D) Footwall short-cut faults, E) Hangingwall bypass faults. (Tomado de Gilchrist ,1987 y Mc Clay; 1999)

### **3.4 MÉTODOS SÍSMICO DE REFLEXIÓN:**

El método sísmico de reflexión, resulta de producir microsismos artificiales por medio de una explosión, impacto, vibración, implosión en agua, etc.

En este método prospectivo no basta con registrar el tiempo de primer arribo en cada traza, aquí *se debe registrar bien toda la traza*, hasta el tiempo de ida y vuelta de la energía sísmica calculado para cubrir los objetivos de interés.

Se graban entonces las amplitudes y tiempos de llegada de las ondas reflejadas en las diversas interfaces geológicas del subsuelo. Esto se hace por medio de receptores o sismómetros (geófonos en tierra, hidrófonos en el mar), desde los cuales es enviada la información a un sismógrafo donde se la graba y grafica.

Posteriormente se debe pasar por una serie de etapas de procesado de la información obtenida en los sucesivos registros, para llegar finalmente a secciones o volúmenes de información sísmica que deberán ser interpretados.

A continuación se hace una descripción rápida de lo que incluyen las etapas de este método prospectivo:

#### **3.4.1 Etapas en la Adquisición de Sísmica de Reflexión:**

Un esquema básico generalizado de las etapas del trabajo completo de adquisición sísmica de reflexión, que en cada caso particular tendrá sus propias variantes en las formulaciones cronológicas y tópicos específicos relativos al área del programa o proyecto.

- Planeamiento Sísmico general;
- Planeamiento Legal y Ambiental;
- Solicitud de Permisos de los Superficiarios;

- Licitaciones de Servicios contratados (de operaciones sísmicas, transportes, comedor, enfermería, etc.);
- Levantamiento Topográfico, ya comentado muy brevemente en el Tema 13; y,
- Apertura de picadas, sector de campamento, etc.

### 3.4.2 Secuencia de Procesamiento

A la adquisición de la sísmica de reflexión le sigue el procesamiento de dichos datos (a cargo de los Procesadores o Analistas), pero siempre debe recordarse que es crítico optimizar los parámetros de registro para después poder encarar un mejor proceso de la información

En la siguiente lista se indican: Con “**I**” los pasos imprescindibles del proceso, con “**C**” los muy comúnmente realizados, aunque no sean imprescindibles, y con “**O**” los ocasionales, a los que se recurre para objetivos específicos, no rutinarios. El orden en que aquí se citan es el más usual, pero algunos pasos no imprescindibles pueden hacerse en un orden distinto.

- I Demultiplexeo (reordenamiento de la información)  
*-- los registros de campo son grabados en formato SEG B*
- I Recuperación de Ganancias (por divergencia esférica, etc.)
- I Correlación cruzada (sólo en datos de vibro)
- C Edición de Trazas (eliminación de trazas ruidosas o muertas)
- I Correcciones Estáticas (efectos de topografía y capa meteorizada o Weathering)
- C Deconvolución Aguda (Spike, tiende a agudizar las formas de onda)
- I Agrupamiento por Familias de Trazas de PCP (CDP Gathers)
- I Corrección Dinámica o por Retardo Normal (Normal Move Out), que incluye el Análisis de Velocidad.
- I Apilamiento o Suma (Stack), eventualmente precedido por el Enmudecimiento frontal (Mute)

*-- en esta etapa ya se tiene una sección sísmica, en formato SEG Y*

- C Filtrados Varios (de frecuencias, de velocidades, etc)
- C Migración (corrección de las deformaciones por buzamientos y eliminación de difracciones)
- O Migración antes de apilamiento (Pre-Stack)
- O Retardo Buzante (Dip Move Out) en lugar de NMO antes de apilamiento
- O Deconvolución Predictiva (para eliminar reflexiones múltiples)
- O Estáticas Residuales (para ajuste fino de estáticas)
- O Realce de Frecuencias (para conseguir una mayor resolución sísmica)
- O Corrimiento de Fase (generalmente a fase cero para una mejor interpretación)
- O Verdadera Amplitud (para optimizar las relaciones de amplitud entre distintos eventos)
- O Conversión a profundidad (se pasa de escala vertical en tiempo a profundidad).

A continuación se explica en detalle el procesamiento que ha sido de vital importancia para una mejor interpretación del Precretácico debido a las características estructurales que en él se presentan:

#### **3.4.2.1 Migración**

Es la etapa del procesado que permite llevar cada Punto Común Profundo (PCP) a su verdadera posición respecto de los puntos de emisión y recepción, algo que no es necesario hacer cuando las interfaces del subsuelo son horizontales, pero que se torna tanto más importante cuanto mayores son los buzamientos (Figura 3.19).

Es un proceso crítico para la localización de un pozo es por eso que resulta importante migrar, sobre todo cuando hay altos buzamientos por lo que la migración ha pasado a ser una etapa rutinaria del procesamiento sísmico.

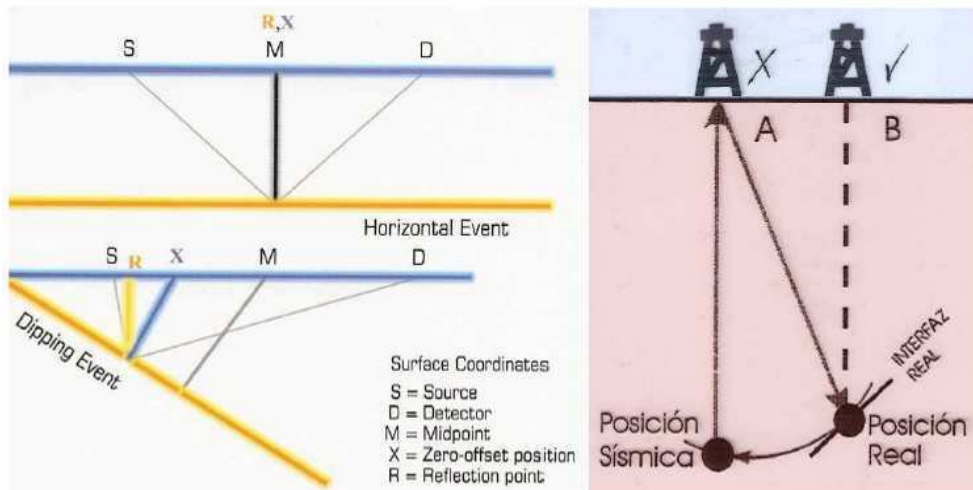


Figura 3.19 PCP DESPLAZADO DE LA POSICIÓN SÍSMICA A LA POSICIÓN REAL (Tomado de Chelotti et al., 2009)

Al migrar se deben determinar los  $\Delta x$  y  $\Delta y$  para cada PCP que no esté sobre un plano horizontal. La forma manual de hacerlo es la que se ilustra en la Figura 3.20, útil con el fin de entender geoméricamente de qué se trata.

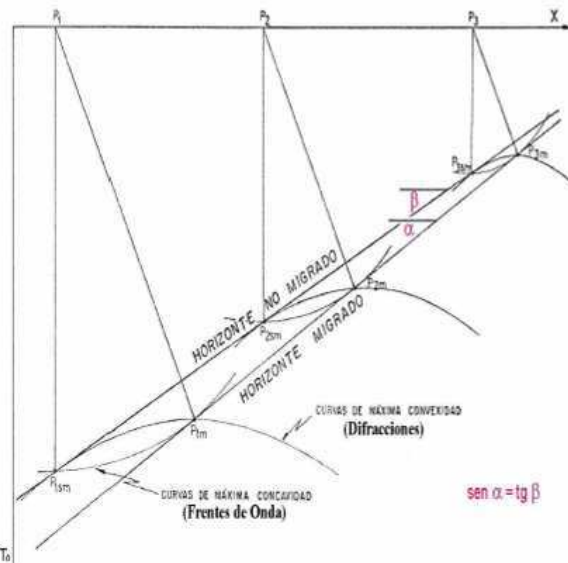
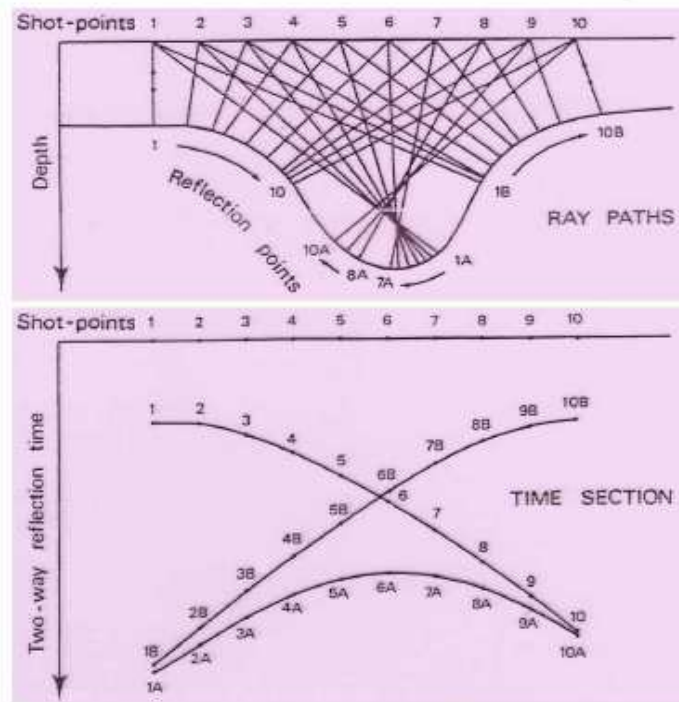


Figura 3.20 DETERMINACIÓN MANUAL DE  $\Delta x$  Y  $\Delta y$  (Tomado de Chelotti et al., 2009)

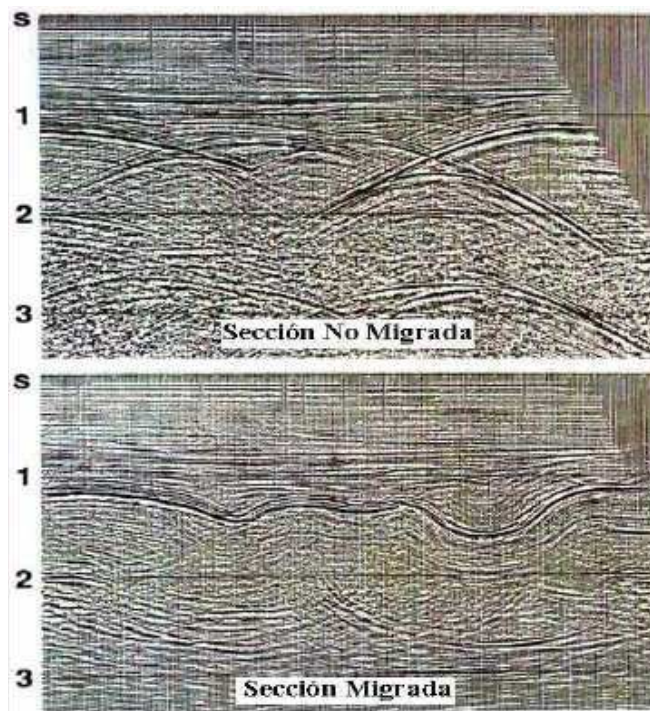
La Figura 3.21 ilustra un caso extremo, que sin embargo es frecuente en áreas plegadas, donde una interfaz geológica de un sinclinal puede generar tres reflectores sísmicos, dos en X y uno en forma de anticlinal profundo (efecto de foco enterrado), con las nefastas consecuencias interpretativas que esto podría acarrear.





**Figura 3.21** DATA SÍSMICA NO MIGRADA DE UN SINCLINAL (Tomado de Chelotti et al., 2009)

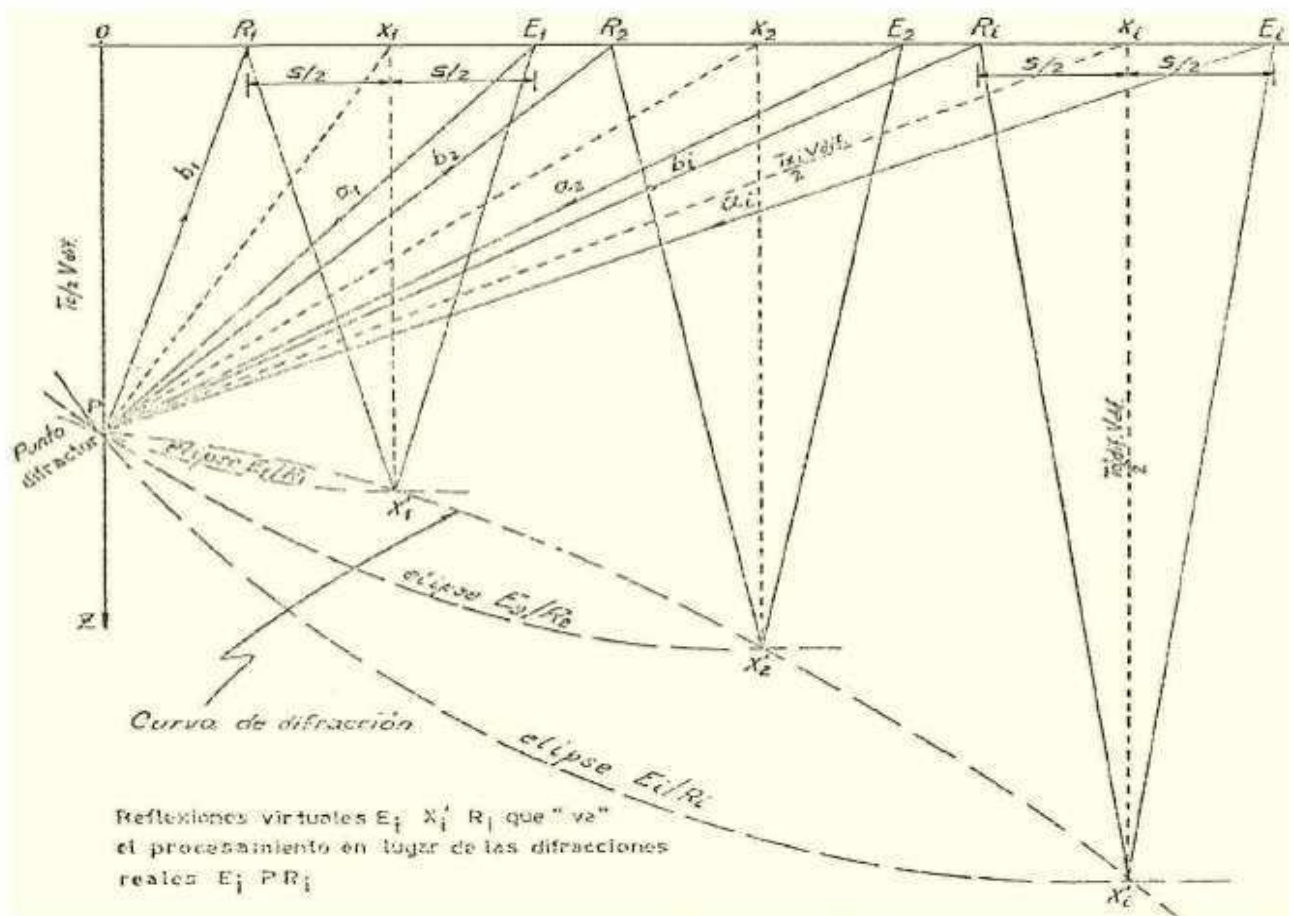
Un ejemplo real puede verse en la parte inferior Figura 3.22, donde la sección sísmica migrada logra reconstruir apropiadamente la configuración estructural que estaba muy distorsionada en la versión no migrada.



**Figura 3.22** DATA SÍSMICA NO MIGRADA DE UN SINCLINAL (Tomado de Chelotti et al., 2009)

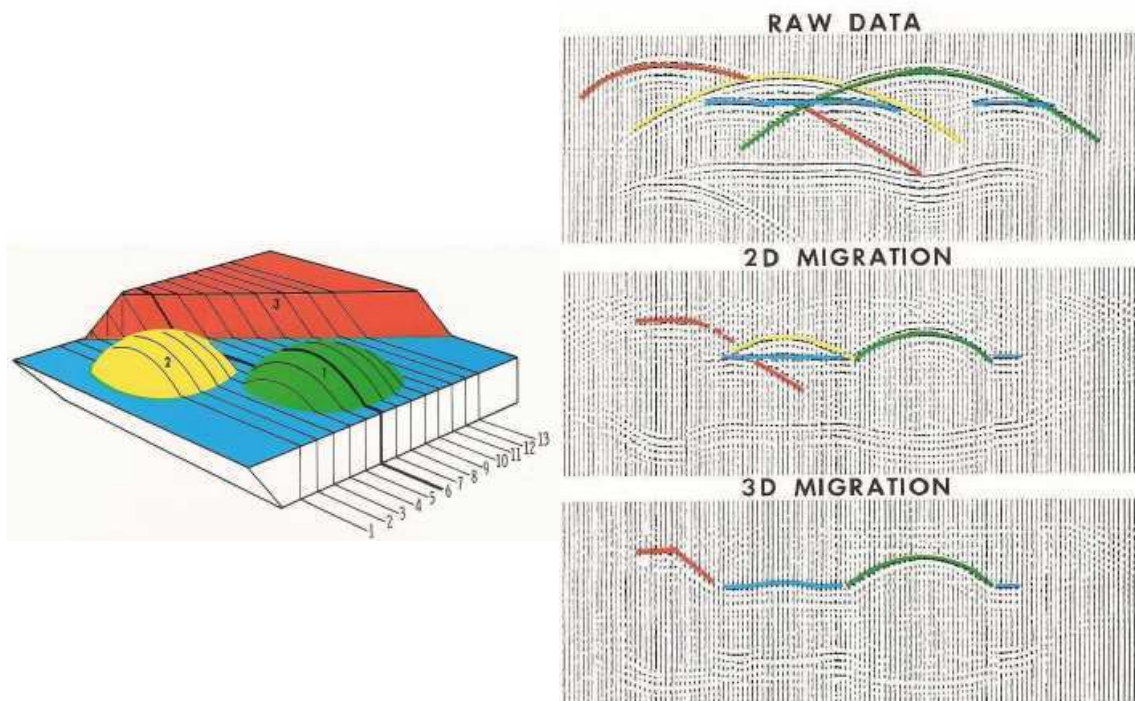
Otra forma de entender lo que hace el proceso de migración es ver cómo éste opera sobre las ficticias hipérbolas de difracción que están siempre presentes en toda sección sísmica no migrada.

La Figura 3.23 muestra cómo son asignados los puntos de tales curvas de difracción, a partir de puntos de emisión desde cada uno de los cuales sale un rayo que llega a un punto difractor, que a su vez genera rayos en todas direcciones que van a parar a todos los puntos receptores. Esas localizaciones erróneas, en los puntos medios entre emisión y recepción, son la consecuencia de asumir capas horizontales y ausencia de puntos difractores. Entonces la migración lo que hace es mover cada uno de esos puntos, llevándolos al lugar desde donde en realidad proviene tal energía. De hecho, una forma manual de migrar es trabajar de este modo con los eventos difractados que se observan sobre la sección sísmica no migrada, tal como se ilustra.



**Figura 3.23** REFLEXIONES VIRTUALES  $E_i, X_i, R_i$  QUE "VE" EL PROCESAMIENTO EN LUGAR DE LAS DIFRACCIONES REALES  $E_i, PR_i$ . (Tomado de Chelotti et al., 2009)

En sismica bidimensional suele haber cierta incertidumbre en los parámetros de migración debido al desconocimiento de las componentes de buzamiento laterales a la línea de adquisición sísmica, por lo que las imágenes sísmicas finales pueden resultar desenfocadas, lo que no ocurre con sismica tridimensional al disponerse de una visualización completa del espacio circundante, tal como se ilustra en la Figura 3.24, en las secciones a la derecha que son modelos sintéticos que reproducen el resultado que daría la estructura que se esquematiza abajo.



**Figura 3.24** RESULTADOS DE DATA SÍSMICA MIGRADA A PARTIR DE 3 ENFOQUES Y MODELO 3D (Tomado de Chelotti et al., 2009)

Ya sea para sismica bidimensional o tridimensional, hay varios métodos de migración, de los cuales los más conocidos son:

**Métodos Manuales:**

- a) En tiempo, por Envoltentes o bien por Difracciones
- b) En profundidad por Envoltentes o bien por Rayos Sísmicos.

### ***Métodos Automáticos:***

a) En tiempo

- Método de Difracción o integral de Kirchhoff (una aproximación de índole estadística), - Mediante integración de diferencias finitas por ecuación de onda (de tipo determinístico, por continuación descendente), más preciso pero más lento que el anterior; y,
- En el dominio de las frecuencias por doble transformada de Fourier (también determinístico y por ecuación de onda), con mejores resultados que los anteriores en altos buzamientos.

b) En profundidad

- por trazado de rayos, más costoso pero con buena resolución de cambios laterales de velocidad.

### ***Perfiles Acústicos de Pozo***

Una de las tareas fundamentales que realiza un intérprete sísmico es la de volcar la información obtenida de la perforación de un pozo sobre la sección o volumen sísmico que pasa por donde el pozo fue perforado. Su objetivo es obtener una relación clara entre los eventos sísmicos y geológicos. Esto le permite valerse de la sísmica de reflexión –2D ó 3D, registrada desde la superficie– para extrapolar lateralmente la información del pozo y elaborar mapas más confiables. Los perfiles sónicos (acústicos) y la sísmica de pozo son los métodos para lograr este objetivo. De acuerdo a la información disponible para el presente proyecto hablaremos de los perfiles sónicos aplicados en la elaboración de sismogramas sintéticos., mientras que, la sísmica de pozo corresponde a registros sísmicos reales que se corren en pozos y que corresponden a datos con los que no contamos.

### **Sismograma Sintético**

Cada sismograma registrado, conocido como traza sísmica  $S(t)$ , resulta de la convolución de los coeficientes de reflexión  $F(t)$  con la ondícula  $G(t)$ :

$$S(t) = F(t) * G(t) \quad \text{Ec. 3.5}$$

Donde  $t$  es el tiempo empleado por la onda sísmica para recorrer el camino desde la fuente hasta las sucesivas interfaces reflectoras y desde ellas hasta los receptores.

Un **sismograma o traza sintética** consiste en la imitación informática de ese proceso real. Para ello se debe disponer de la serie de coeficientes de reflexión, es decir de la sucesión de impedancias acústicas que permiten calcularlos. Y éstas pueden obtenerse a partir de perfiles de pozo de velocidad (sónico o acústico) y densidad (obtenido usualmente con una herramienta radiactiva o en casos específicos con gravímetro).

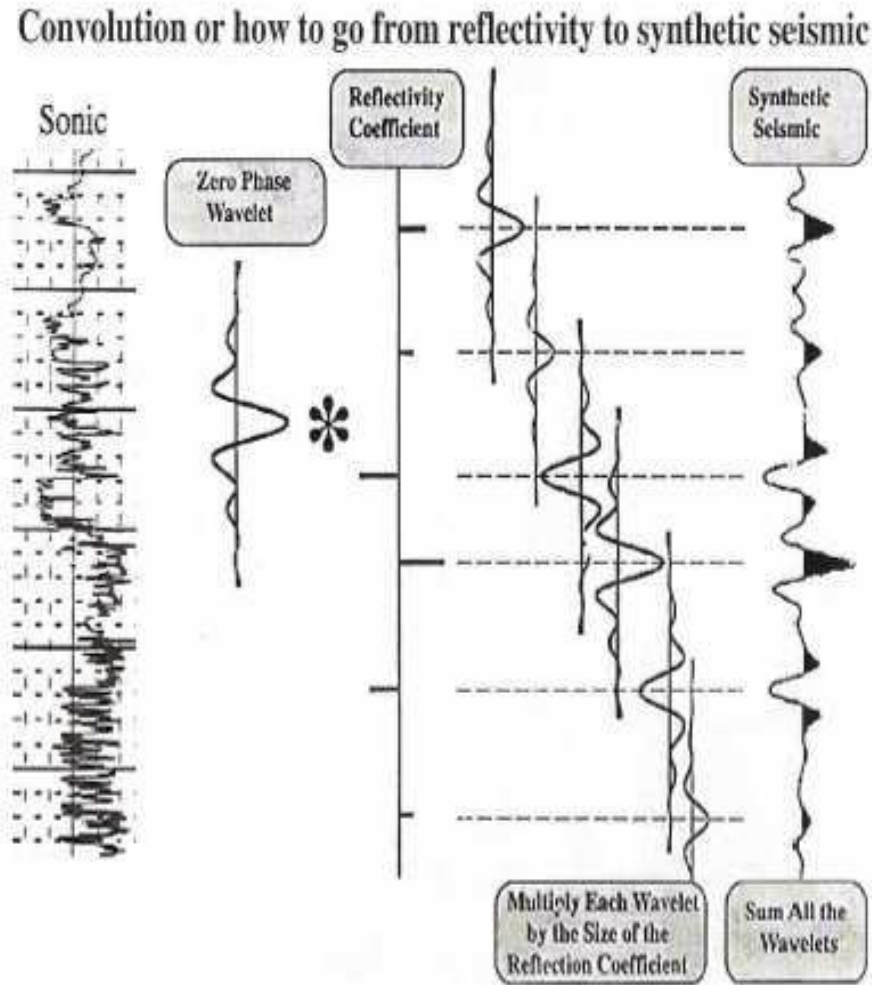
En la práctica el dato siempre imprescindible es la velocidad -principal factor de la impedancia-, mientras que puede prescindirse del dato real de densidad en cuencas sin grandes contrastes litológicos, como es el caso de la cuenca Golfo San Jorge. En este caso se podría asignar una densidad ( $d$ ) media constante o bien aproximar mediante la **fórmula de Gardner** et al (1974):

$$\delta = a \cdot V^b \quad \text{Ec. 3.6}$$

Donde  $V$  es la velocidad de cada capa,  $a$  y  $b$  magnitudes empíricas; por ejemplo,  $a=0,3$  y  $b=1/4$  en clásticas.

En cuencas donde se intercalan litologías muy diversas estas asunciones de la densidad podrían llevar a grandes errores, no siendo válida una relación lineal entre densidad y velocidad.

En cualquier caso, habiendo calculado la serie de coeficientes de reflexión, luego se procede a convolucionar con una ondícula (ya sea analítica o bien extraída de datos reales de sísmica de superficie) y se obtiene una traza sísmica en la posición del pozo, o sea que se aplica un proceso que simula la generación de una traza en subsuelo, como se ilustra en la Figura 3.25.



**Figura 3.25** CONVOLUCIÓN: Como ir de Reflectividad a Sísmica Sintética (Tomado de Chelotti et al., 2009)

Esta traza sintética -habitualmente repetida unas 5 a 9 veces a los fines visuales- se correlaciona luego con la sísmica de superficie en el lugar del pozo y así se puede identificar los eventos geológicos a través de los perfiles de pozo y analizar su existencia en la sísmica (Figura 3.26).

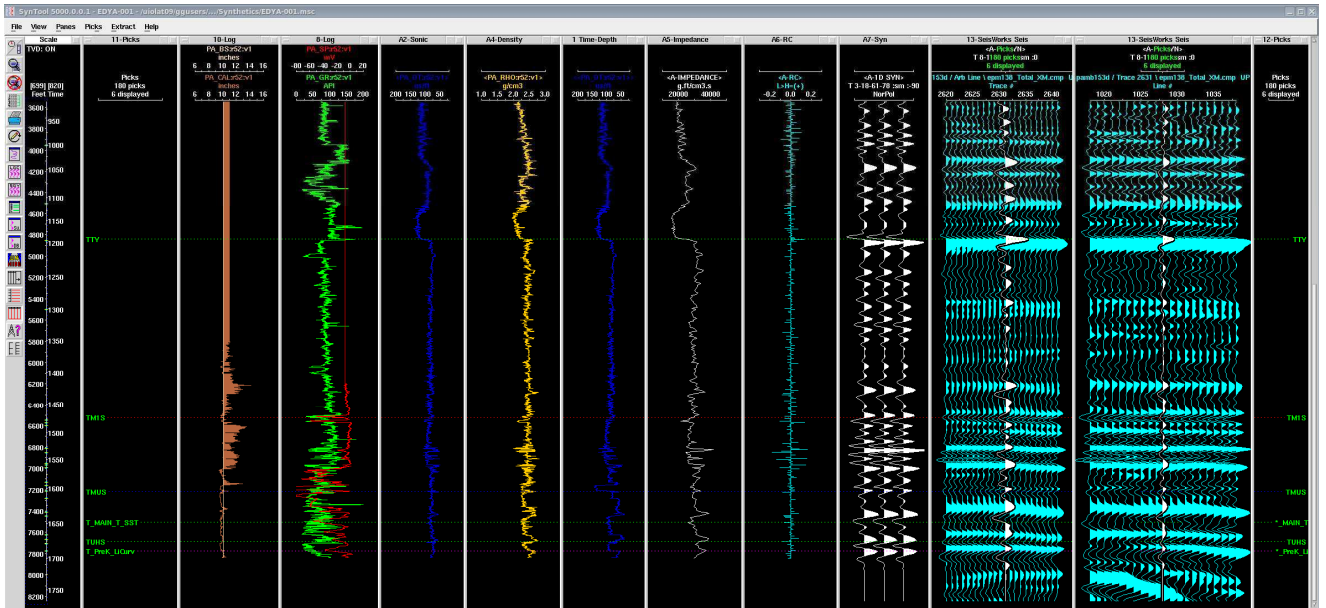


Figura 3.26 EJEMPLO DE SISMOGRAMA SINTÉTICO POZO EDÉN A-001

### 3.4.3 Interpretación Sísmica

Registrados y procesados los datos sísmicos, llega la hora del intérprete, como en todo otro método geofísico.

Hasta aproximadamente 1990 se interpretaba con lápices de color sobre secciones impresas en blanco y negro o en los tonos gris azulado o castaño de las copias heliográficas. Con la llegada de las computadoras, de preferencia a doble pantalla, para interpretación interactiva en secciones o cubos en color. Las máquinas más potentes para interpretar son las estaciones de trabajo (workstations) que funcionan con licencias de software de varias empresas que los han desarrollado sobre PC, para Windows o Linux (sistema operativo DOS), con menos capacidades pero más amigables y rápida evolución.

A continuación se hace una descripción rápida acerca de los pasos a seguir en la interpretación sísmica

**Interpretación sísmica:** Partiendo del punto con mejores datos de correlación sísmico-geológica, por ejemplo un pozo con un sismograma sintético, de ahí se elegirán dos o tres reflectores continuos con importante significación geológica y/o prospectiva, desde ese punto se irá llevando el picado o rayado de los reflectores, con colores y nombres distintivos, en dirección a algún otro pozo con atado de datos entre sísmica y geología, en caso de contar con ellos.

A la vez durante este avance se deben ir interpretando fallas, al menos las de mayor rechazo en una primera etapa, en general sin asignarles nombres hasta una etapa posterior, a menos que se tenga certeza de cuál es cuál entre línea y línea.

Este gradual avance de la interpretación es conveniente hacerlo en sísmica 2D cerrando rectángulos de la malla, para ir con mayor certidumbre, dado que si al terminar la vuelta se llega un reflector arriba o uno abajo del punto de partida, significa que habrá que revisar dónde se ha cometido un error.

En cambio, en sísmica 3D se van interpretando líneas (inlines) paralelas y cercanas, cada dos o cuatro líneas, por comparación de cada una con la siguiente, y a la vez se va controlando con dos o tres transversas que las cruzan en ciertos sectores estratégicos, por ejemplo en el bloque alto y el bloque bajo respecto a una falla importante que es perpendicular a las líneas que se está rayando. También se puede controlar con secciones horizontales y visualizaciones en perspectiva.

Las líneas intermedias pueden completarse en una etapa posterior con alguna opción de seguimiento automático de horizontes, la cual en casos favorables se puede emplear desde el principio de la interpretación, aunque siempre se deben controlar sus resultados y corregir todo lo que haga falta.

Conforme la investigación avanza se podrá nominar las fallas, agregar las más pequeñas, rayar reflectores adicionales y eventualmente recurrir al cálculo y visualización de atributos sísmicos, etc.



Por último, o en forma progresiva, se podrá hacer el grillado y curvado de mapas isócronos y otros. Con este fin se deben dibujar previamente los polígonos de falla en planta, para cada nivel guía que se desee mapear, de modo que las curvas o contornos se ajusten al esquema de bloques geológicos interpretado

Cuando se interpretan datos combinados de sísmica 2D de distintas generaciones de adquisición o cubos adyacentes con distintos parámetros de registro o información combinada 2D-3D, este último corresponde al caso involucrado en este proyecto, lo que se debe hacer es efectuar al ajuste de los planos de referencia entre unos y otros, a fin de homogeneizarlos, para lo cual se pueden hacer los corrimientos en tiempo de unos respecto a otros o bien se puede recurrir a programas de atado diferencial (mistie), si los corrimientos no fueran de tiempos constantes. También debe tenerse presente que podría ser necesario invertir la polaridad de la sísmica entre una y otra generación de datos, para homogeneizarla, y no hay que olvidar que siempre habrá corrimiento de fase entre datos de fuentes impulsivas y vibratorias.

***Caracterización final de los bloques:*** Comparación y ajuste del modelo estructural con la interpretación obtenida desde un mallado de sísmica 2D, o bien de un cubo de sísmica 3D. Finalmente se ajustan todas las correlaciones con las interpretaciones de sísmica. Se comparan interpretaciones de líneas 2D de rumbos apropiados, o bien de secciones en líneas (inlines) y transversas (crosslines) de sísmica 3D con los cortes generados por correlación de pozos. Se comparan los isócronos con mapas estructurales preexistentes hechos sólo con datos de pozos.

También se pueden construir mapas estructurales nuevos a partir de los isócronos siempre que se cuente con adecuados controles de velocidad (relación tiempo-profundidad) en varios pozos estratégicamente situados en el área mapeada. En este caso lo más recomendable es construir un mapa de isovelocidades a cada nivel de interés y luego efectuar en cada caso la operación de producto entre grillas: valores de velocidad por valores de tiempo darán valores de profundidad, que entonces se mapearán como un estructural.

### **3.4.3.1 Interpretación Sismoestratigráfica**

La interpretación sísmica más básica es siempre la de tipo estructural, sin embargo muchas veces de gran complejidad. Pero una etapa habitualmente posterior de la interpretación es la de tipo estratigráfico. Sólo en áreas tectónicamente muy estables puede comenzarse directamente con el análisis sismoestratigráfico sin una previa evaluación del marco estructural.

En este tipo de estudios se toman como base los conceptos geológicos de relaciones estratigráficas: paralelas o divergentes, formas progradacionales sigmoides u oblicuas, formas monticulares, en abanico, valles cavados, truncación erosiva, solapo u onlap, sublapo o downlap, topelapo o toplap, etc. Pero también la observación de las relaciones de amplitud entre reflectores individuales o secuencias sísmicas: con o sin reflexiones internas, con reflexiones de aspecto caótico o estratificado, con amplitud reflectiva fuerte o débil, con una continuidad lateral grande o pequeña, con sucesión de reflexiones de bajo o de alto contraste, etc.

A continuación algunos conceptos básicos de la sismoestratigrafía:

**Facies Sísmicas:** Se basan en la reflexión (de las ondas sonoras) al atravesar las rocas y sedimentos del subsuelo. Miden la velocidad ( $v$  en km s<sup>-1</sup>, valores de 0.11: arenas a 8.60: dunitas), continuidad, amplitud y frecuencia de las ondas sonoras, cuyos límites forman unidades, cartografiables a 2 y 3 dimensiones. La configuración de reflexión, que registra los patrones de estratificación, procesos erosivos y sedimentación, canales complejos y deformaciones sin o postsedimentarias.

Líneas con reflexión continua son aquellos que tienen la misma velocidad y densidad, marcan continuidad lateral en la sedimentación, mientras que la amplitud refleja el contraste vertical de facies. Tan importante como la estructura interna es delimitar la forma externa de las unidades, cuyas formas más

habituales son: capas, acuíferos, bancos y formas lenticulares; montículos y abanicos: crecimientos en la vertical (orgánicos o detríticos); relleno de canal, de cuenca o de frente de talud. Las facies sísmicas vienen controladas por las geometrías de las superficies de estratificación, el espesor de los estratos y la litología.

**Secuencias Sísmicas:** o Unidades Sismo-Estratigráficas, son secuencias depositacionales identificadas en una sección sísmica. Es una secuencia de reflectores concordantes en una sección sísmica que se interpretan como sistemas deposicionales contemporáneos genéticamente relacionados. Esta sucesión está limitada en la base y techo por discontinuidades que pueden ser interpretados como inconformidades o conformidades correlativas y se pueden identificar a partir de las relaciones que los estratos dentro de la secuencia guardan con los límites de esa misma secuencia de depósito. La potencia de la secuencia puede variar de unas decenas a centenares de metros y puede incluir un rango amplio de ambientes sedimentarios y de asociaciones de facies. Por lo que una secuencia sísmica tiene todas las propiedades de la secuencia de depósito sujetas a la condición de que todas sus características puedan ser reconocidas e interpretadas de los datos de la sísmica de reflexión.

Usando los patrones de las reflexiones sísmicas es posible hacer correlaciones cronoestratigráficas. Por lo que a continuación se describe los patrones de estratificación interpretados a partir de: las relaciones concordantes y discordantes de los estratos con los límites de las secuencias deposicionales así como de las configuraciones de las reflexiones sísmicas.

Las relaciones concordantes y discordantes de los estratos con los límites de las secuencias deposicionales son el principal criterio utilizado en el reconocimiento de los límites de una secuencia sísmica. Tales relaciones se basan en el paralelismo, o la ausencia de este entre estratos y sobre el límite de la superficie de estos mismos. (Figura 3.27)

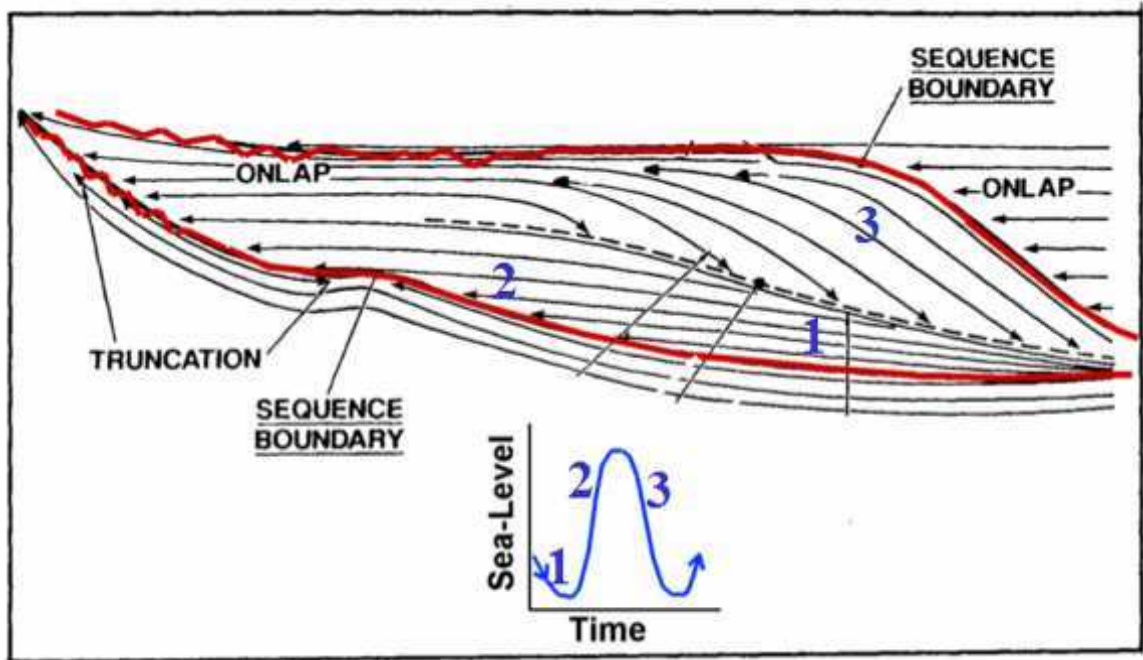


Figura 3.27 RELACIONES DE ESTRATOS CON LOS LÍMITES DE SECUENCIA (Tomado de Chelotti et al., 2009)

Onlap: Indica un incremento relativo del nivel base y establece una relación de inconformidad de la unidad de arriba y abajo. Está ubicado en los límites inferiores de una secuencia y es representado como uno o más reflectores terminados contra una superficie levantada. (Figura 3.28)

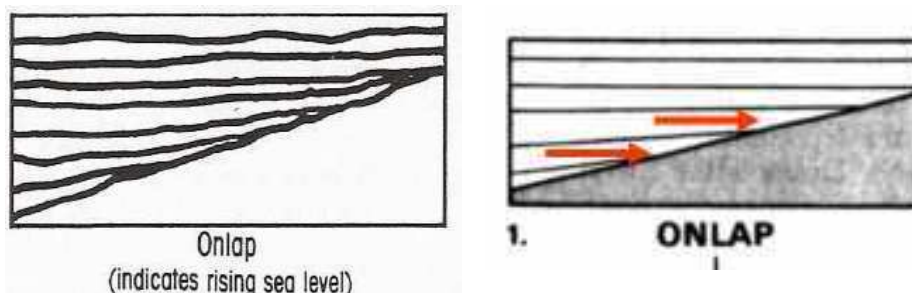


Figura 3.28 ONLAP (Modificado de Chelotti et al., 2009)

Downlap: Representa como uno o más reflectores terminados contra una superficie horizontal o inclinada, se encuentra ubicado en los límites inferiores de una secuencia deposicional. (Figura 3.29)

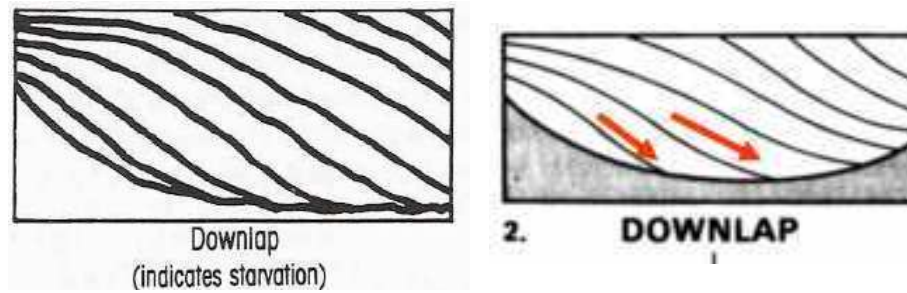


Figura 3.29 DOWNLAP (Modificado de Chelotti et al., 2009)

Toplap: Su ubicación es el límite superior de una secuencia y está representado por como terminan los reflectores sísmicos con ese límite superior, estos reflectores representan estratos, cuya disposición es resultado de un tiempo de erosión o no deposición. Con los estratos superiores su relación es una discordancia angular. (Figura 3.30)

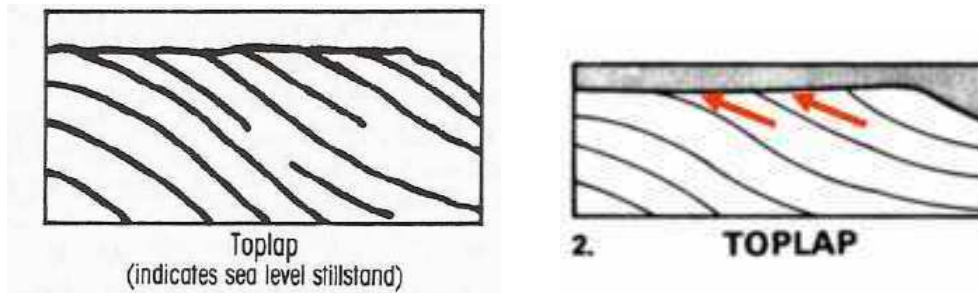


Figura 3.30 ONLAP (Modificado de Chelotti et al., 2009)

Truncación Erosional: Es evidencia de una hiato erosional. Se presenta en los límites superiores. Representa a un estrato que termina lateralmente por erosión, puede distribirse en una extensa áreas o restringirse a un canal. Los límites truncados por erosión subareal o submarina generalmente aparecen en los buzamientos de estratos inclinados por movimientos estructurales. (Figura 3.31)

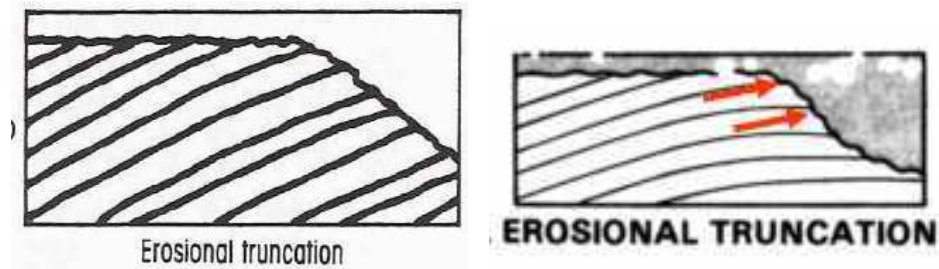
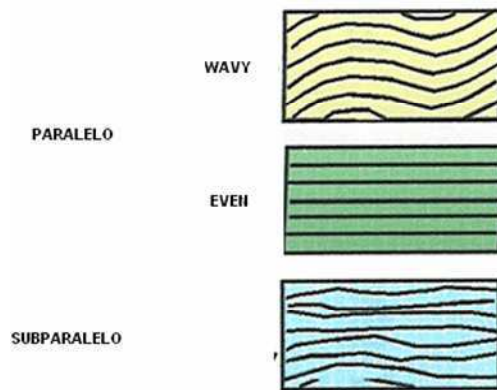


Figura 3.31 TRUINCACIÓN EROSIONAL (Modificado de Chelotti et al., 2009)

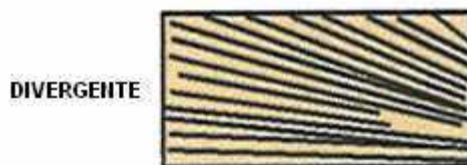
**Configuración de los Reflectores:** La configuración de los reflectores revela los patrones de estratificación a grosso modo, a partir de los cuales se pueden interpretar procesos de depósito, erosión y paleotopografía. Además se pueden identificar reflexiones de contactos entre fluidos (flat spots). Este parámetro sísmico que se refiere a patrones geométricos y relaciones de los estratos dentro de una unidad estratigráfica, es el más obvio y uno de los más directamente analizados, del cual se puede interpretar la configuración de estratos, son comúnmente indicativos de ambientes y procesos de depósito así como de movimiento estructural.

Paralelo y Subparalelo: Presenta igual espesor de estratos, sugiere tasas uniformes de sedimentación y acomodación en ambientes de plataforma que subsiden de manera uniforme y en cuencas aplanadas estables. (Figura 3.32)



**Figura 3.32** CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES PARALELA Y SUBPARALELA  
(Modificado de Mitchum et al., 1977)

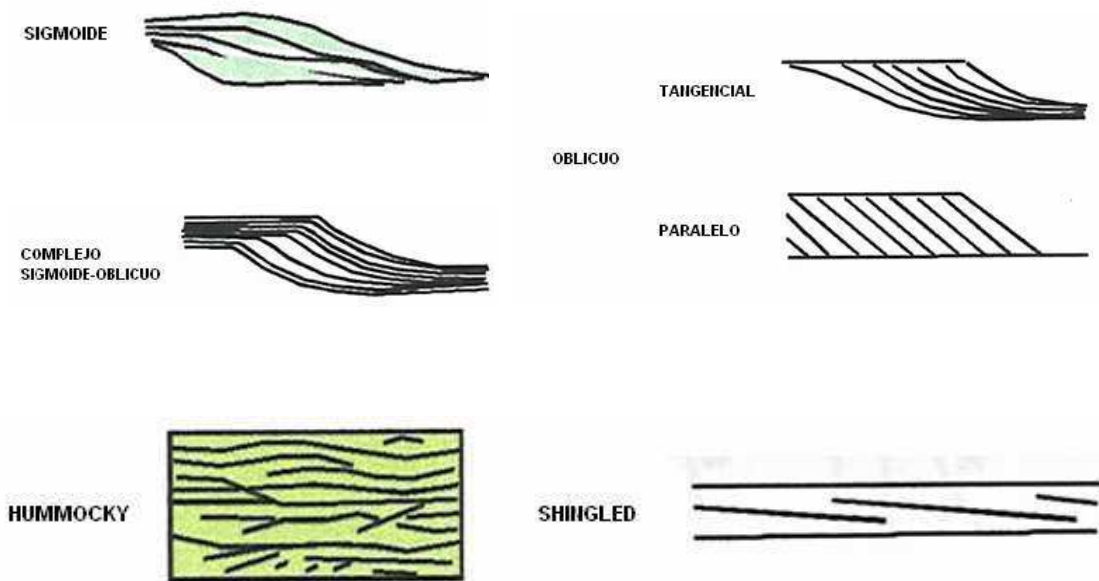
Divergente: Presenta engrosamiento hacia la cuenca, variación lateral de tasas de sedimentación, basculamiento sindeposicional de la cuenca o superficie de sedimentación. (Figura 3.33)



**Figura 3.33** CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES DIVERGENTE  
(Modificado de Mitchum et al., 1977)

Progradante: Presenta una tasa de aporte importante, propagación desde los márgenes de la cuenca, patrones progradacionales como el sigmoidal, oblicuo, complejo, “Shingled” y “Hummocky” se forman a través de la acreción lateral hasta formar pendientes suaves lo que se conoce como cliniformas. (Figura 3.34)

- *Sigmoidal*: rápida subsidencia de la cuenca, bajo aporte de sedimentos.
- *Oblicuo*: existen dos tipos tangencial y paralelo, se lo relaciona a una subsidencia lenta de la cuenca, y con alto aporte de sedimento.
- *Complejo (Sigmoidal-Oblicuo)*: alternancia de las configuraciones progradacionales sigmoidales y oblicuas.
- *Shingled*: Similar a la configuración similar paralela oblicua, excepto que, los espesores de la unidad son sólo en el punto de la resolución sísmica y esto sugiere programación en agua somera.
- *Hummocky*: Refleja lóbulos pequeños interdigitados.



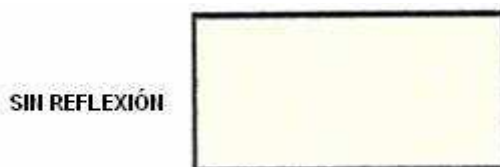
**Figura 3.34** CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES PROGRADANTE  
(Modificado de Mitchum et al., 1977)

Caótico: Sin estructura, deformación sin-sedimentaria, deposición en ambientes de alta energía: canales complejos y altamente plegados o zonas falladas. (Figura 3.35)



**Figura 3.35 CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES CAÓTICA**  
(Modificado de Mitchum et al., 1977)

Sin Reflexión: Homogéneo, no estratificado aparece en zonas de intrusiones ígneas, diapiros salinos, o de lutitas o areniscas sísmicamente homogéneas. (Figura 3.36)



**Figura 3.36 CONFIGURACIÓN DE REFLECTORES SIN REFLEXIÓN**  
(Modificado de Mitchum et al., 1977)

### 3.5 REGISTROS DE POZOS

Los registros de pozo proveen un estudio de las formaciones que con la perforación del pozo se va atravesando. Estos registros permiten a los especialistas determinar características del reservorio tales como litología, porosidad, saturación, presión, buzamiento de la formación, tipo de hidrocarburos presentes, y la profundidad asociada.

Los registros son un elemento de importancia extrema en la caracterización de las formaciones que se encuentra bajo la superficie. Sin embargo, los registros no aportan con información suficiente que brinde una caracterización del reservorio completa y exacta, por lo que su información se complementa mediante el uso de núcleos y sus análisis asociados, “mudlogs”, datos de MWD (“measurement while drilling”), datos sísmicos, pruebas de pozo, análisis de ripios y pruebas de producción.

En los atributos comunes de la formación que pueden ser caracterizarse se incluyen:



1. Capacidad de almacenamiento de la formación, la cual normalmente incluye porosidad y saturación del fluido;
2. Propiedades del fluido, que incluye densidad, proporción gas a petróleo, grado API, resistividad y salinidad del agua, temperatura y presión; y,
3. Marco geológico, el cual incluye inclinación estructural o estratigráfica, características de las facies y heterogeneidades del reservorio

A los registros de pozo se los puede dividir en cuatro grandes grupos (Ver Tabla 3.1):

- Correlación y Litología;
- Resistividad;
- Porosidad y Litología; y,
- Auxiliares

TIPO	APLICACIONES	DISPOSITIVOS
CORRELACIÓN Y LITOLOGÍA	Usados principalmente para la correlación entre pozos y para discriminar rocas reservorio de rocas no reservorio	Potencial Espontáneo "Gamma Ray" Efecto Fotoeléctrico
RESISTIVIDAD	Usados para determinar la resistividad de la formación con distancias que varían al agujero, las cuales se usan para correlación y para determinar la saturación de agua	Inducción "Laterolog" Microresistividad
POROSIDAD Y LITOLOGÍA	Usados para determinar como su nombre lo indica litología y porosidad	Densidad Neutrón compensado Sónico Efecto Fotoeléctrico
AUXILIARES	Se usan para hacer mediciones especiales como	Caliper Prueba de Formación "Dipmeter" Imágenes de Formación

**Tabla 3.1** CLASIFICACIÓN DEL TIPO DE REGISTROS EN FUNCIÓN DE SUS APLICACIONES (Modificado de Memoria AAPG)

### 3.5.1 Correlación y Litología

Usados para identificar formaciones comunes entre pozos y para distinguir potenciales rocas reservorio de rocas no reservorio. Estos dispositivos pueden usar tres diferente fenómenos físicos: Potencial Espontáneo, Rayos Gamma y Efecto Fotoeléctrico.

### **3.5.1.1 Registro de potencial Espontáneo (SP)**

La curva SP es un registro de la diferencia entre el potencial eléctrico de un electrodo móvil en el pozo y el potencial eléctrico de un electrodo fijo en la superficie en función de la profundidad.

Frente a las lutitas, la curva SP por lo general, define una línea más o menos recta en el registro, que se llama línea base de lutitas, mientras que, frente a formaciones permeables, la curva muestra excursiones con respecto a la línea base de lutitas; en las capas gruesas estas excursiones (deflexiones) tienden a alcanzar una deflexión esencialmente constante. Definiendo así una línea de arena. Dicha deflexión puede ser hacia la izquierda (negativa) o la derecha (positiva), dependiendo principalmente de la salinidad de la formación y del filtrado del lodo.

Las curvas del SP, no se pueden registrar en pozos con lodos de perforación no conductivos, ya que estos no proporcionan una continuidad eléctrica entre el electrodo del SP y la formación.

Además si la resistividad del filtrado de lodo y del agua de formación son casi iguales, las deflexiones obtenidas serán muy pequeñas y la curva no será muy significativa.

Estos registros permiten:

- Establecer correlaciones geológicas de los estratos atravesados.
- Diferenciar la lutitas y las capas permeables, permitiendo a su vez saber sus espesores.
- Obtener cualitativamente el contenido de arcilla de las capas permeables.

Factores que afectan a la curva SP:

- Espesor y resistividad verdadera de la capa permeable
- Resistividad de las capas adyacentes
- Resistividad del fluido de perforación
- Presencia de arcilla dentro de las capas permeables

### **3.5.1.2 Registro de Rayos Gamma (GR)**

Los rayos de gamma son impulsos de ondas electromagnéticas de ondas de alta energía que son emitidos espontáneamente por algunos elementos radioactivos, como por ejemplo los elementos radioactivos de la serie del Uranio y el Torio que son los que emiten casi todo la radiación gamma que se encuentra en la tierra. El registro GR (Figura 3.37), es una medición de la radioactividad natural de las formaciones. En formaciones sedimentarias el registro normalmente refleja el contenido de arcilla de las formaciones ya que los elementos radioactivos tienden a concentrarse en arcillas y lutitas, las formaciones limpias generalmente tienen un nivel muy bajo de radioactividad. (Ver Tabla 3.2).

La sonda del GR contiene un detector para medir la radiación gamma que se origina en la formación cerca de la sonda. En la actualidad se emplean contadores de centello para esta medición.

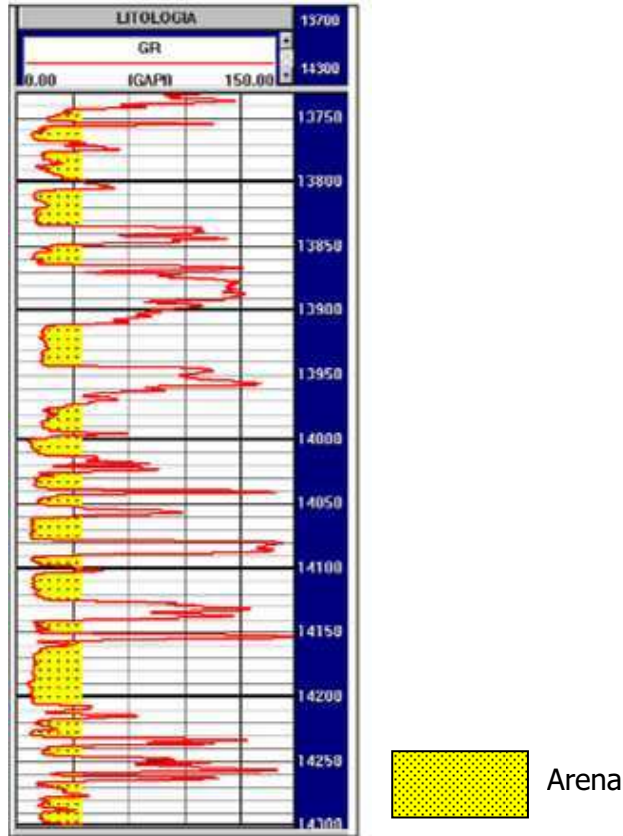
Estos registros permiten:

- Estimar los límites de las capas
- Estimar el contenido de arcilla en capas permeables
- Controlar la profundidad del cañoneo y verificar la perforación en pozos revestidos.

*Factores que registran el registro GR:*

- Tipo de detector
- Velocidad del perfilaje
- Diámetro y densidad del hoyo

- Espesor de las formaciones
- Excentricidad y diámetro de la sonda



**Figura 3.37** SECCIÓN DE UN REGISTRO GAMMA (Modificado de Halliburton, Recopilación Técnica)

LITOLOGÍA	VALORES DE GAMMA RAY (EN UNIDADES API)
Arenisca (Cuarzo)	15 -30 (raramente a 200)
Caliza	10 - 40
Dolomita	15 - 40 (raramente a 200)
Lutita	60 - 150
Lutita enriquecida en materia orgánica	100 - 250
Anhidrita, Halita	8 - 15
Silvita (KCl)	350 - 500
Carbón	15 - 150 (cualquier valor es posible)

**Tabla 3.2** VALORES DE GAMMA RAY PARA LAS PRINCIPALES LITOLOGÍAS (Modificado de Memoria AAPG)

### **3.5.1.3 Efecto Fotoeléctrico (Pe):**

Mide la capacidad de la formación para absorber rayos gamma. Las capacidades de absorción de la formación varían con la litología. La absorción fotoeléctrica se registra como una medida suplementaria para la medida de la densidad de la formación, usando detectores comunes y fuentes radioactivas. Su medición no es válida en lodos con barita. Este tipo de registro se puede usar tanto para correlación de formaciones entre pozos, como para, determinación de litología.

En cuanto a su respuesta litológica tenemos que para areniscas: el cuarzo puede dar valores de entre 1,7 a 1,8 barns/electron, pero la mayoría de otros minerales pueden alcanzar valores sustanciales; para calizas: en una caliza limpia da lecturas de alrededor de 5,0 barns/electron; para dolomitas: podrían darse valores alrededor de 3,0 barns/electron, lo que permite distinguir de manera sencilla caliza de dolomita, incluso si hay presencia de gas; para lutitas: el valor promedio es de 3 – 3,5 barns/electron, hasta valores de 7 u 8 barns/electron se pueden obtener dependiendo del contenido de hierro y de minerales accesorios.

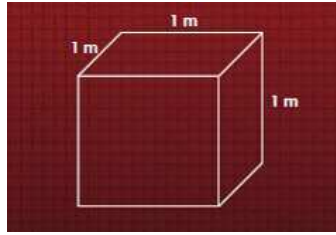
### **3.5.2 Resistividad**

Estas herramientas son principalmente usadas para correlación y para determinar el volumen de zonas saturadas con agua versus zonas saturadas de petróleo, para determinar zonas permeables y para determinar la porosidad.

Las herramientas de Resistividad pueden dividirse en tres tipos característicos: herramientas de Inducción, Laterolog y Microresistividad.

**Resistividad:** Es la Resistencia medida entre lados opuestos de un cubo unitario (Figura 3.38) de la sustancia multiplicado por el Área y dividido por la Longitud.

$$R = r * \frac{A}{L}$$



Ec. 3.7

**Figura 3.38** CUBO UNITARIO (Modificado de Halliburton, Recopilación Técnica)

**Conductividad:** Es la inversa de la Resistividad. Su unidad es el Mho o, más correctamente siemens. Su unidad más común es el milimho o milisiemens

$$C = \frac{1000}{R} \quad \text{Ec. 3.8}$$

La resistividad de la formación es un parámetro clave para determinar la saturación de hidrocarburos. La electricidad puede pasar a través de una formación solo debido al agua conductiva que contenga dicha formación. Con muy pocas excepciones como el sulfuro metálico, la grafiíta y la roca seca que es buen aislante. Las formaciones subterráneas tienen resistividades medibles y finitas debido al agua dentro de sus poros o al agua intersticial absorbida por una arcilla.

La resistividad de una formación depende de:

- La resistividad del agua de formación
- La cantidad de agua presente
- Geometría estructural presente

Los registros de resistividad miden la diferencia de potencial causada por el paso de la corriente eléctrica a través de las rocas. Consiste en enviar corrientes a la formación a través de unos electrodos y medir los potenciales en otros. Entonces la resistividad de la roca puede determinarse ya que esta resulta proporcional a la diferencia de potencial.

### **3.5.2.1 Dual Laterolog (DLL)**

El principio de medición del Dual Laterolog consiste en emitir una corriente focalizada a la formación a través de un arreglo de electrodos. Un voltaje es medido entre determinados electrodos y es utilizado para calcular la resistividad de la formación que atraviesa. Realiza dos mediciones enfocadas con distinta profundidad de investigación.

Aplicaciones del Dual Laterolog:

- Usa electrodos para obtener simultáneamente la medición de las curvas Profunda y Somera.
- Es usado en pozos perforados con lodo de baja resistividad (lodos conductivos).
- El DLL usualmente es corrido con otra herramienta resistiva (MSFL) para medir la zona invadida (Rxo).
- Puede ser usado para:
  - Determinar la Resistividad de la zona no invadida  $R_t$
  - Diferencia entre zonas de agua salada y zonas de hidrocarburos.
  - Estima diámetro de invasión, usando las tres curvas.
  - Correlacionar formaciones.

Interpretación del Dual Laterolog:

- Las resistividades de las formaciones varían en un rango de menos 1 ohmm en algunos reservorios de agua salada hasta lecturas infinitas (>10,000 ohmm) en evaporitas como la anadritas.
- La lectura del DLL es más exacta en formaciones de resistividades desde 0,2 ohmm hasta alrededor de 40,000 ohmm.
- En zonas de agua en donde  $R_{mf} = R_w$ , RLLD, RLLS y MSFL son cercanas.
- En arcillas homogéneas, las curvas se sobreponen, típicamente en un rango de resistividad de 1 a 10 ohmm.

### **3.5.2.2 Inductivos**

Los perfiles de inducción fueron introducidos en el año de 1946, para perfilar pozos perforados con lodo base aceite, transformándose en un método “standard” para este tipo de operaciones.

Consiste en inducir una corriente en la formación, la cual creará un campo magnético, y este a su vez inducirá un voltaje en una bobina receptora. Se mide la conductividad (recíproca a la resistividad) de las formaciones mediante corrientes alternas inductivas. Dado que es un método de inducción se usan bobinas aisladas en vez de electrodos, esto para enviar energía a las formaciones. La ventaja de este perfil eléctrico se basa en su mayor habilidad para investigar capas delgadas, debido a su enfoque y a su radio de investigación.

Aplicaciones de los registros Inductivos

Se utiliza cuando:

- Hay lodo fresco, base aceite o lodo aireado no conductivo (Puede ser usado en ambientes de baja resistividad)
- $R_{mf}/R_w > 3$
- $R_t < 200 \Omega\text{-m}$
- 5 o 6 Curvas de resistividad desde 10” hasta 120”

Efectos del pozo sobre el registro de Inducción.

- Diámetro del Hueco
- Ancho de la capa
- Corrección por invasión

Interpretación de registros Inductivos:



- Las resistividades de las formaciones varían en un rango de menos 1 ohmm en algunos reservorios de agua salada hasta lecturas infinitas (> 10,000 ohmm) en evaporitas como la anhidrita. (Figura 3.39)
- La lectura de es más exacta en formaciones de baja resistividad. La mejor exactitud en las curvas están entre 0.2 ohmm y 200 ohmm.
- En arcillas homogéneas, las curvas se superponen, típicamente en un rango de resistividad de 1 a 10 ohmm
- En formaciones tipo anhidrita o formaciones de baja porosidad (calizas o dolomías), las lecturas pueden exceder a 2,000 ohmm.
- En zonas típicamente no permeables, las curvas se superponen.
- Cualquier Spike puede ser debido a cavernas altamente conductivas.
- Pozos en donde no se corra con Standoff debido a condiciones de pozo, la curva Media algunas veces caerá por debajo de la curva Profunda.
- Cuando se discuta o evalúe el registro, use las graficas para corregir efectos ambientales.

Factores que afectan tanto a los registros resistivos como inductivos, son:

- Efecto pelicular (efecto skin)
- Factor geométrico
- Efecto de invasión
- Formaciones adyacentes
- Fluidos de perforación y revoques.

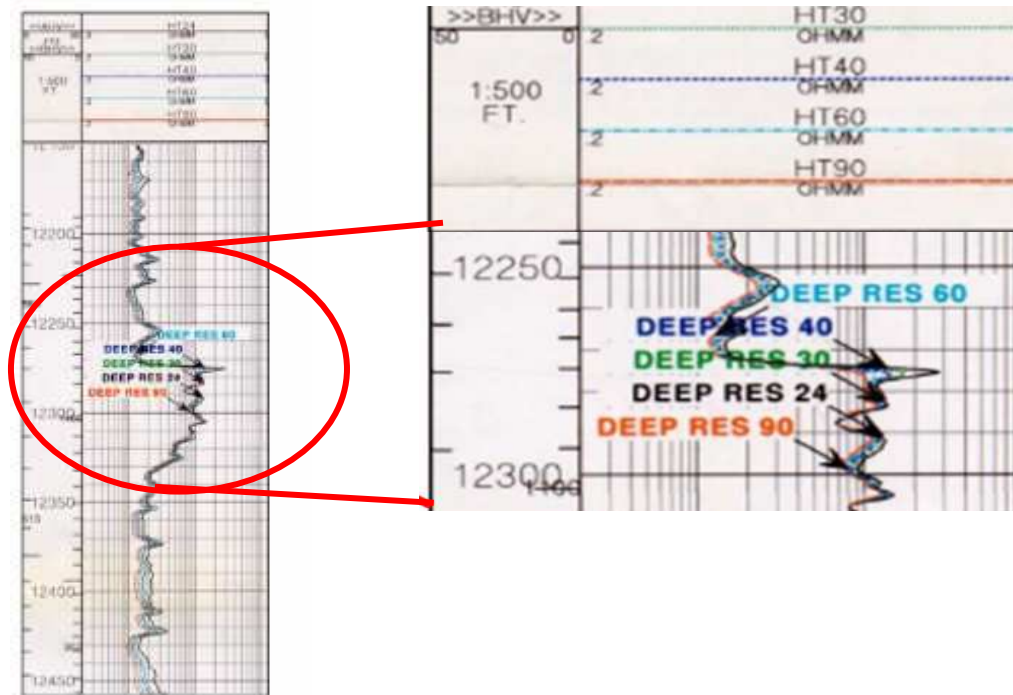
Selección de Herramienta de Resistividad:

Se selecciona DLL si:

- $RT > 200 \Omega m$
- $Rm < 0.1 \Omega m$
- $Rt/Rm > 1000$
- $Rm/Rw < 3$

Se selecciona Inducción si:

- Lodo Base Aceite
- $R_t/R_m > 3$



**Figura 3.39** REGISTRO DE RESISTIVIDAD: Muestra arenas con posible contenido de hidrocarburo (Modificado de Halliburton, Recopilación Técnica)

### 3.5.2.3 Herramientas Microresistivas (Msfl, Mel)

Se utilizan para:

- Correlación pozo a pozo (msfl)
- Saturación de zona invadida (msfl)
- Saturación de petróleo residual (msfl)
- Movilidad de hidrocarburo (msfl, mel)
- Densidad de hidrocarburo (msfl)
- Permeabilidad (cualitativa) (mel)

Interpretaciones del MSFL:

- Las resistividades de las formaciones varían en un rango de menos 1 ohmm en algunos reservorios de agua salada hasta lecturas infinitas (> 10,000 ohmm) en evaporitas como la anhidrita.
- La lectura del MSFL es mas exacta en formaciones de resistividades desde 0.2 ohmm hasta alrededor de 2,000 ohmm.
- El MSFL puede no repetir exactamente la lectura por el nuevo posicionamiento del patín en la pared del hueco.
- En zonas de agua en donde  $R_{mf} = R_w$ , RLLD, RLLS y MSFL son cercanas.

### 3.5.3 Porosidad

Cada herramienta de porosidad: densidad, neutrón compensado, sónico y efecto fotoeléctrico pueden ser usados para estimar porosidad cuando se conocen la litología y las propiedades del fluido.

**Porosidad ( $\phi$ ):** Medida de la capacidad de almacenamiento de fluidos que posee una roca que se define como la fracción del volumen total de la roca que corresponde a espacios que pueden almacenar fluidos.

$$\phi = \frac{\text{volumen de espacios para almacenar fluidos}}{\text{volumen total}} \quad \text{Ec. 3.9}$$

La porosidad es una fracción del volumen total de la roca y el máximo valor teórico que puede alcanzar es 1. Puede expresarse como un porcentaje, esta cantidad resulta de multiplicar la ecuación 1.1 por 100.

*La porosidad puede clasificarse en:*

*Porosidad primaria:* Es consecuencia de los espacios vacíos entre los fragmentos después de su acumulación como sedimento.

*Porosidad secundaria:* Es producida por agentes geológicos tales como lixiviación, fracturamiento y fisuramiento de la roca durante el proceso de formación.

**Permeabilidad K:** Es la facultad que tiene la roca para permitir que los fluidos se muevan a través de los espacios porosos interconectados. La permeabilidad es de un Darcy, cuando por una superficie de roca, de un centímetro cuadrado pasa un centímetro cúbico de fluido de viscosidad unitaria en un segundo, bajo un diferencial de presión de una atmósfera.

### 3.5.3.1 Registros Neutrónicos

Los registros neutrónicos se emplean principalmente para delinear formaciones porosas y para determinar su porosidad. Responden principalmente a la cantidad de hidrógeno en la formación. Por lo tanto, en formaciones limpias cuyos poros se hallen saturados con agua o aceite, el registro reflejará la cantidad de porosidad saturada de líquido.

Las zonas de gas con frecuencia pueden identificarse al comparar este registro con otro registro de porosidad o con un análisis de muestras. Una combinación del registro de neutrones con uno o más registros de porosidad proporcionan valores más exactos de porosidad y contenido de arcilla así como también permiten identificar litología. La porosidad por medio de este se determina leyendo directamente del registro obtenido, es decir:

$$\Phi = \Phi_N = \Phi_{SNP} \quad \text{Ec. 3.10}$$

ó

$$\Phi = \Phi_N = \Phi_{CNL} \quad \text{Ec. 3.11}$$

Entre las herramientas que se emplean para correr los registros neutrónicos, tenemos:

- Neutrón Compensado. (CNL)

- Dual porosity Neutrón. (CNT-G)
- Gamma-Neutrón CCI.
- Serie de GNT.
- Dual Spaced Epithermal Neutrón.
- Sidewall Neutrón Porosity. (SNP)
- Dual Spaced Neutrón II.

Factores que afectan el Registro Neutrónico:

- Efectos de la litología
- Tamaño del hoyo
- Peso del lodo
- Efecto Stand-Off o falta de separación entre la herramienta y la pared del pozo
- Efecto de la salinidad
- Temperatura y presión

### **3.5.3.2 Registro de Densidad**

Los registros de densidad se usan principalmente como registros de porosidad. Otros usos incluyen identificación de minerales en depósitos de evaporitas, detección de gas, determinación de la densidad de los hidrocarburos, evaluación de arenas con arcillas y de litologías complejas, determinación de producción de lutitas con contenido de aceite, cálculo de presión de sobrecarga y propiedades mecánicas de las rocas (Figura 3.40). La porosidad se determina por medio de este a partir de la siguiente ecuación:

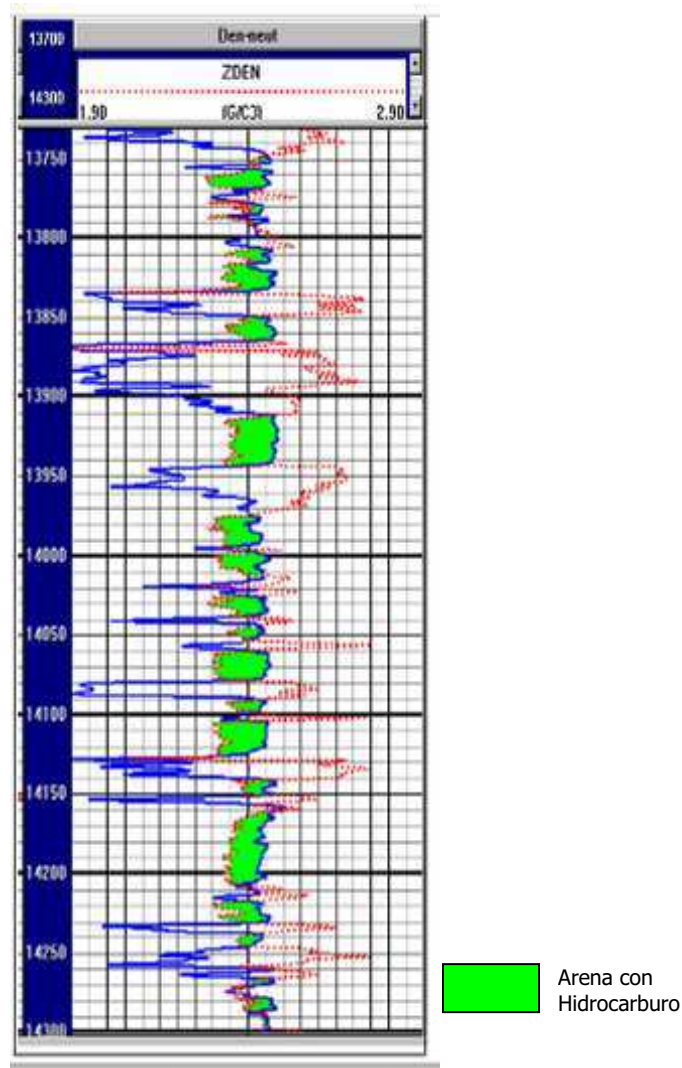
$$\phi = \phi_D = \frac{(\rho_{ma} - \rho_b)}{(\rho_{ma} - \rho_f)}$$

Entre las herramientas que se emplean para correr los registros de densidad, tenemos:

- Litodensidad. (LDT)
- “Espectral Density”. (LDT)
- Plataforma Express. (PEX)

Factores que afectan el Registro de Densidad:

- Efecto del hoyo
- Espesor del reboque
- Litología de las formaciones
- Fluidos presentes en la zona investigada
- Efecto de los hidrocarburos



**Figura 3.40** REGISTRO COMPUESTO DENSIDAD-NEUTRÓN: El cruce de curvas indica presencia de arena con hidrocarburos. (Modificado de Halliburton, Recopilación Técnica)

### 3.5.3.3 Registro Sónico

El perfil sónico no es más que el registro continuo del tiempo que emplea una onda sonora compresional, para viajar a través de un pie lineal de formación. El tiempo requerido para este viaje, se denomina tiempo de tránsito. El objetivo fundamental de este es medir la porosidad de la formación, lo cual dependerá de la litología de la formación y de la naturaleza de los fluidos que llenen los espacios

porosos. La porosidad se determina por medio de este a partir de la siguiente ecuación:

$$\phi = \phi_N = \frac{(\Delta_t - \Delta_{tma})}{(\Delta_{tf} - \Delta_{tma})} \quad \text{Ec. 3.12}$$

Entre las herramientas que se emplean para correr los registros de densidad, tenemos:

- Registro Sónico Compensado. (BHC)
- Sónico de Espaciamiento Largo. (LSS)
- Array Sonic.
- Multipole Arraz Acoustinlog.

Factores que afectan el Registro Sónico:

- Diámetro del hoyo
- Litología

*Efectos del volumen de arcillosidad (Vsh) de las arenas en los registros de porosidad:*

Las arcillas dentro de los cuerpos de arena, en diferentes grados, causan un aumento en la porosidad determinada a partir de las lecturas de los registros de porosidad. Esto se debe a que las arcillas tienden a disminuir la densidad total de la formación medido por el registro de densidad, aumentar el tiempo de tránsito de la onda acústica y aumentar la concentración de hidrógeno de la formación medido por el registro neutrónico. Por lo tanto, la porosidad obtenida a partir de las ecuaciones antes mencionadas, debe ser corregida por la presencia de arcilla, mediante las siguientes ecuaciones:

Registro neutrónico:  $\Phi = \Phi_N - \Phi_{NSH} * V_{SH}$  Ec. 3.13



Registro de densidad:  $\Phi = \Phi_D - \Phi_{DSH} * V_{SH}$  Ec. 3.14

Registro sónico:  $\Phi = \Phi_S - \Phi_{NSH} * V_{SH}$  Ec. 3.15

Cuando se dispone de dos registros de porosidad, la porosidad se puede determinar con la combinación de ellos donde la porosidad resultante recibe el nombre de porosidad “crossplot”.

*Efectos del gas en los registros de porosidad:*

La presencia del gas en la formación disminuye la densidad total de la misma, por lo tanto, aumenta la porosidad “leída” por el registro de Densidad. Esta misma presencia disminuye el tiempo de tránsito de la onda acústica, como consecuencia, aumenta la porosidad determinada por el registro Sónico. En cambio, la concentración de hidrógeno del gas comparada con la del petróleo líquido es menor, porque contiene menor átomo de éste en sus moléculas, por lo tanto, la presencia del gas en la formación causa una disminución en las lecturas de la porosidad en el registro de Neutrón.

En la práctica, si se dispone sólo de un registro de porosidad y se tiene la certeza de que las lecturas del registro están afectadas por gas, se estima la porosidad mediante las siguientes aproximaciones empíricas:

Densidad:  $\phi = 0.85 * \phi_D$  Ec. 3.16

Sónico:  $\phi = 0.95 * \phi_S$  Ec. 3.17

Neutrón:  $\phi = 1.25 * \phi_N$  Ec. 3.18

Generalmente se usa la combinación Densidad-Neutrón porque es la mejor para la detección del gas, ya que éste afecta en sentidos opuestos a las lecturas de estos dos registros. Cuando las arenas son gasíferas y arcillosas, para estos promedios se usan los valores de cada registro individuales, corregidos previamente por arcillas.

## CAPÍTULO IV

### 4. BLOQUE 15: INTEGRACIÓN DE DATOS DE POZO Y SÍSMICA DE REFLEXIÓN PARA EL PRECRETÁCICO

#### 4.1 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA EN POZOS QUE ATRAVIESAN FORMACIONES PRECRETÁDICAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El presente trabajo tiene como uno de sus objetivos la caracterización litológica de las formaciones Precretácicas dentro del área de estudio, para lo cual se han seleccionado pozos dentro del Bloque 15 en su mayoría exploratorios y se incluye además un solo pozo inyector.

A continuación se muestra un listado con los pozos utilizados para el estudio (Ver Tabla 4.1):

N°	POZO		SECTOR	Año	Profundidad Total (pies)		Tope Pre-K (pies)	
					MD	TVDSS	MD	TVDSS
1	Dumbique 1	DMBA-001	Este	2002	9040	8578	8446	-7707
2	Edén 1	EDYA-001	Este	1996	7900	7900	7773	-7074
3	Edén Yuturi B-1	EDYB-001	Este	2001	9196	8368	9106	-7562
4	Indillana 1	INDA-001	Oeste	1988	9825	-9003	9780	-8958
5	Itaya 1	ITYA-001	Oeste	1986	10030	-9258	9960	-9188
6	Jivino 1	JVNA-001	Oeste	1990	10096	-9271	10004,97	-9179,54
7	Laguna 1	LGNA-001	Oeste	1991	10120	-9250	10061	-9230
8	Limoncocha 1	LMNA-001	Oeste	1986	10261	-9489	10182	-9322
9	Pañacocha 1	PCCA-001	Pañacocha	1972	7841	-7088	7383	-6630
10	Pañacocha 2	PCCB-002	Pañacocha	1993	7600	-6859	7350	-6609
11	Paka Sur 1	PKSA-001	Oeste	2004	10486	10265	10436	-9402
12	Palmeras Norte 1	PMNA-001	Oeste	2008	11353	9872	11266	-8947
13	Palmeras 1	PMRA-001	Oeste	1986	9990	9974	9929	-9045
14	Pañayacu 1	PYCA-001	Oeste	2008	9842	9598	9576	-8788
15	Quinde 1	QNDA-001	Oeste	2004	12915	3207	12905	-9012
16	San Isla 1	SNNA-001	Oeste	2000	9284	-8597	9218	-8471
17	San Roque 1	SRQA-001	Este	1973	9090	-8264		
18	San Roque 2	SRQB-002	Este	1973	8880	-8024	8856	-8000
19	San Roque 3	SRQC-003	Este	1973	8798	-7892	8768	-7862
20	Tumali 1	TMLA-001	Este	2004	10330	-7454	10308	-7438
21	Tuntiak 1	TTKA-001	Oeste	2008	9940	-9094	9858	-9012
22	Yanaquincha Este 1	YNEA-001	Oeste	2002	10479	-9364	10390	-9364
23	Yanaquincha Oeste 1	YNOA-001	Oeste	2002	10900	10258	10818	-9324
24	Yuturi 1	YTRA-001	Este	1970	8600	-7900	7846	-7146

**Tabla 4.1** LISTA DE POZOS QUE LLEGAN A FORMACIONES DE EDAD PRECRETÁDICAS: En el listado anterior, todos son pozos exploratorios, excepto el pozo N°3 que es un pozo inyector.

Si bien es cierto se escogieron aquellos pozos que llegaban a las formaciones de edad Precretácica, se dio mayor peso a los pozos cuya ubicación se hallaba dentro de los volúmenes sísmicos.

No obstante, y a pesar de la existencia de los pozos ya mencionados se consideró el área de estudio como enteramente nueva por la limitación existente en los datos de pozo, de manera que, la secuencia de estudio comenzó con lo que resulta fundamental en estos casos, y que es el uso de los datos de acústica y/o sísmica de pozo, para lograr un atado correcto de los datos sísmicos con la información geológica. Todos los pozos de los que se hace la descripción e interpretación litológica cuentan con los registros que se requieren para lograr esta correlación sísmico-geológica, con el fin de más tarde extenderse con un grado de confianza hacia la información en dos o tres dimensiones a la que se ha tenido acceso.

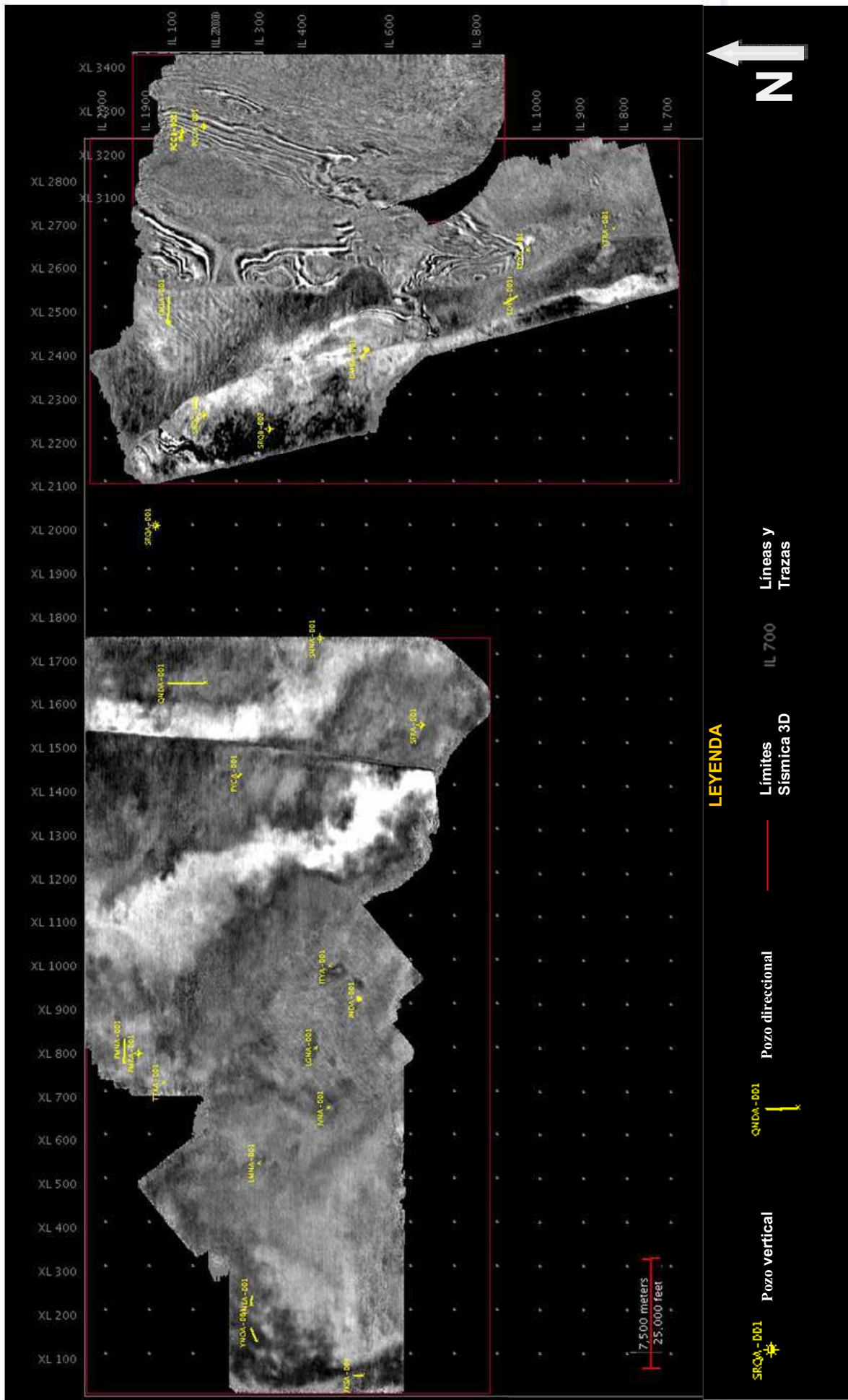


Figura 4.1 UBICACIÓN DE POZOS SOBRE LOS VOLÚMENES SÍSMICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

#### 4.1.1 Descripción Litológica de Pozos Tipo

En base a rípios de perforación, láminas delgadas en la zona de interés y consulta de bibliografía de formaciones de edad Precretácica.

Retomando la caracterización litológica en la Figura 4.1 se muestra la ubicación de los pozos que llegan a las formaciones de edad Precretácica en cada uno de los volúmenes sísmicos, dentro del Bloque 15.

##### 4.1.1.1 Descripción de Rípios de Perforación

Para este proyecto se revisaron los rípios de perforación de los pozos indicados en la Figura 4.1 y de acuerdo a cada una de las litologías obtenidas se han escogido un total de ocho (8) pozos para ser mostrados en este capítulo, tres de ellos pertenecientes a la zona Oeste del bloque, tres corresponden a la parte, finalmente los dos últimos de los cuales no se tuvo acceso a los rípios de perforación pero si a los curvas de los registros de pozo, corresponden al sector Pañacocha. A continuación se inicia con la descripción de los pozos escogidos que se ubican en el sector Oeste del bloque. (Figura 4.2a).

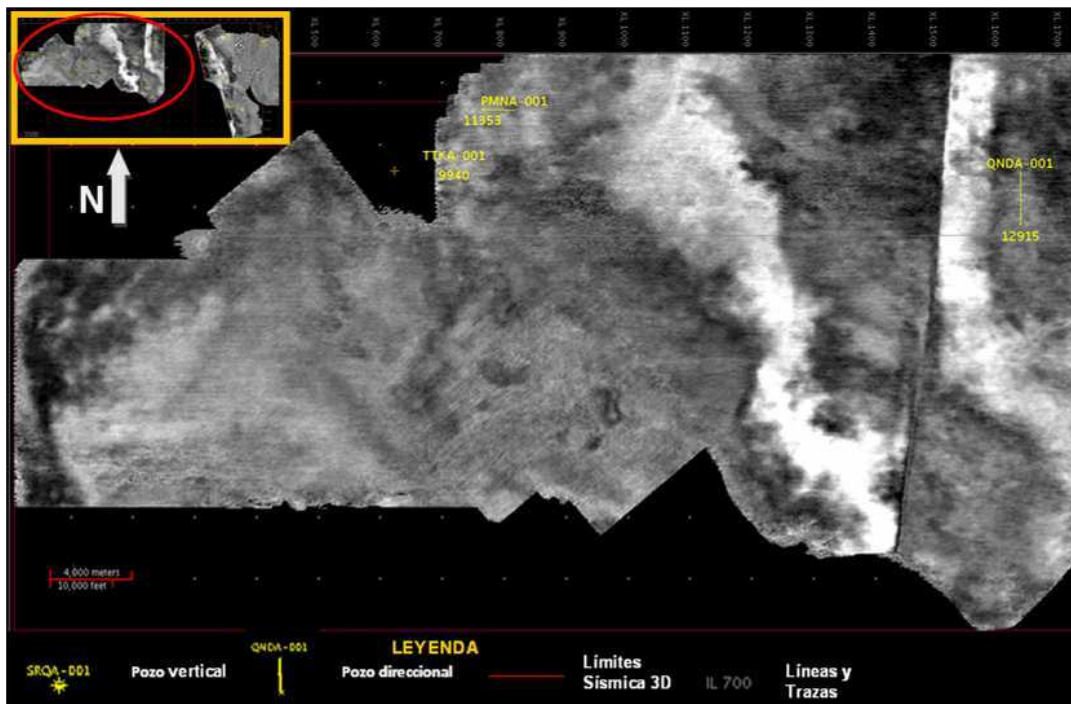
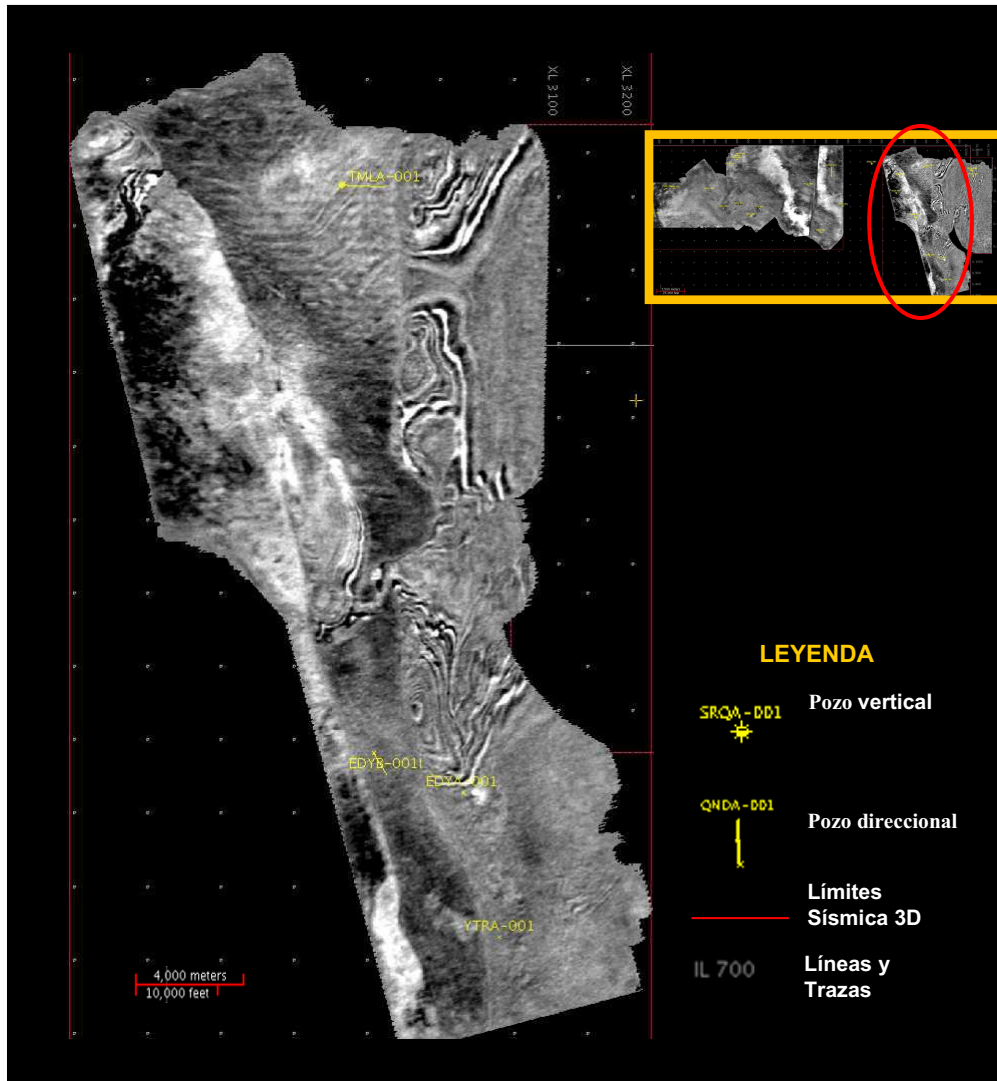


Figura 4.2a UBICACIÓN DE POZOS EN EL SECTOR OESTE DEL BLOQUE

Se continuará con la descripción de los pozos escogidos que se ubican en el sector Este del bloque. (Figura 4.2b)



**Figura 4.2b** UBICACIÓN DE POZOS EN EL SECTOR ESTE DEL BLOQUE

Se finalizará con la descripción de los pozos escogidos que se ubican en el sector Pañacocha del bloque. (Figura 4.2c).

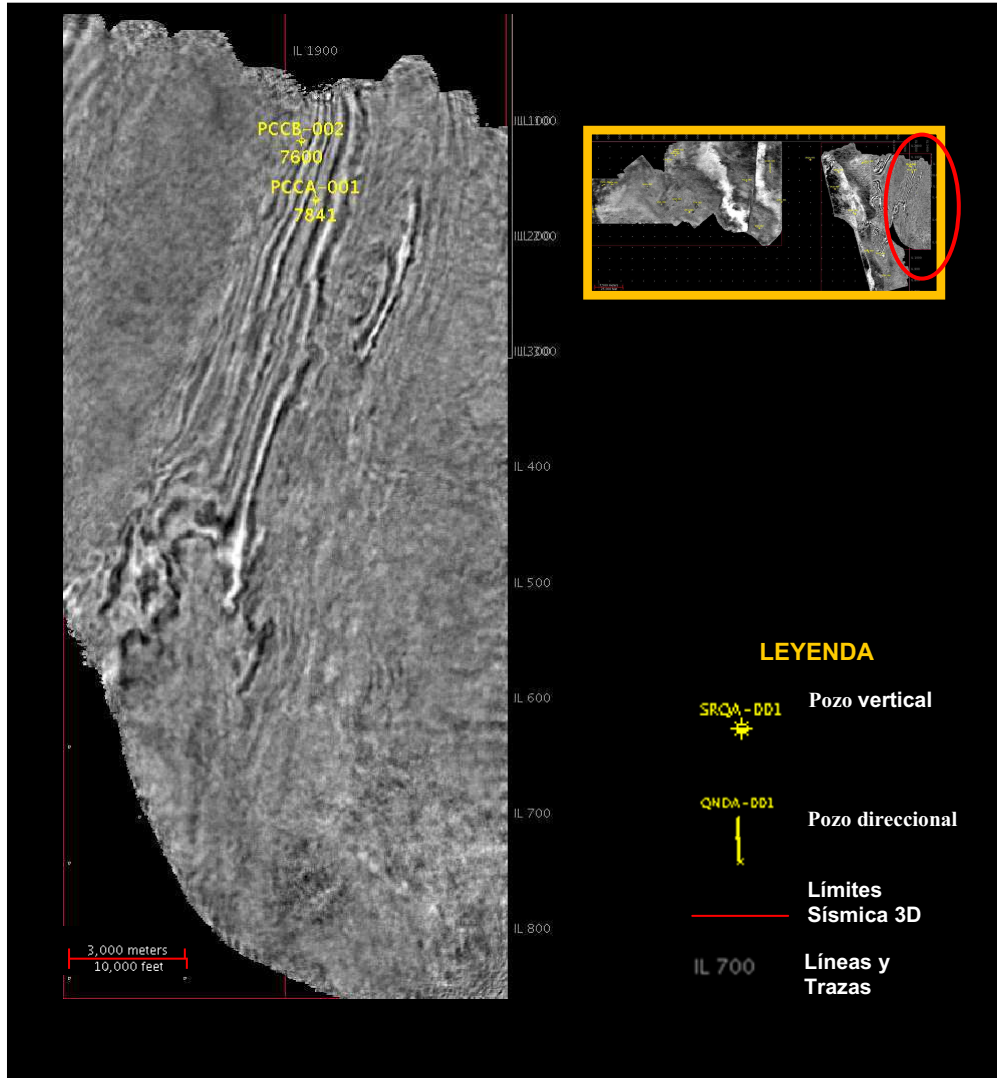
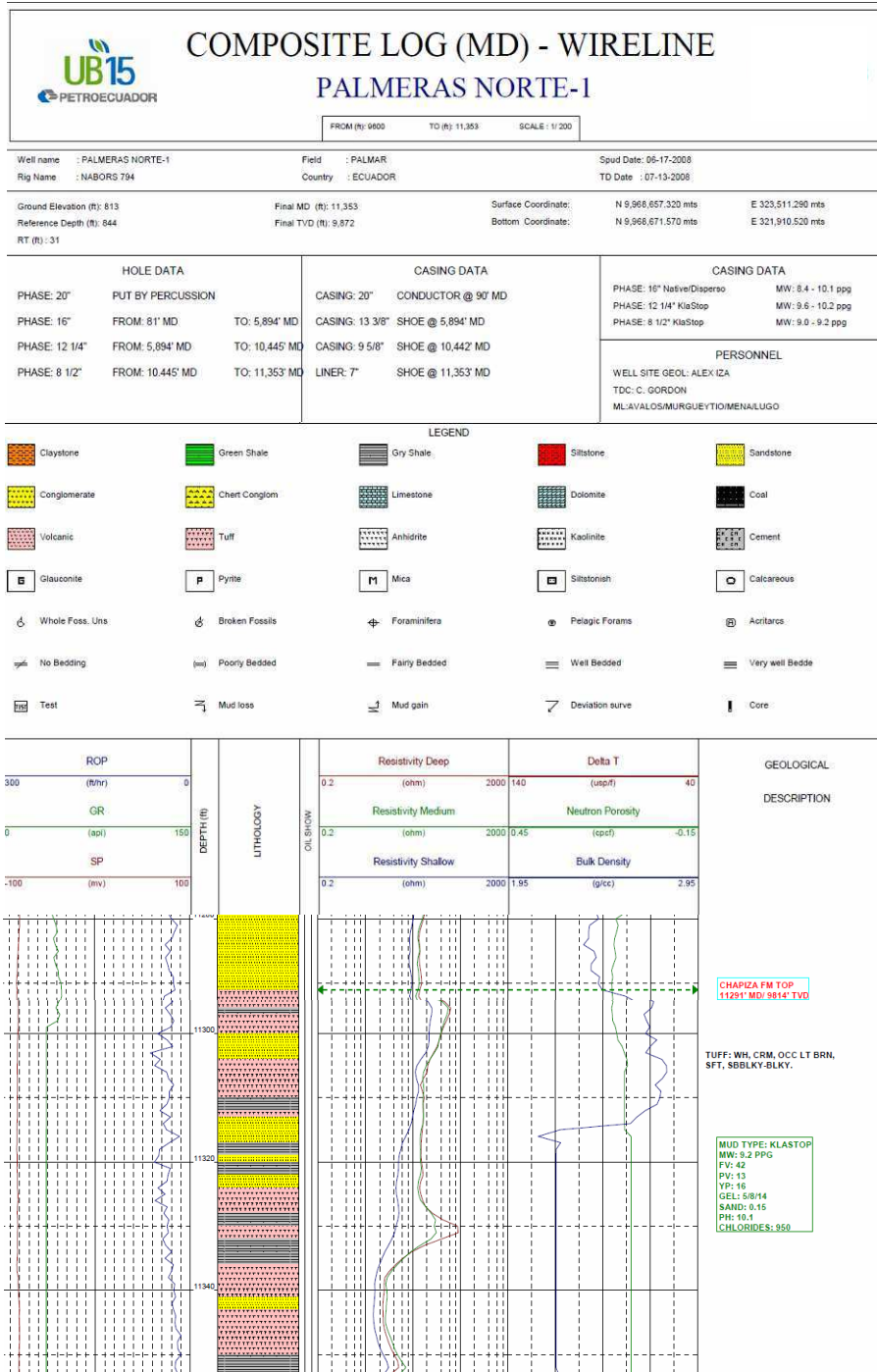


Figura 4.2c UBICACIÓN DE POZOS EN EL SECTOR PAÑACOCCHA DEL BLOQUE

**POZOS SECTOR OESTE**

**PALMERAS NORTE A-1**



**Figura 4.3a-1** REGISTRO COMPUESTO EN MD (MEASURE DEPTH)  
 (Tomado de Reporte Final de Geología Pozo Palmeras Norte A - 1, PAM 2008)



El pozo Palmeras Norte A-1 fue perforado por PAM en el año 2008, tiene una profundidad total de 11 353', atraviesa la sección Precretácica desde los 11 266' hasta los 11 353'

**Toba:** Blanca, crema, ocasionalmente café clara, suave, de subblocosa a blocosa.

**Arenisca:** Hialina, de translúcida a transparente, matriz no visible, cemento no visible, porosidad no visible, en partes con inclusiones de micropirita. No presenta manifestación de hidrocarburos.

**Lutita:** Gris oscura, gris, ocasionalmente negra, moderadamente dura a suave, sublaminar a subfísil, subblocosa, en partes astillosa, cerosa a terrosa, no calcárea, con inclusiones micro mica y micro pirita.

Background Gas BG = 0.16%, Máximo Pico de Gas FG = 0.26% en 11316' profundidad en MD

En este trabajo la interpretación ha sido modificada como consta en la Figura 4.3 a-2 debido a las siguientes consideraciones:

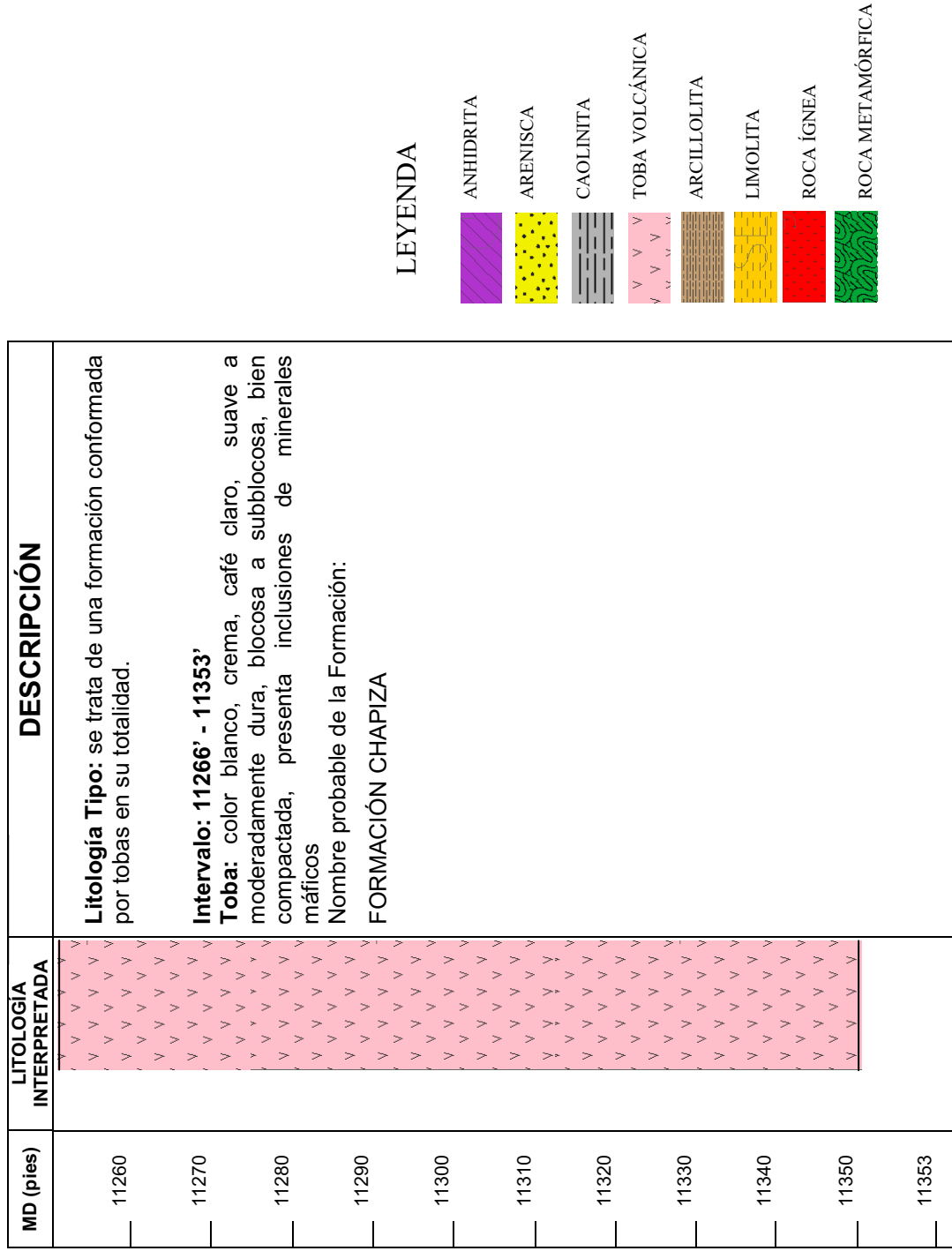
Se estableció como toba a la litología tipo de este pozo en el intervalo de interés ya que de acuerdo a las descripciones realizadas a continuación en este trabajo para las litologías producto de derrumbe, la arenisca y lutita descritas se han considerado como litología que pertenece probablemente a la Formación Hollín y Napo respectivamente.

*Litología producto de Derrumbe:*

**Arenisca:** blanco, gris claro, translúcido - transparente, duro a muy duro, grano medio a fino, angulares - subangulares, sorteo bueno a moderado, matriz no visible, cemento no visible, porosidad visible, inclusiones de pirita y glauconita

**Lutita:** color gris oscuro a negro, moderadamente dura a muy dura, laminar - sublaminar, fisible, contenido calcáreo moderado.

## PALMERAS NORTE A-1

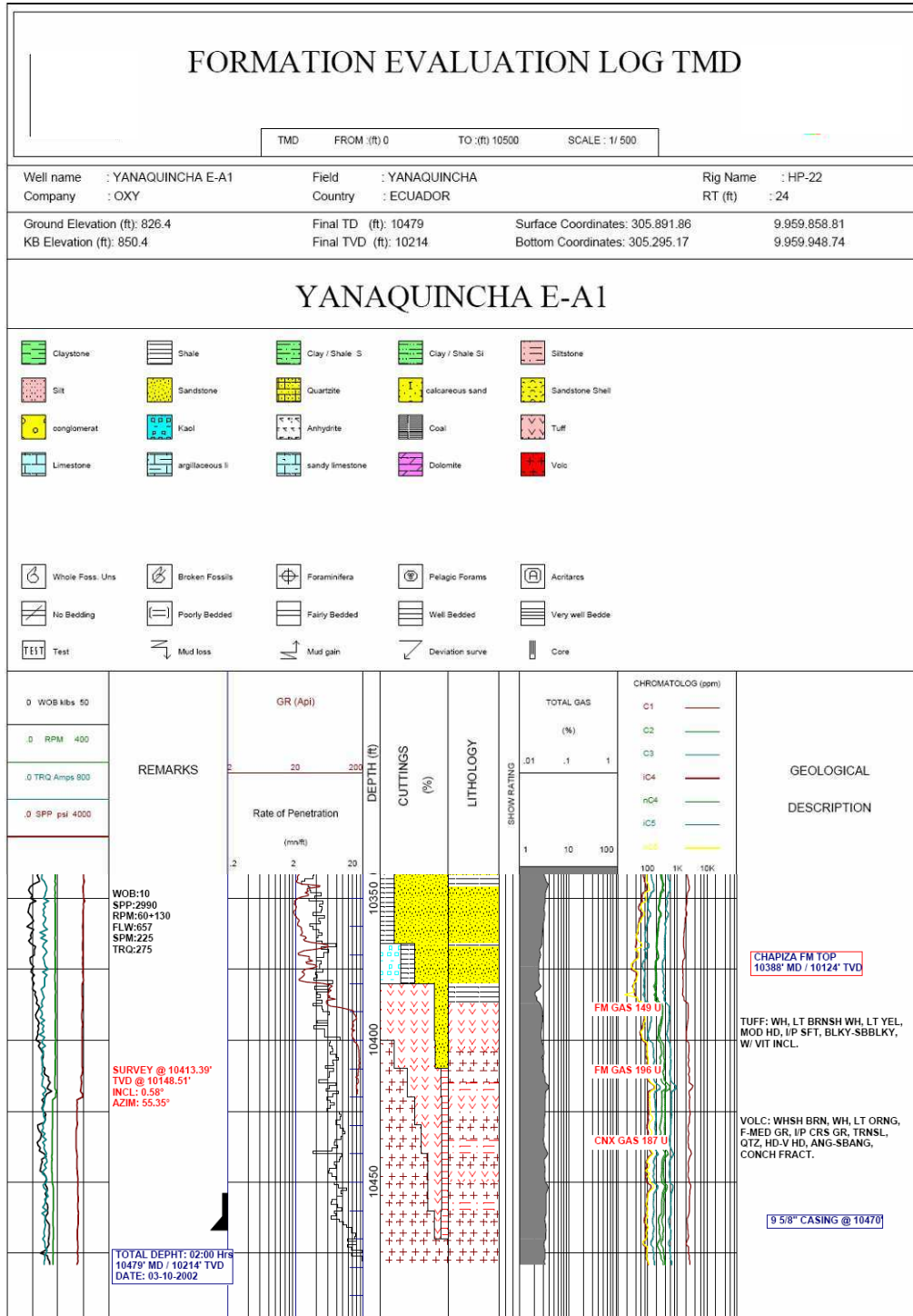


**Figura 4.3a-2** DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO PALMERAS NORTE A - 1

Como evidencia del derrumbe como tal están los grandes fragmentos de lutita con forma de agujas de gran tamaño de entre 1 a 2 cm aproximadamente y la textura cerosa -brillosa que presentan evidencian problemas con la broca al igual que la textura de la toba que también adquiere una apariencia cerosa e incluso lleva a confundirla con caliza pero que al contacto con el ácido no reacciona. (Comunicación personal Geólogo de pozo: Ing. Juan Minchala, 2010). La corroboración del dato lo tenemos en la respuesta que presenta la curva del ROP que consta en Registro Compuesto del pozo, (Figura 4.3a-1) los valores que presenta son muy cercanos a cero en el intervalo de interés, y de acuerdo a los rípos la litología que atraviesa mientras presenta tales valores es toba la cual en las descripciones presenta una dureza moderada la cual no justifica los valores tan bajos de ROP (*Rate of Perforation*) lo que demostraría las condiciones de desgaste que presenta la broca en este intervalo.

**POZOS SECTOR OESTE**

**YANAQUINCHA ESTE A-1**



**Figura 4.3b-1** REGISTRO DE EVALUACIÓN DE FORMACIÓN EN TMD (TRUE MEASURE DEPTH)  
(Tomado de Reporte Final de Geología Pozo Yanaquincha Este A - 1, OXY 2002)

El pozo Yanaquincha Este A-1 fue perforado por Occidental en el año 2002, tiene una profundidad total de 10 479', atraviesa la sección Precretácica desde los 10 390' hasta los 11 479', este intervalo, fue interpretado por la compañía de "mudlogging" contratada por la empresa operadora como muestra la Figura 4.3b-1 y consta en el párrafo siguiente:

La sección está compuesta predominantemente de Toba y material volcánico, con intercalaciones de limonita.

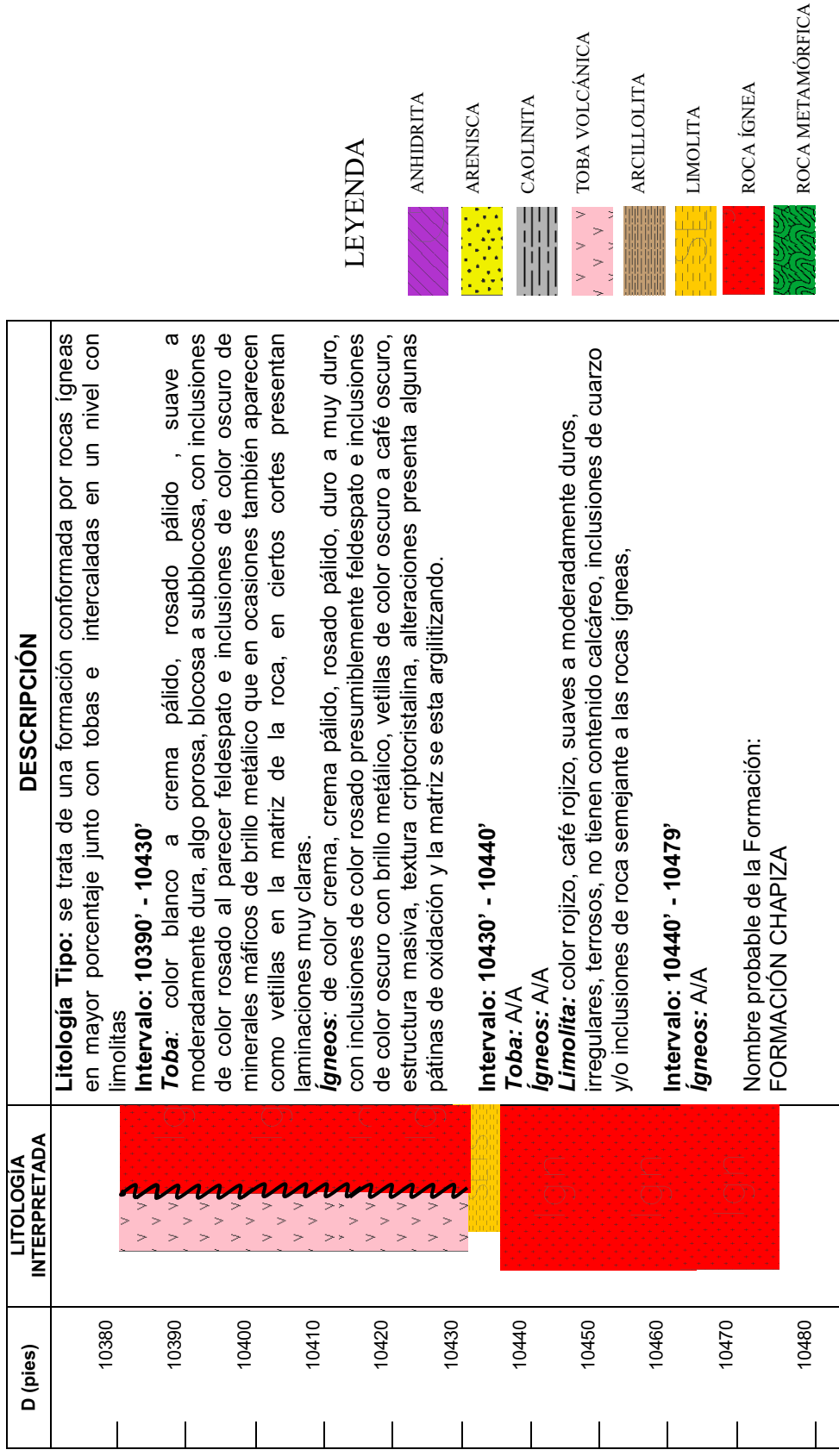
**Toba:** blanca, blanco con tono marrón claro, amarillo claro, moderadamente duro, en partes suave, blocoso a subblocoso, inclusiones vítreas.

**Material Volcánico:** café blanquecino, blanco, naranja claro, grano fino a medio, en partes grano grueso, cuarzo traslúcido, duro a muy duro, angular a subangular, fractura concoide.

**Limolita:** café rojizo, rojo ladrillo, moderadamente duro, irregular a blocoso, terroso, no calcáreo, con inclusiones vítreas.

La interpretación (Figura 4.3b-2) de manera general para este intervalo no tiene gran variación en el tipo de litología encontrada sino en la descripción a detalle de la misma, ya que la empresa de mudlogging al tener un formato específico omite detalles de observación que considero relevantes al momento de la descripción de una roca o como en este caso de los fragmentos de roca, además, de que como se evidencia al no tratarse de una zona de interés hidrocarburífero la descripción no cuenta con mayor detalle, por tanto, podemos constatar la variación entre la descripción realizada en este estudio y la obtenida de los informes entregados a la empresa operadora.

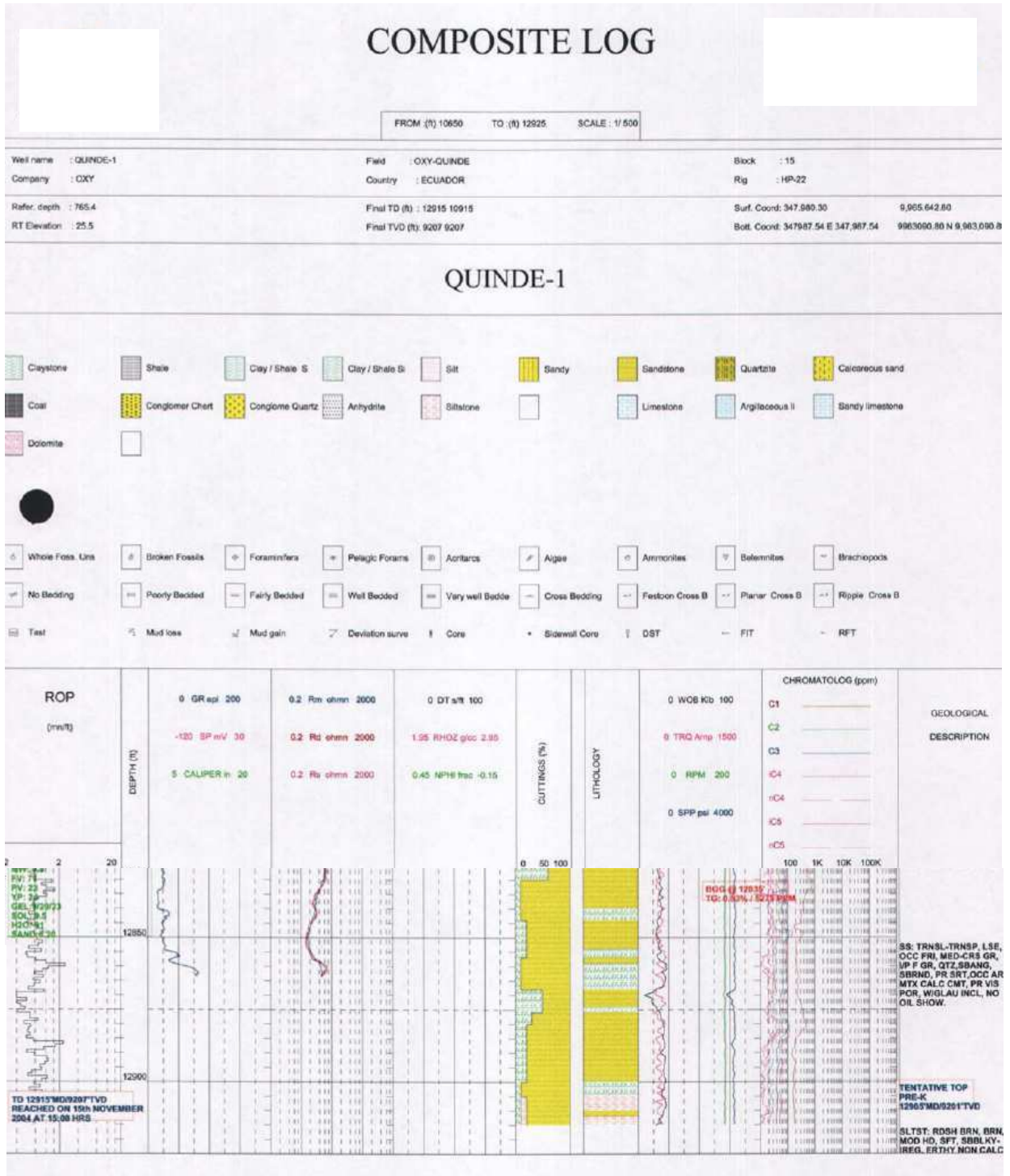
## YANAQUINCHA ESTE A-1



**Figura 4.3b-2** DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO YANAQUINCHA ESTE A - 1

**POZOS SECTOR OESTE**

**QUINDE A-1**



**Figura 4.3c-1 REGISTRO COMPUESTO EN MD (MEASURE DEPTH)**  
 (Tomado de Reporte Final de Geología Pozo Quinde A - 1, OXY 2002)

El pozo Quinde A-1 fue perforado por Occidental en el año 2004, tiene una profundidad total de 12 915', atraviesa la sección Precretácica desde los 12 905' hasta los 12 915', este intervalo, fue interpretado por la compañía de "mudlogging" contratada por la empresa operadora como muestra la Figura 4.3c-1 y consta en el párrafo siguiente:

En la sección está compuesta predominantemente de caolinita.

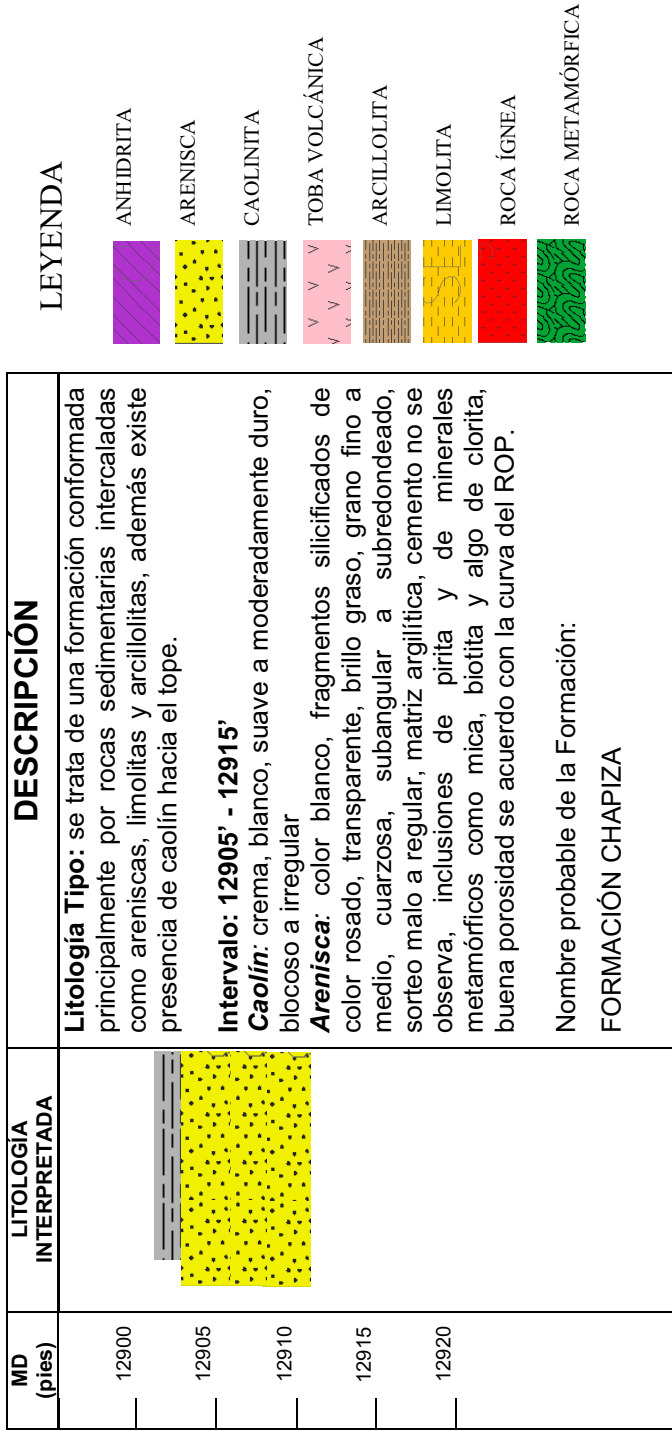
**Caolinita:** crema, blanco, suave a moderadamente duro, blocoso a irregular.

Background Gas BG = 0.45%, Máximo Pico de Gas No detectado.

La interpretación para este intervalo ha variado como consta en la Figura 4.3c-2 debido a que en la descripción tomo en cuenta como parte de la litología tipo a la arenisca, esto debido a que la muestra en general se compone de sedimentos retrabajados que presentan características petrográficas similares y correlacionables con los sedimentos encontrados en el sector Este del bloque y que se describen más adelante. Entre la evidencia petrográfica principal está en características que formación previas de arenisca descritas para este pozo no presentan, se tienen minerales metamórficos como mica, biotita y clorita, además que los fragmentos de cuarzo así como los fragmentos silicificados de color rosado se presentan como sedimentos retrabajados semejantes en color, brillo, transparencia, textura a los sedimentos del sector Este del bloque.



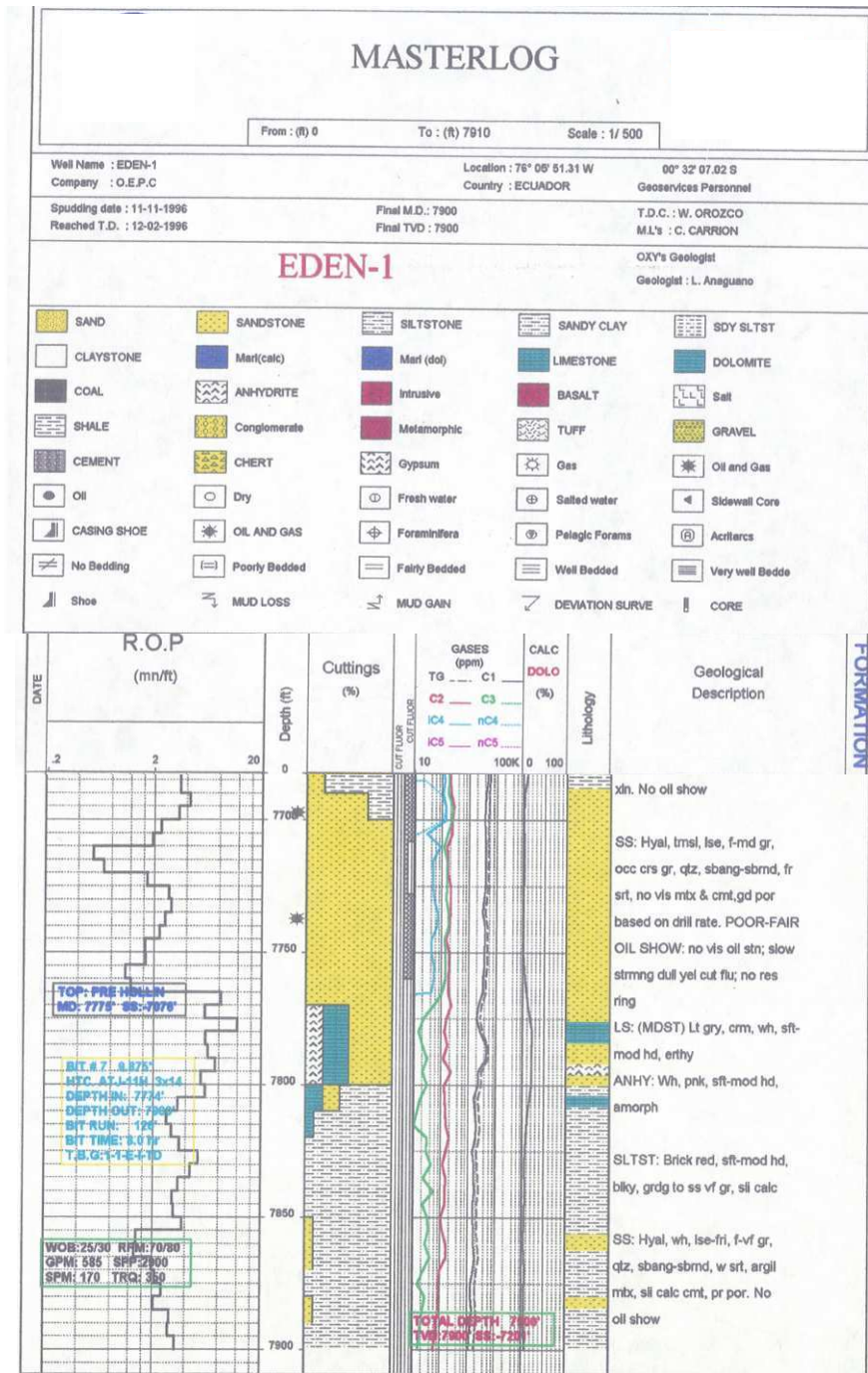
## QUINDE A-1



**Figura 4.3c-2 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO QUINDE A - 1**

**POZOS SECTOR ESTE**

**EDÉN A-1**



**Figura 4.3d-1 MASTERLOG EN MD (MEASURE DEPTH)**  
 (Tomado de Reporte Final de Geología Pozo Edén A - 1, OXY 1996)

El pozo Edén A-1 fue perforado por Occidental en el año 1996, tiene una profundidad total de 7 900', atraviesa la sección Precretácica desde los 7 774' hasta los 7 900', este intervalo, fue interpretado por la compañía de "mudlogging" contratada por la empresa operadora como muestra la Figura 4.3d-1 y consta en el párrafo siguiente:

Unidad compuesta principalmente por limolita, arenisca y con delgadas intercalaciones de anhidrita.

**Limolita:** Rojo ladrillo, verde amarillento, suave a moderadamente duro, blocoso, gradando a arenisca de grano muy fino.

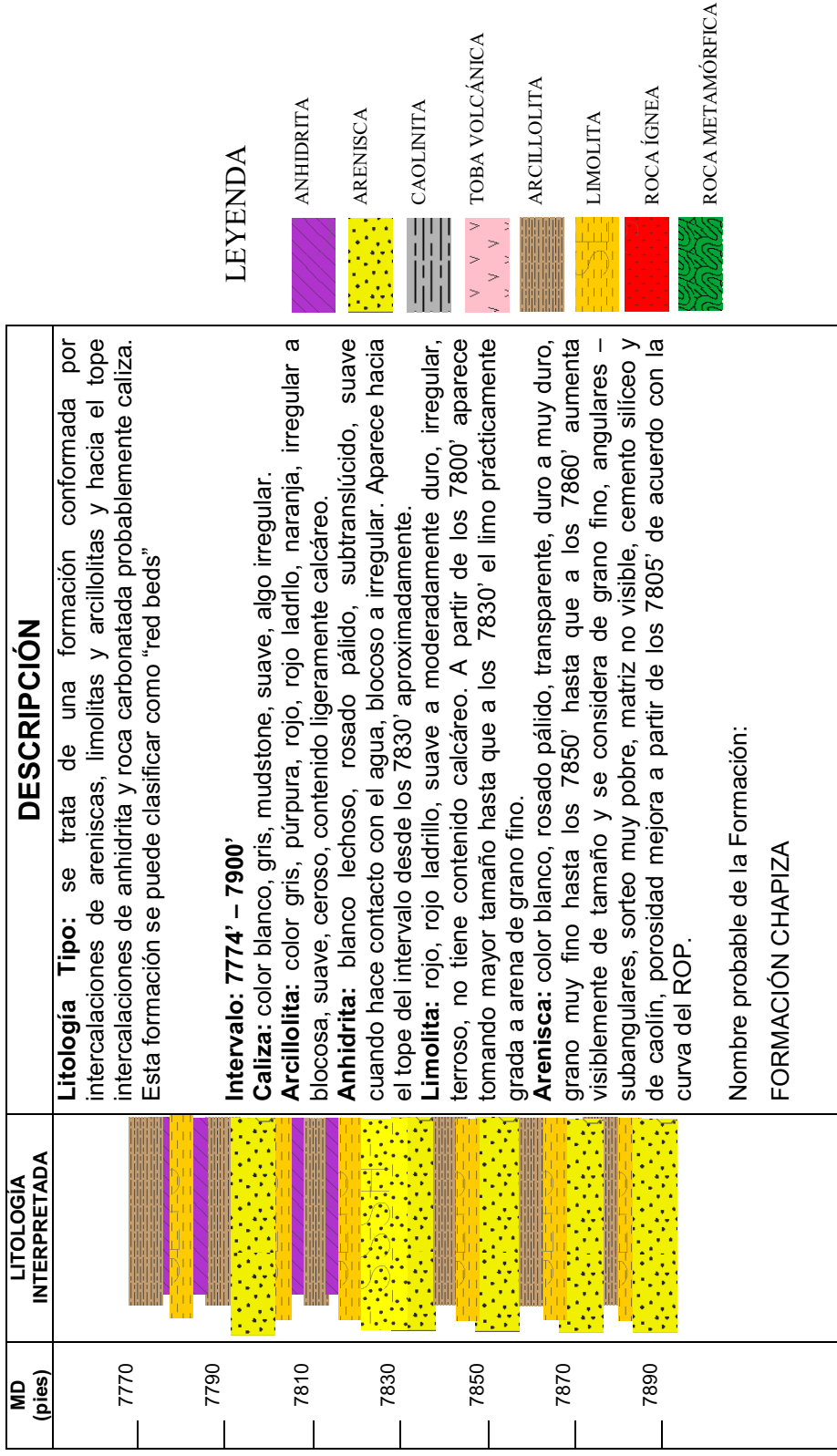
**Arenisca:** Hialina, rojo de translucida a transparente, suelta, de grano muy fino, subangular a subredondeado, buen sorteo, matriz no visible, localmente cemento calcáreo, buena porosidad basada en la rata de perforación. No presenta manifestación de hidrocarburos.

**Anhidrita:** color blanco, rosado, suave a moderadamente dura, amorfa.

En este trabajo la interpretación ha sido modificada como consta en la Figura 4.3d-2 debido a las siguientes consideraciones:

Además de la limolita se observó arcillolita de acuerdo con las características petrográficas observadas razón por la cual se le añadió como parte de la litología tipo en el intervalo. Ese es el único cambio en cuanto a la litología general que se presenta en el intervalo, el resto de modificaciones se presentan en el detalle de la descripción, que al ser no ser una zona de interés hidrocarburífero no se menciona con mayor precisión.

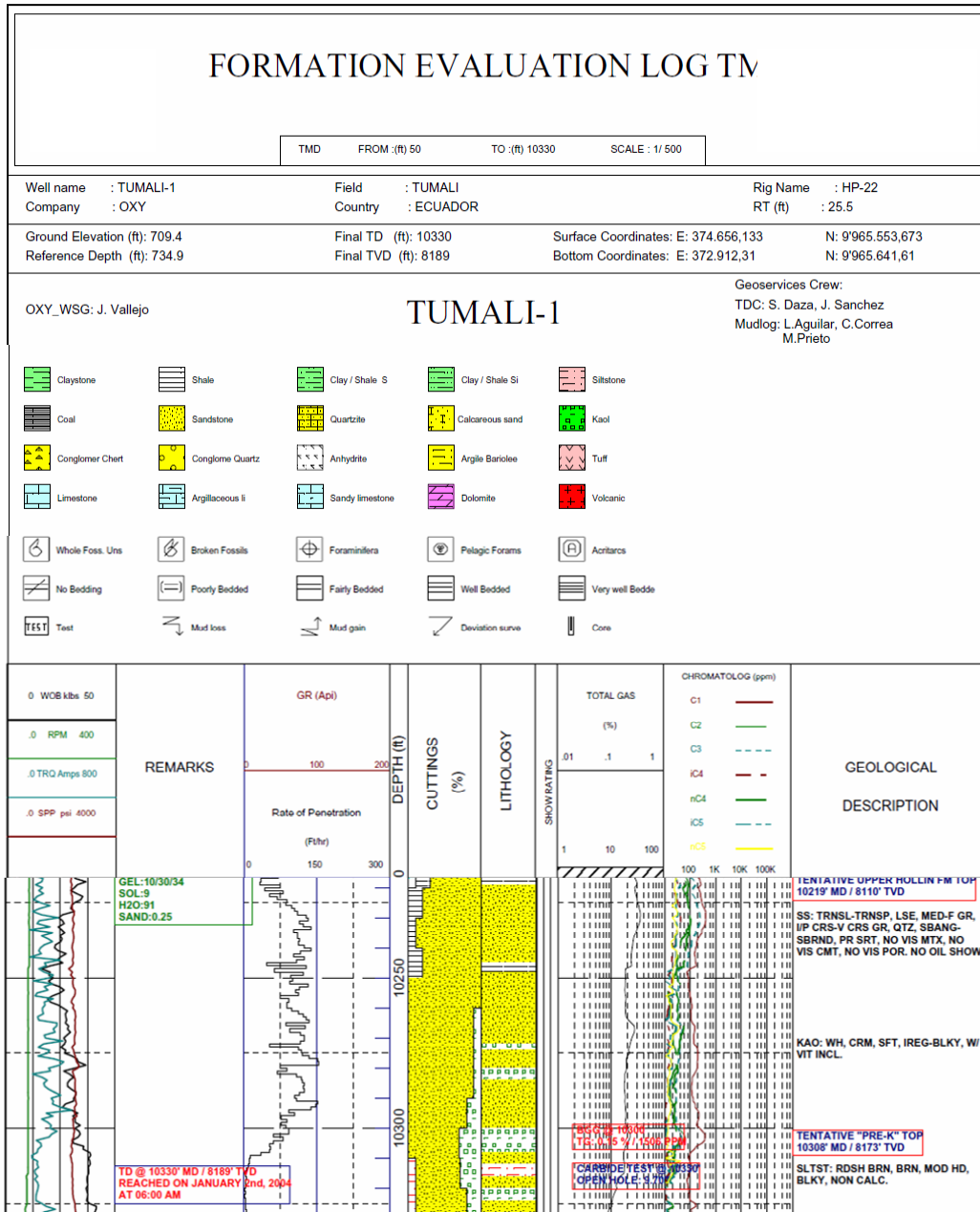
## EDÉN A - 1



**Figura 4.3d-2** DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO EDEN A - 1

**POZOS SECTOR ESTE**

**TUMALI-1**



**Figura 4.3e-1 REGISTRO DE EVALUACIÓN DE FORMACIÓN EN TMD (TRUE MEASURE DEPTH)**  
(Tomado de Reporte Final de Geología Pozo Tumali - 1, OXY 2004)

El pozo Tumali-1 fue perforado por Occidental en el año 2004, tiene una profundidad total de 10 330', atraviesa la sección Precretácica desde los 10 308' hasta los 10 330', este intervalo, fue interpretado por la compañía de "mudlogging" contratada por la empresa operadora como muestra la Figura 4.3e-1 y consta en el párrafo siguiente:

La sección está compuesta predominantemente de limolita y arenisca.

**Limolita:** color café rojizo, café, moderadamente duro, blocoso, no presenta reacción calcárea.

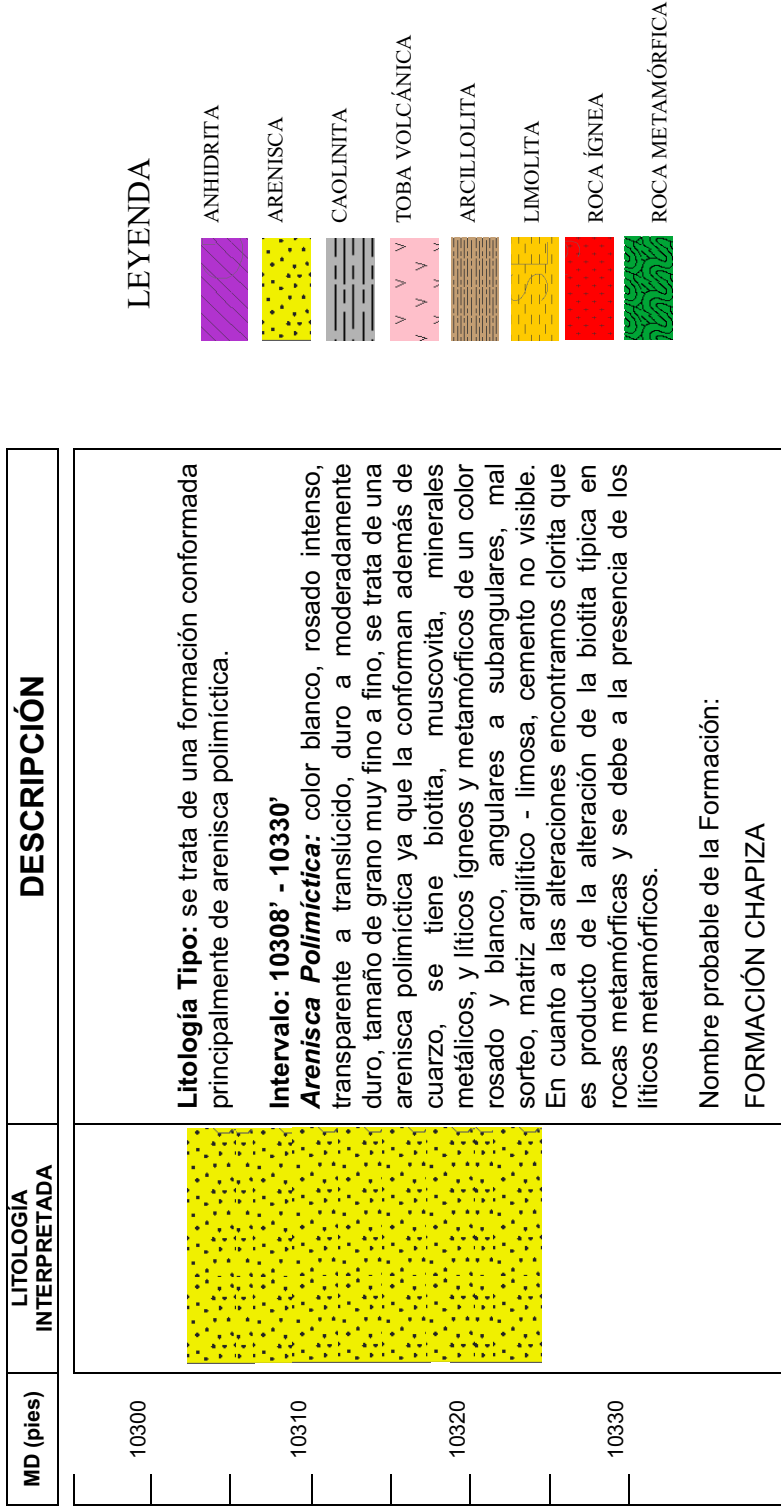
**Arenisca:** translúcida a transparente, grano medio a fino, en partes grueso a muy grueso, cuarzosa, subangular a subredondeada, sorteo pobre, matriz y cemento no visible, porosidad no visible. No presenta manifestación de hidrocarburos.

Background Gas BG = 0.09%, Máximo Pico de Gas No detectado No detectado

En este trabajo la interpretación ha sido modificada como consta en la Figura 4.3e-2 debido a las siguientes consideraciones:

Se considera como litología tipo a una arenisca polimíctica razón por la cual la descripción no puede seguir el mismo formato establecido por la empresa de mudlogging, y con el objetivo de obtener una caracterización a detalle de todos y cada uno de los detalles petrográficos que presentan se hace la descripción que consta en el párrafo anterior. La descripción de la litología tipo no toma en cuenta a la limolita ya que en este trabajo se considera al limo como parte de la arenisca polimíctica que al tener mal sorteo contempla partículas de este tamaño y además la matriz de la misma pudo ser limosa pero por efectos de la perforación ya aparece como material suelto.

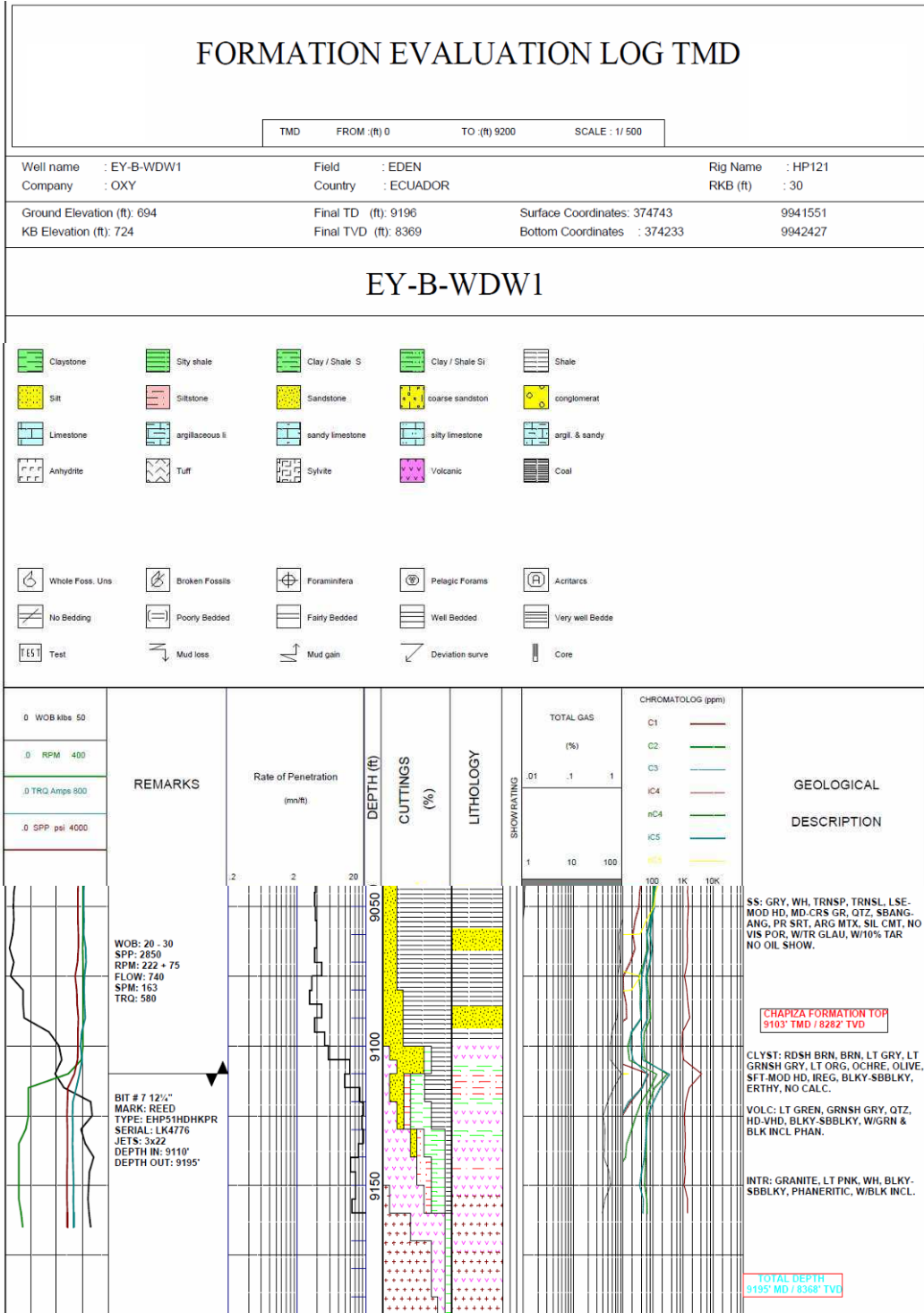
## TUMALI-1



**Figura 4.3e-2** DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO TUMALI - 1

**POZOS SECTOR ESTE**

**EDÉN B-1**



**Figura 4.3f-1 REGISTRO DE EVALUACIÓN DE FORMACIÓN EN TMD (TRUE MEASURE DEPTH) (Tomado de Reporte Final de Geología Pozo Edén Yuturi B - 1, OXY 2004)**



El pozo Edén B-1 inyector fue perforado por Occidental en el año 2001, tiene una profundidad total de 9 196', atraviesa la sección Precretácica desde los 9 106' hasta los 9 196', este intervalo, fue interpretado por la compañía de "mudlogging" contratada por la empresa operadora como muestra la Figura 4.3f-1 y consta en el párrafo siguiente:

Las secuencia estratigráfica está compuesta por arcillolita, limolita, volcánicos e intrusivos.

**Arcillolita:** color café rojizo, gris claro, naranja, dureza moderada a suave, blocoso a irregular, terroso no calcáreo.

**Limolita:** color café rojizo, dureza moderada, blocoso, terroso, no calcáreo.

**Volcánico:** color verde claro, gris verdoso, duro a muy duro blocoso a subblocoso, fanerítico, con inclusiones oscuras.

**Intrusivo:** es granito, rosado claro, blanco, muy duro, blocoso a subblocoso, fanerítico, con inclusiones negras.

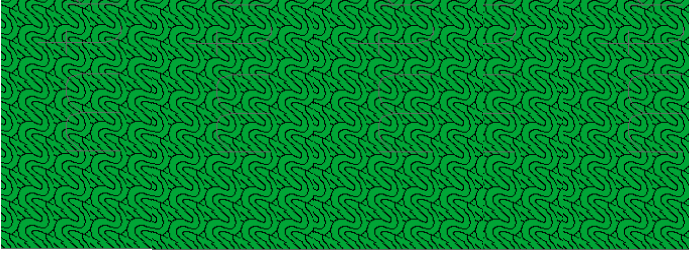
Background Gas BG = 0,4%

En este trabajo la interpretación se ha modificado como se muestra en la Figura 4.3f-2 debido a las siguientes consideraciones:





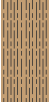



En este caso es evidentemente la diferencia en la interpretación, cabe recalcar que los datos que constan en este trabajo son descripciones de las observaciones hechas por el geólogo, y de la simple observación se han obtenido tales resultados lo que hace evidente la necesidad de comprobación de los resultados obtenidos mediante la elaboración de láminas delgadas.

En este trabajo no se considera como litología tipo a las arcillolitas y limolitas ya que como consta en la figura siguiente de acuerdo con el informe a los 9110' existió cambio de broca razón por la cual considero esta litología como litología de derrumbe y no como litología tipo del intervalo. (Figura 4.3f-3).

## EDÉN B-1

D (pies)	LITOLOGÍA INTERPRETADA	DESCRIPCIÓN
9100		<p><b>Litología Tipo:</b> Formación compuesta de rocas metamórficas, que podrían alcanzar un grado de metamorfismo medio a alto de tipo regional. La roca no presenta evidencia de ser tectonizada. (Comunicación personal Ing. Pablo Duque, 2010).</p> <p><b>Intervalo: 9106' - 9196'</b></p> <p><b>Roca metamórfica1:</b> color verde claro, gris verdoso, opacos, minerales principales anfíbol (hornblenda), calcita, muscovita, alteraciones cloritización, lo minerales presentan una orientación preferencial evidenciando un fábrica plano-lineal debido a la orientación preferente de los minerales alargados en este caso los anfíboles y en ciertas secciones es posible observar planos de esquistosidad, grado de metamorfismo medio – alto corresponde al grado de anfíbolita producto de metamorfismo regional. Nombre probable de la roca Anfíbolita.</p> <p><b>Roca metamórfica2:</b> gris con tonalidad rosada, gris blanquecino, brillo ceroso, minerales principales, cuarzo, feldespató, muscovita, clorita es decir se trata de una roca pelítica, alteraciones argilitización del feldespató, esquistosidad gneísica, protólito ígneo, grado de metamorfismo medio probablemente de anfíbolita es decir es producto de un metamorfismo regional, esto se asume debido a la venciudad con las rocas metamórficas 1 que alcanzan este grado de metamorfismo. Nombre probable de la roca gneiss.</p> <p>Nombre probable de la Formación: BASAMENTO</p>
9110		
9120		
9130		
9140		
9150		
9160		
9170		
9180		
9190		
9200		

### LEYENDA

	ANHIDRITA
	ARENISCA
	CAOLINITA
	TOBA VOLCÁNICA
	ARCILLOLITA
	LIMOLITA
	ROCA ÍGNEA
	ROCA METAMÓRFICA

**Figura 4.3f-2 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DEL INTERVALO DE INTERÉS EN BASE A RIPIOS DEL POZO EDÉN B - 1**

**FINAL WELL REPORT**  
**EY-B-WDW1**

<i>BIT #</i>	5	6	7	
<i>Diameter</i>	12 1/4"	12 1/4"	12 1/4"	
<i>Manufacture</i>	HYCALOG	HYCALOG	REED	
<i>Type</i>	DS104DGJNU	DS104DGJNS U	EHP51HDHKP R	
<i>Serie</i>	100647	102199	LK4776	
<i>Jets</i>	4*16 / 5*12	4*12 / 5*15	2*22	
<i>Depth In</i>	7896'	8310'	9110'	
<i>Depth Out</i>	8310'	9110'	9195'	
<i>Bit Run</i>	414'	800'	85'	
<i>Bit Time</i>	32.1	35.9	21.4	
<i>ROP</i>	12.89	22.28	4.01	

**Figura 4.3f-3** REGISTRO DE BROCAS (Tomado de Reporte Final del Pozo Edén B-1, OXY 2001)

## **POZOS SECTOR PAÑACOCHA**

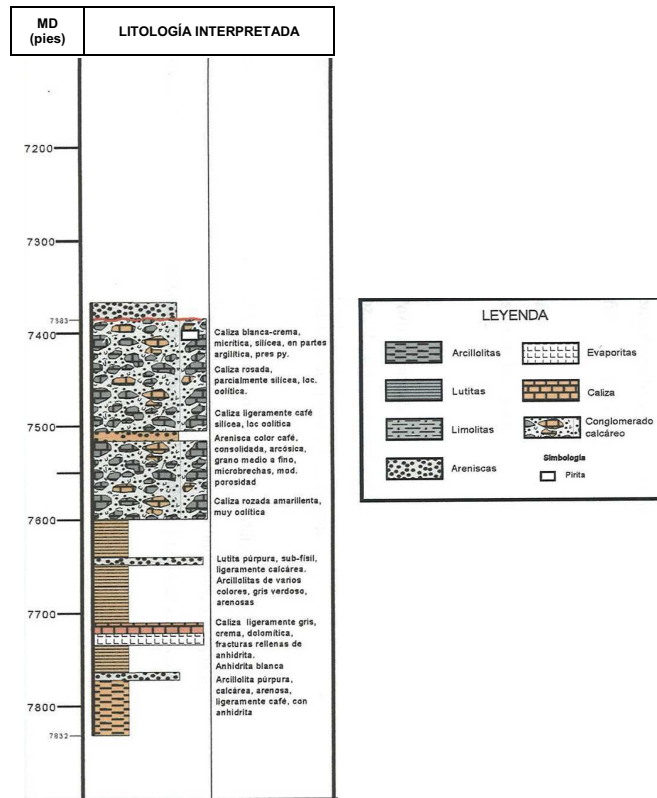
### **PAÑACOCHA-1**

El pozo Pañacocha-1 fue perforado por Grace Oil Minerals en el año 1972, tiene una profundidad total de 7 833', atraviesa la sección Precretácica desde los 7 383' hasta los 7 833'. No se tuvo acceso a los ripios de este pozo pero si registro de mudlogging como muestra la Figura 4.3g-2, al tratarse de los únicos pozos en el sector Pañacocha, se recurrió a la descripción publicada de sus ripios (Figura 4.3g-1), de acuerdo con Díaz del 2000 que fue tomada y modificada de los informes internos de Texaco Trinidad Inc, 1973, este intervalo fue descrito como:

Intervalo 7 383' - 7 600', se encuentra una sección calcáreo arenosa compuesta por paquetes de calizas de colores blanco rosácea, crema café, en partes limolítica, intercaladas con arenisca café, de grano medio a fino, ocasionalmente conglomerática.

Intervalo 7 600' - 7 832' está compuesto de lutitas color púrpura, subfísil, arcillolitas gris verdosas, arenosas, presenta tramos calcáreos, dolomíticos, con presencia de yeso.

Intervalo 7 610' - 7 820' fue datada como Pensilvaniano Superior a Pérmico Inferior (Texaco Trinidad, Inc., 1973), sin embargo por su litología, Díaz la considera como una formación de edad Jurásica y serían facies equivalentes a la Formación Chapiza.



**Figura 4.3g-1** DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA EN BASE A RIPIOS DEL POZO PAÑACOCKA – 1 (Tomado de Diaz, 2000)



## **POZOS SECTOR PAÑACOCHA**

### **PAÑACOCHA-2**

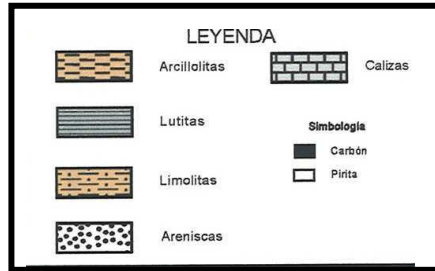
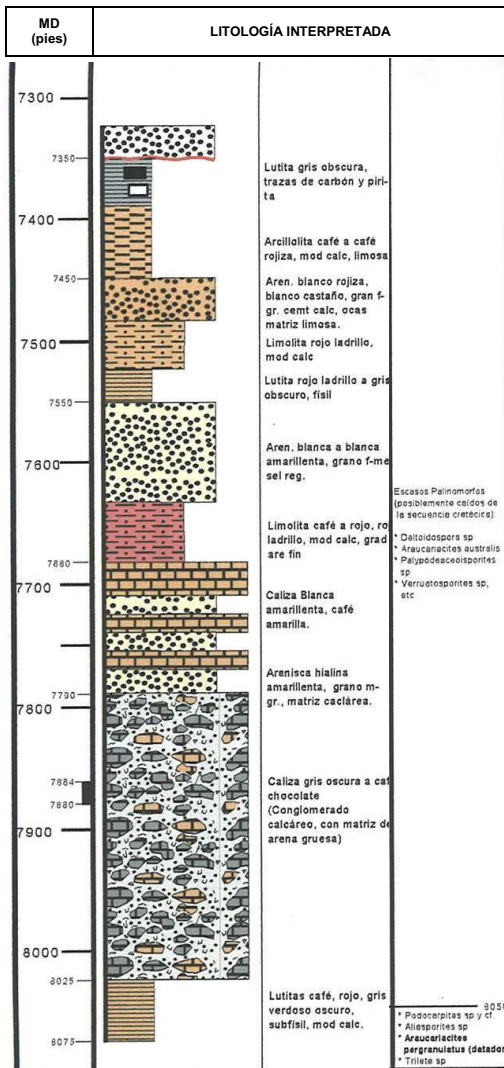
El pozo Pañacocha-2 fue perforado por Petroproducción en el año 1993, tiene una profundidad total de 8 075', atraviesa la sección Precretácica desde los 7 350' hasta los 8 075'. No se tuvo acceso a los ripios, al tratarse de los únicos pozos en el sector Pañacocha, se recurrió a la descripción publicada de sus ripios, de acuerdo con Díaz del 2000 (Figura 4.3h-1) que fue tomada y modificada de los informes internos de Petroecuador E.P. Labogeo, 1994, este intervalo fue descrito como:

Intervalo 7 350' - 7 790', corresponde a una sección detrítica compuesta en su mayoría lutitas y arcillolitas de variados colores, tojo ladrillo, café hasta gris oscuro – negro, intercalaciones de arenisca blanca amarillenta, a veces rojiza, grano fino a grueso, calcárea, también capas de caliza blanca amarillenta.

Intervalo 7 790' - 8 025' está compuesto de caliza gris oscura a café chocolate, más abajo las calizas son blancas amarillentas.

El intervalo 8 025' - 8 075' es una sección lutítica, la misma que fue datada como Jurásico a Cretácico inferior (Labogeo, 1994). Se encontró a la **especie *Araucariacites Pergranulatus*** (Pliensbacchiano - Tithoniano), con lo se data a la formación del Cretácico Inferior.

Díaz, 2000 la considera como una formación de edad Jurásica y serían facies equivalentes a la Formación Chapiza.



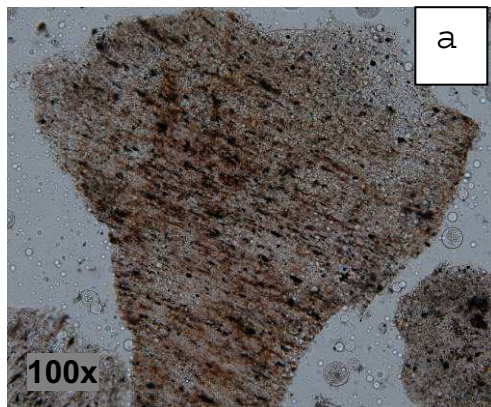
**Figura 4.3h-1** DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA EN BASE A RIPIOS DEL POZO PAÑACocha – 1 (Tomado de Diaz, 2000)



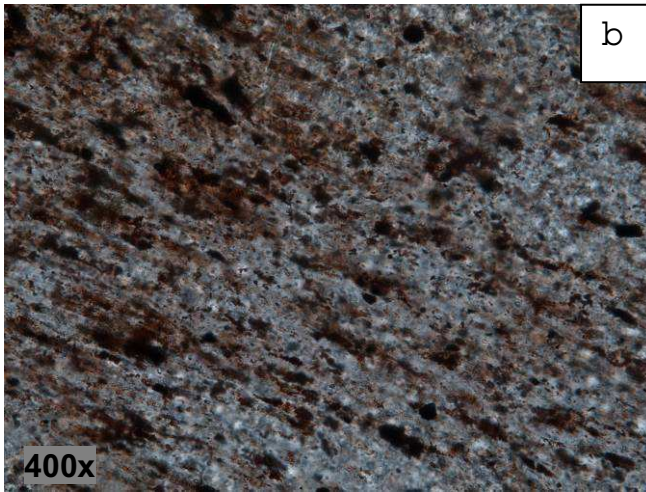
#### 4.1.1.2 Descripción de Láminas Delgadas

De acuerdo con los resultados obtenidos son tres las principales litologías obtenidas en los rípos de perforación, y se ha decidido que sean tres las láminas delgadas a realizarse para la caracterización detallada de las dos únicas formaciones de edad Precretácica de las que se pudieron obtener los datos. (Ver Tablas 4.2, 4.3 y 4.4).

<b>Muestra</b>	<b>01</b>	
<b>Pozo</b>	<b>Yanaquincha Este-1</b>	
<b>Análisis Microscópico</b>		
<b>Textura</b>	Criptocristalina ligeramente compactada, laminar lo que indica que la roca se depositó en agua.	
<b>Estructura</b>	Microporosa	
<b>Matriz</b>	99%	<b>Características</b>
Ceniza volcánica		Cristales criptocristalinos, inequidimensionales <0.1mm que presentan alteración argílica casi en su totalidad. Se logran distinguir cristales de feldespato pótasio, plagioclasa, cuarzo y minerales opacos
<b>Minerales accesorios</b>	<1%	<b>Características</b>
Opacos	<1%	Cristales de formas subeuhedrales a aciculares isotrópicos, de tamaños menores a 0,1mm., los cristales aciculares presentan una orientación preferencial. Se tratan de óxidos de Hierro debido a las pátinas que se presentan en la matriz y que se originan en estos minerales. La distribución es diseminada en la matriz.
<b>Alteraciones</b>	Oxidación: que se presenta en forma de pátinas sobre la matriz de la Toba Argilitización: Se encuentra diseminada en la matriz y afecta principalmente a los cristales de feldespato de Potasio.	
<b>Nombre de la roca</b>	Toba Riolítica	
<b>Fotografías de la lámina</b>		



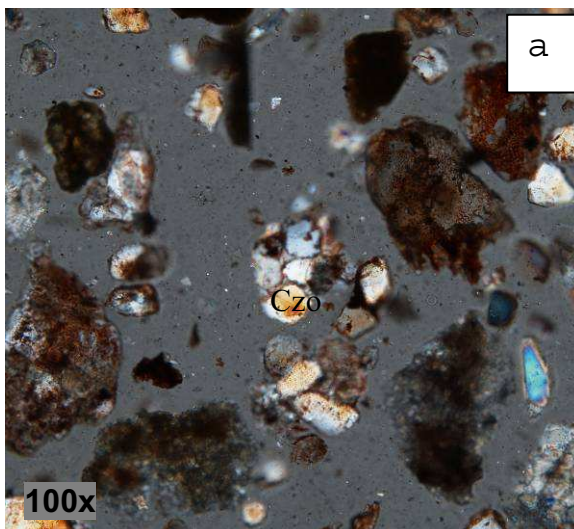
A) Fotografía con luz blanca, se pueden observar de manera clara la textura criptocristalina y laminada que presentan los fragmentos de Toba. Se observan pátinas producto de la oxidación.



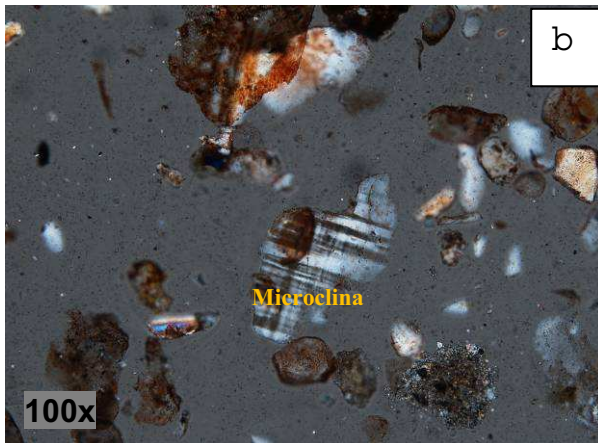
B) Fotografía con luz polarizada, se pueden observar principalmente los cristales de minerales opacos con una orientación preferencial, también se observan los cristales que conforman la matriz criptocristalina, entre ellos se logra distinguir plagioclasas, feldespatos, cuarzos y minerales opacos. Se observan pátinas de óxido en la matriz y rodeando principalmente a los minerales opacos.

**Tabla 4.2** DESCRIPCIÓN DE SECCIÓN DELGADA MUESTRA 01

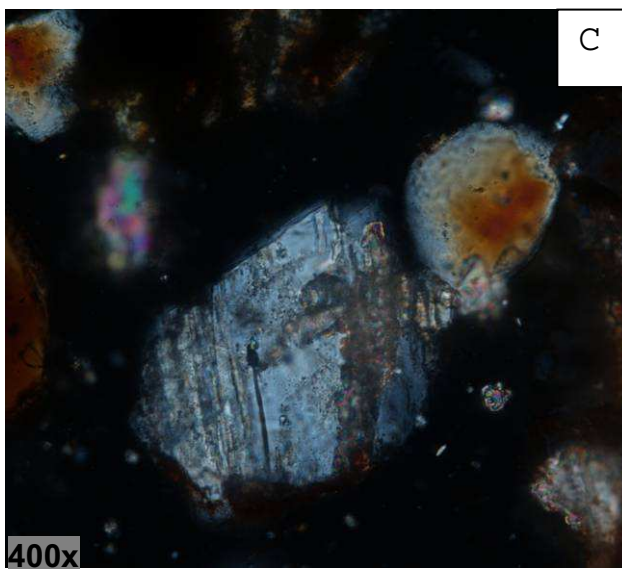
<b>Muestra</b>	<b>02</b>	
<b>Pozo</b>	<b>Edén-1</b>	
<b>Análisis Microscópico</b>		
<b>Textura</b>	Grano soportada	
<b>Elementos Texturales</b>	Arena gruesa, sorteo pobre a muy pobre, existen granos desde redondeados hasta subangulares, baja esfericidad, empaquetamiento bajo, arenisca polimíctica	
<b>Granos</b>	<b>Características</b>	
Cuarzo	60%	Cuarzo monocristalino, cristales subhedrales, relieve muy bajo, figura uniaxial signo óptico (+), colores de interferencia de primer orden
Microclina	15%	Incolora, cristales subhedrales, relieve bajo, colores de interferencia de primer orden, figura biaxial signo óptico (+)
Plagioclasa	5%	Criatles anhedrales, bajo relieve, colores de interferencia de primer orden, figura biaxial, signo óptico (+)
Clastos de Roca	15%	Rocas sedimentarias, metamórficas, volcánicas
Muscovita	4%	Cristales tabulares, color verde, relieve muy débil, color de interferencia de tercer orden.
<b>Accesorios</b>	<b>Características</b>	
Óxidos de Hierro	<1%	Isotrópico, cristales eudrales, color con luz reflejada rojo intenso.
<b>Matriz</b>	Arcillosa	
<b>Cemento</b>	Arcilloso	
<b>Alteraciones</b>	Oxidación, argilitización.	
<b>Nombre de la roca</b>	Arenisca Polimíctica	
<b>Fotografías de la lámina</b>		



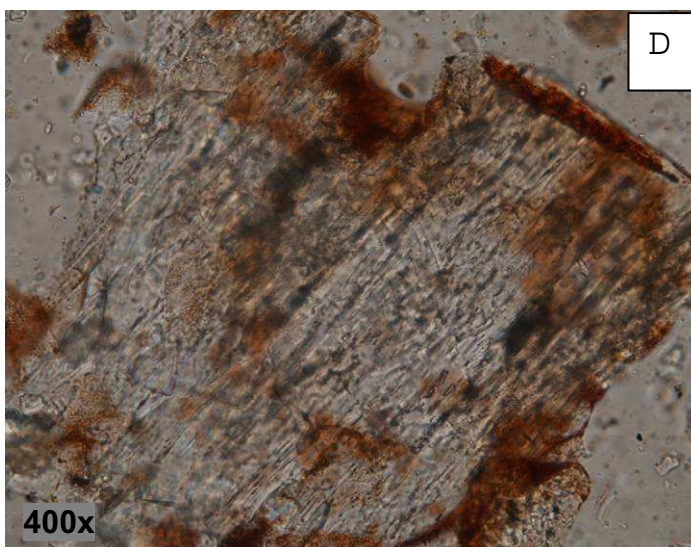
A) Fotografía con luz polarizada, se pueden observar un fragmento de arenisca conformada por 5 granos de cuarzo. Es el único elemento que nos permite reconocer la matriz que posee esta arenisca polimíctica



B) Fotografía con luz polarizada, se puede observar feldespato potásico específicamente microclina, cuya única fuente posible es el cratón.



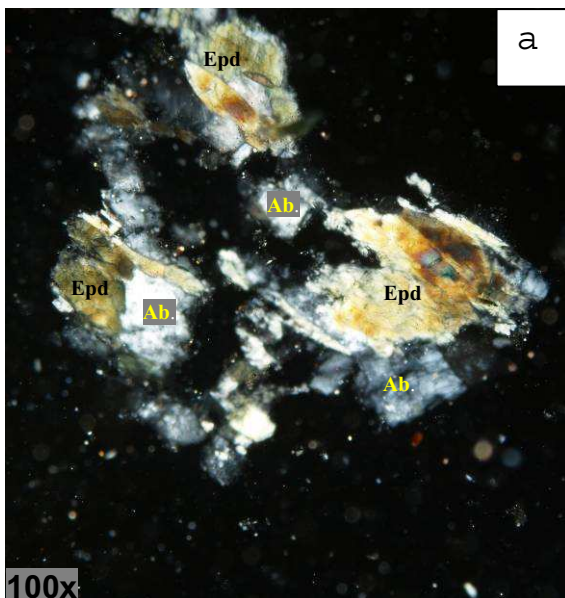
C) Fotografía con luz polarizada, se pueden observar clastos de diferente fuente para esta arenisca, uno de los clastos es volcánico y es subangular, mientras que el otro es sedimentario y muy redondeado.



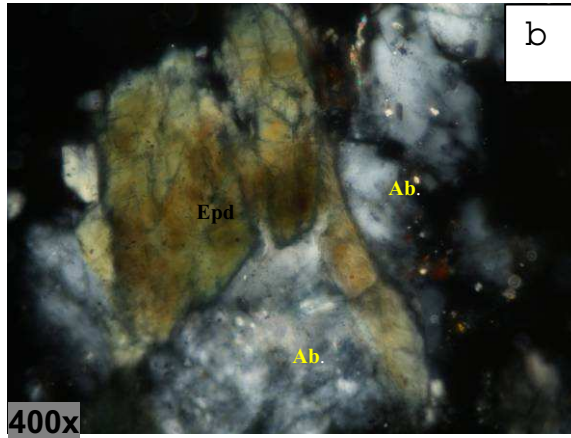
D) Fotografía con luz blanca donde se evidencia una vez más la naturaleza polimítica de esta arenisca, en esta foto consta un clasto metamórfico.

Tabla 4.3 DESCRIPCIÓN DE SECCIÓN DELGADA MUESTRA 02

<b>Muestra</b>	<b>03</b>
<b>Pozo</b>	<b>Edén B - 1</b>
<b>Análisis Microscópico</b>	
<b>Textura</b>	Granonematoblástica
<b>Estructura</b>	Masiva con orientación preferencial de los anfíboles
<b>Fenocristales</b>	<b>Características</b>
Albita	19% Cristal anhedral, con leves rasgos de maclado, bajo relieve, colores de interferencia de primer orden, Figura Biaxial signo óptico (+). Su tamaño es 0.6mm aproximadamente. La plagioclasa se encuentra rellenando las bahías de disolución que presenta el anfíbol epidotizado.
Anfíbol epidotizado	70% Cristales subhedrales, de tamaño 0,8mm aproximadamente. Conserva el hábito y el clivaje del anfíbol ya que este ha sido reemplazado casi en su totalidad por la epidota, esto debido a que ha sufrido de metamorfismo retrógrado (Comunicación personal Ing. Pablo Duque). La epidota es incolora a verde oscuro, tiene un alto relieve, y tiene colores de interferencia de tercer orden.
<b>Minerales accesorios</b>	<b>Características</b>
Rutilo	<1% Cristales aciculares tamaños menor a 0,1mm, color pardo rojizo, relieve muy alto, figura Uniaxial, signo óptico (+), colores de interferencia muy altos.
<b>Nombre de la roca</b>	Anfibolita
<b>Fotografías de la sección delgada</b>	



A) Fotografía con luz polarizada, se pueden observar los cristales de Albita y del anfíbol totalmente transformado en Epidota por Metamorfismo Retrógrado



A) Fotografía con luz polarizada, se pueden observar los cristales de Albite y del anfíbol epidotizado como vemos mantiene su clivaje y hábito, sin embargo los colores de interferencia corresponden a los de la Epidota.



C) Fotografía con luz blanca, se pueden observar los cristales de Epidota, que se distinguen por su alto relieve, y en zonas aparecen como un agregado de cristales, sin embargo aun se logra mantener el clivaje y el hábito del anfíbol.

**Tabla 4.4** DESCRIPCIÓN DE SECCIÓN DELGADA MUESTRA 03

## **4.2 GEOFÍSICA: INTERPRETACIÓN DE DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN**

### **4.2.1 Base de Datos**

#### **4.2.1.1 Sísmica 2D**

La sísmica utilizada en este trabajo corresponde a las campañas de adquisición sísmica del año 1986 que registra un total de 24 líneas sísmicas con lo que se abarcan 607,5 km con una cobertura de 2 400%; se incluye la sísmica de la campaña que se realiza en el mes de septiembre de 1996 y julio de 1997 donde se registran 594,4 km primero y 191,5 km en el segundo período mencionado. En ese mismo año se reprocesan 192 km de líneas sísmicas de un total de 262 km adquirida desde 1977.

#### **4.2.1.2 Sísmica 3D**

En el estudio se utilizaron un total de tres volúmenes sísmicos que corresponden como se observa en la Figura 4.4 a los sectores Oeste, Este y Pañacocha del Bloque 15.

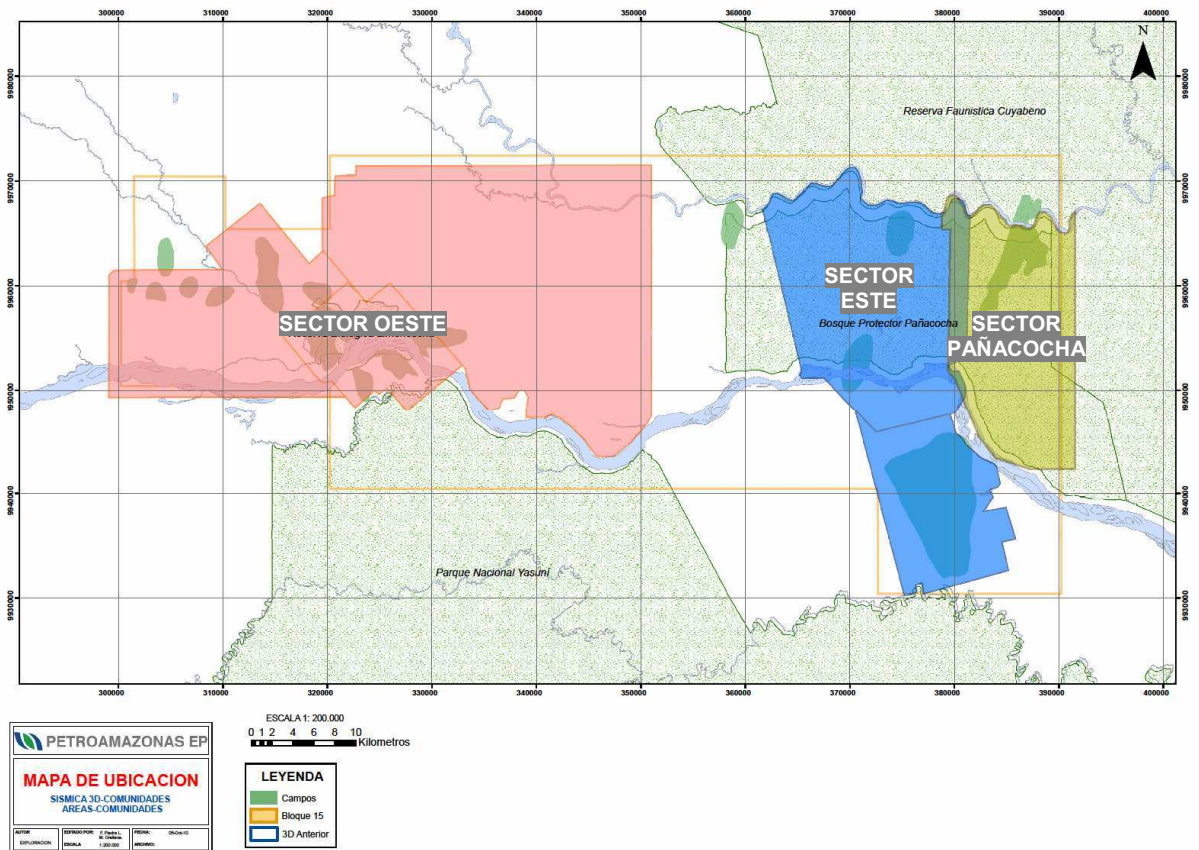
El volumen sísmico que corresponde al sector Oeste es información sísmica 3D de cobertura 48%, es un volumen migrado en tiempo antes del apilamiento.

Para el sector Este la campaña inicial de adquisición sísmica 3D se lleva a cabo desde marzo a julio del 2000, cubre un área de 193 km<sup>2</sup>, generó una cobertura de 2 400%, la información sísmica obtenida fue procesada en dos fases: Procesamiento de Migración Pre-Stack y Proceso de Migración Post-Stack en Tiempo (PSTM).

La siguiente campaña cubre un área de 356 km<sup>2</sup>, se llevó a cabo entre el 14 de agosto del 2001 y el 14 de mayo del 2002, generó una cobertura nominal de 4 800%, la información sísmica obtenida fue procesada en dos fases: Procesamiento de Migración Pre-Stack y Proceso de Migración Post-Stack en Tiempo (PSTM) se generaron volúmenes en amplitud con proceso “stand alone”

del survey, así como volúmenes “merge” o fusionados con la información de la campaña anterior.

La campaña final abarca el sector de Pañacocha que se llevó a cabo el último semestre del 2009 cubre un área de 345 km<sup>2</sup> generó una cobertura nominal de 4 800%, la información sísmica obtenida fue procesada en dos fases: Procesamiento de Migración Pre-Stack y Proceso de Migración Post-Stack en Tiempo (PSTM).



**Figura 4.4 UBICACIÓN DE LOS VOLÚMENES SÍSMICOS Y SÍSMICA 2D EN EL BLOQUE 15**  
Modificado de Programas Sísmicos de PAM, 2010)



## **4.2.2 Correlación Sísmico - Geológica**

### **4.2.2.1 *Atado de Sismogramas Sintéticos - Sísmica de Superficie***

#### **Elaboración de Sismogramas Sintéticos:**

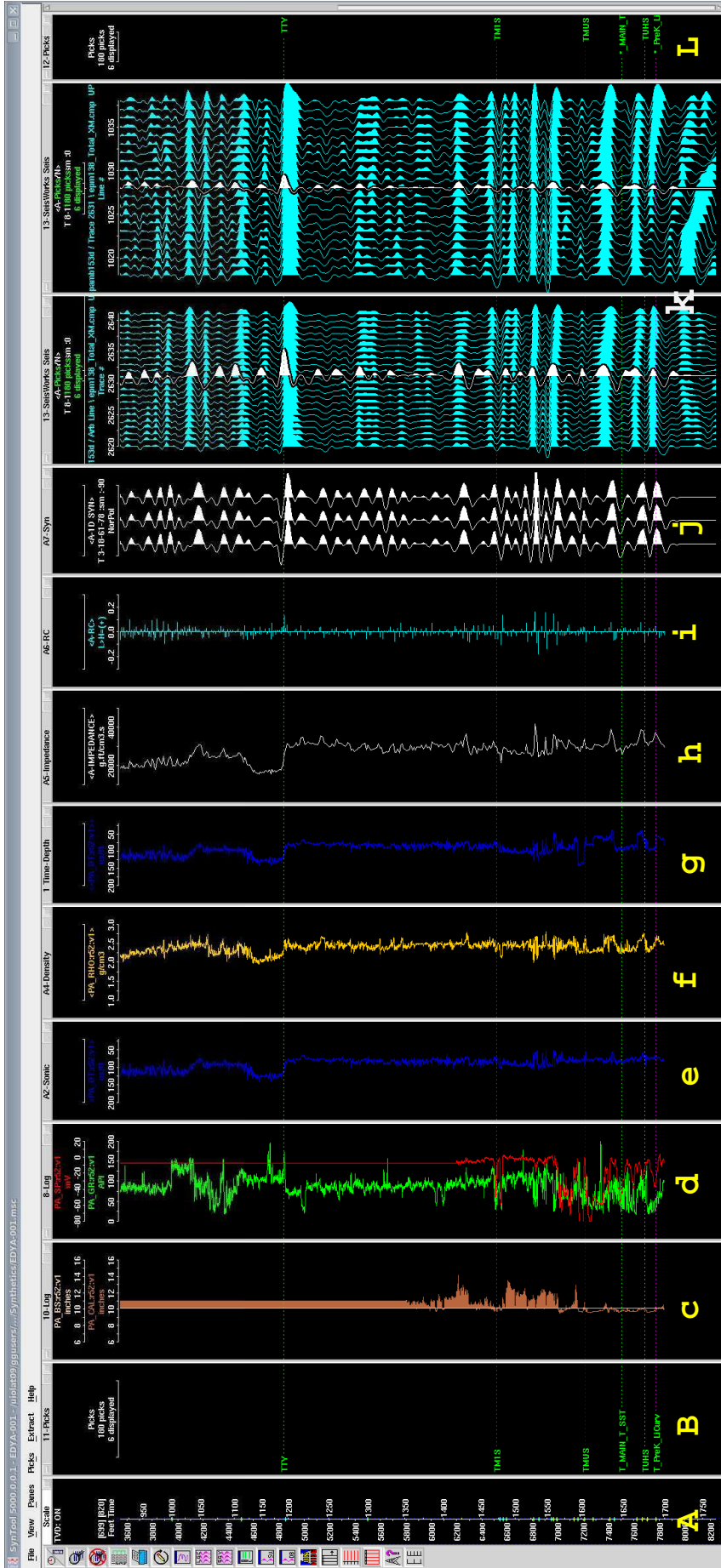
En líneas anteriores se señaló que al considerar el área de estudio como enteramente nueva es indispensable contar con datos de acústica y/o sísmica de pozos, para dar inicio con la actividad de interpretación sísmica.

Por lo que se generaron sismogramas sintéticos de todos los pozos listados en la Tabla 4.1 con la finalidad de identificar y correlacionar los reflectores sísmicos con los eventos geológicamente relevantes.

El proceso de elaboración de los sismogramas se hizo mediante un software especialmente diseñado para este fin, corresponde a la aplicación "Syntool®" del paquete de Landmark.

Una vez se tienen escogidos los pozos el requerimiento de cada uno de ellos es que cuenten con un registro sísmico, ya que este es prácticamente el dato de velocidad que es imprescindible, además deben contar con el registro de densidad.

Los registros neutrón y resistividad también pueden usarse en lugar de los de densidad, ya que mediante opciones que ofrece el programa en base al uso de distintas ecuaciones es posible obtener curvas teóricas que finalmente nos llevan a obtener la traza sintética o sismograma sintético que era el objetivo inicial. (Figura 4.5).



**Figura 4.5 SISMOGRAMA SINTÉTICO DEL POZO TIPO**

De izquierda a derecha en tenemos: **A.** Tabla Tiempo – Profundidad; **B.** Topes oficiales dentro del bloque y los establecidos en este trabajo específicamente para la sección Precretácica; **C.** Caliper y Bit Size que nos dan información sobre la morfología del hueco y además combinados nos ayudan a identificar zonas de derrumbe o “washouts” y zonas de “mudcake” que pueden afectar el resto de registros; **D.** Gamma Ray y Caliper; **E.** Sónico, **F.** Densidad; **G.** Curva Tiempo-Profundidad, **H.** Curva de la Impedancia Acústica resultante, **I.** Coeficientes de Reflexión en base a los cuales se obtuvo la curva de impedancia acústica; **J.** Traza sintética resultante, **K.** Atado de la traza sintética con la sísmica de superficie, la primera se trata de una línea arbitraria y la segunda corresponde a la traza 2361 del volumen sísmico de la parte Este del bloque; **L.** finalmente se muestran de nuevo los topes de formación por facilidad de visualización.

### Atado de Sismogramas Sintéticos - Sísmica de Superficie:

La traza sintética es correlacionada o atada con la sísmica de superficie en el lugar donde estaban ubicados cada uno de los pozos (Figura 4.6), con el fin de identificar los niveles de interés dentro de los volúmenes sísmicos, de manera que, al estar ya identificados la información pueda extrapolarse a la totalidad del volumen sísmico.

Además al contar con la versatilidad que brindan los programas que se usan para manejar data sísmica en 3D como es el caso de Geoprobe®, el mismo que fue utilizado para este trabajo, los pozos se correlacionaron con la sísmica en un ambiente 3D, lo que permitió hacer un mejor control de la ubicación de los pozos en toda la región.

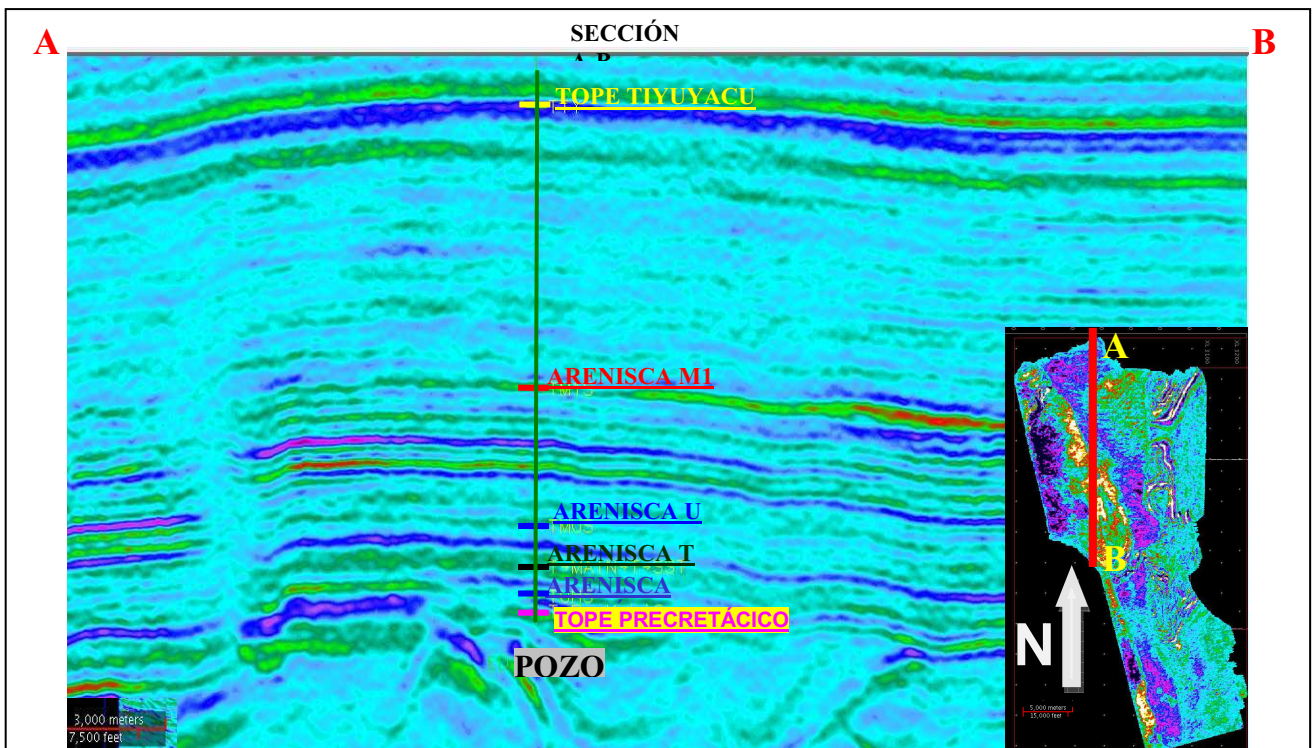


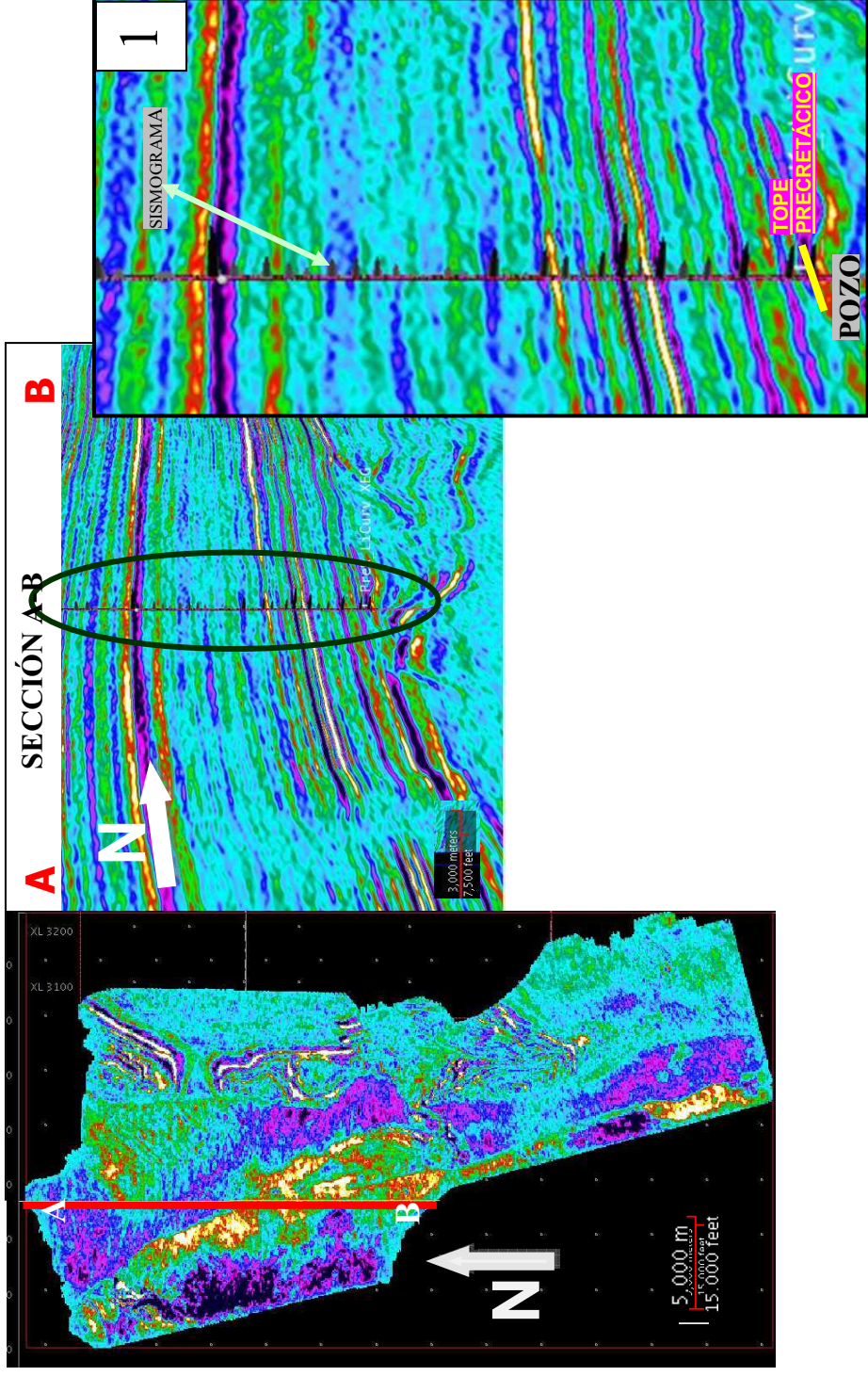
Figura 4.6 CORRELACIÓN SÍSMICO – GEOLÓGICA: ATADO SISMOGRAMA SINTÉTICO – SÍSMICA DE SUPERFICIE

A continuación en los esquemas se muestra como se insertaron, mediante las opciones del software, todos los pozos de interés dentro del bloque. En la Figura 4.7 se observa como los pozos de interés se insertaron con su respectivo sismograma sintético en una de las trazas del volumen del sector Este del bloque.

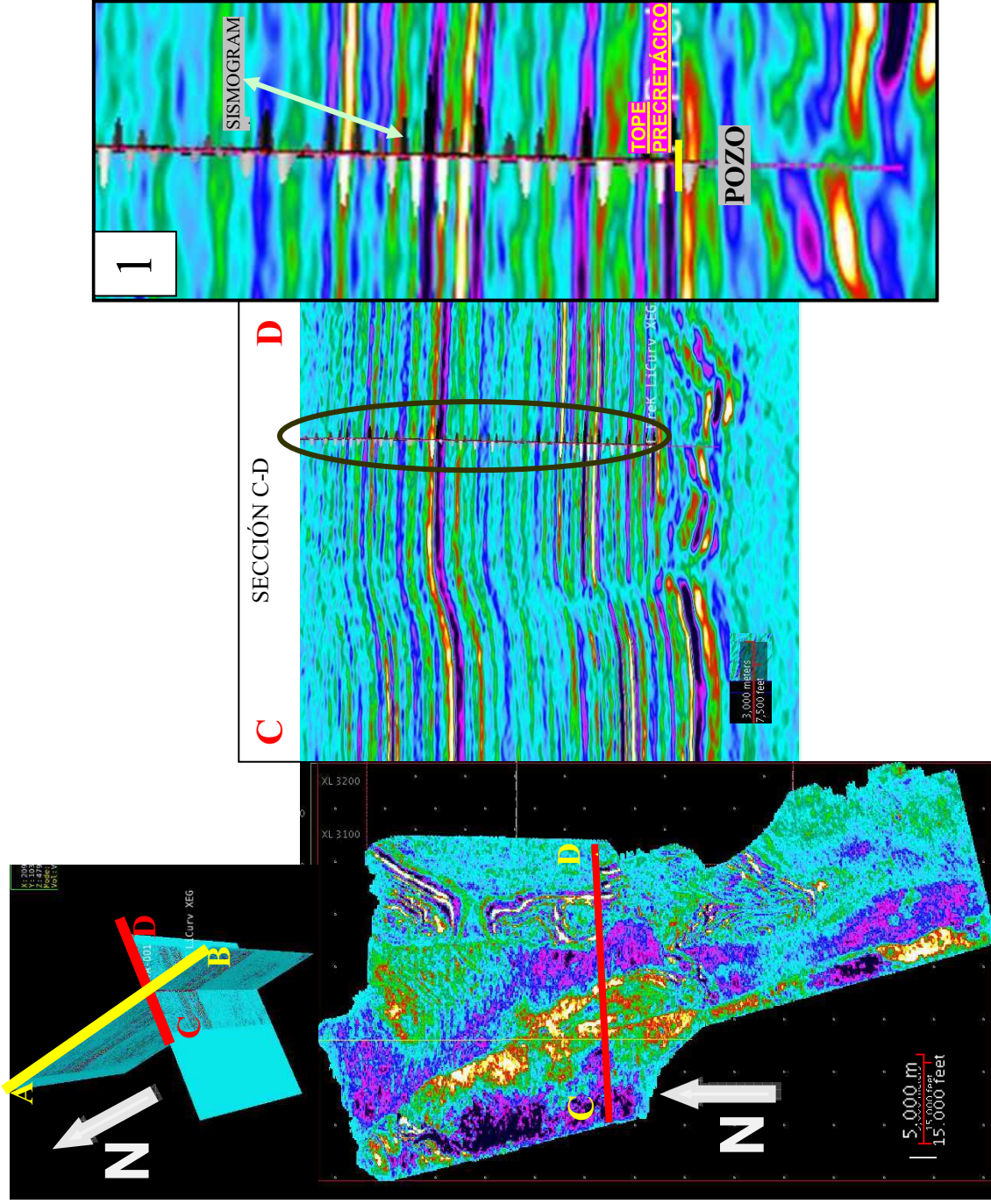
Por facilidades de visualización, en el momento de comprobar la correcta ubicación del sismograma sintético con la sísmica y el tope Precretácico, se optó por observar el mismo pozo en la línea más cercana y además perpendicular a la traza en la que inicialmente fue colocado el pozo y que es una facilidad que me brinda el trabajar con el programa en un ambiente 3D tal como se muestra en la Figura 4.8. Es en la línea donde se puede hacer una mejor comprobación de la correcta ubicación y atado con la sísmica de superficie del pozo en cuestión.

Finalmente empleando otra de las herramientas del software que permiten insertar además del sismograma sintético las curvas de los registros de pozo, se escogieron la curva de Gamma Ray y el registro Sónico para de esta manera comprobar en base a litología con el primero y con el sismograma sintético y la sísmica el segundo. (Figura 4.9).

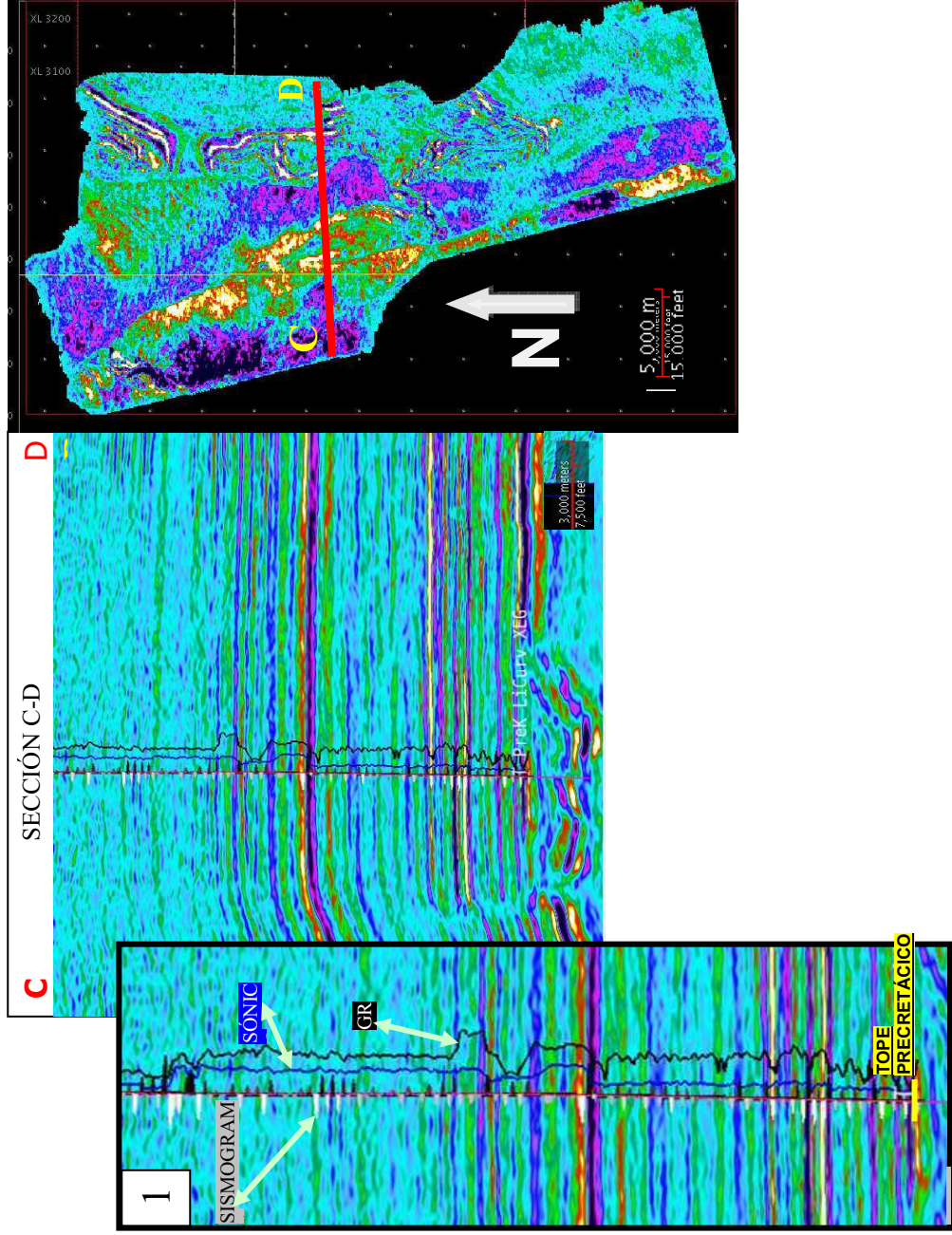
El resultado obtenido se muestra muestra en la Figura 4.10 en forma de una sección arbitraria en la que se ha tratado de que se muestren la mayoría de los pozos del sector Este del bloque, cada uno de ellos con sus respectivos sismogramas y los registros eléctricos de los pozos de interés.



**Figura 4.7** SISMOGRAMA SINTÉTICO DE UN POZO UBICADO EN UN TRAZA EN UN AMBIENTE 3D  
 1. Se observa como los picos positivos (en color negro) del sismograma se atan con los reflectores de amplitud positiva (color magenta) de la sísmica. Además se muestra el tope Precretácico interpretado para este trabajo para la sección Precretácica.

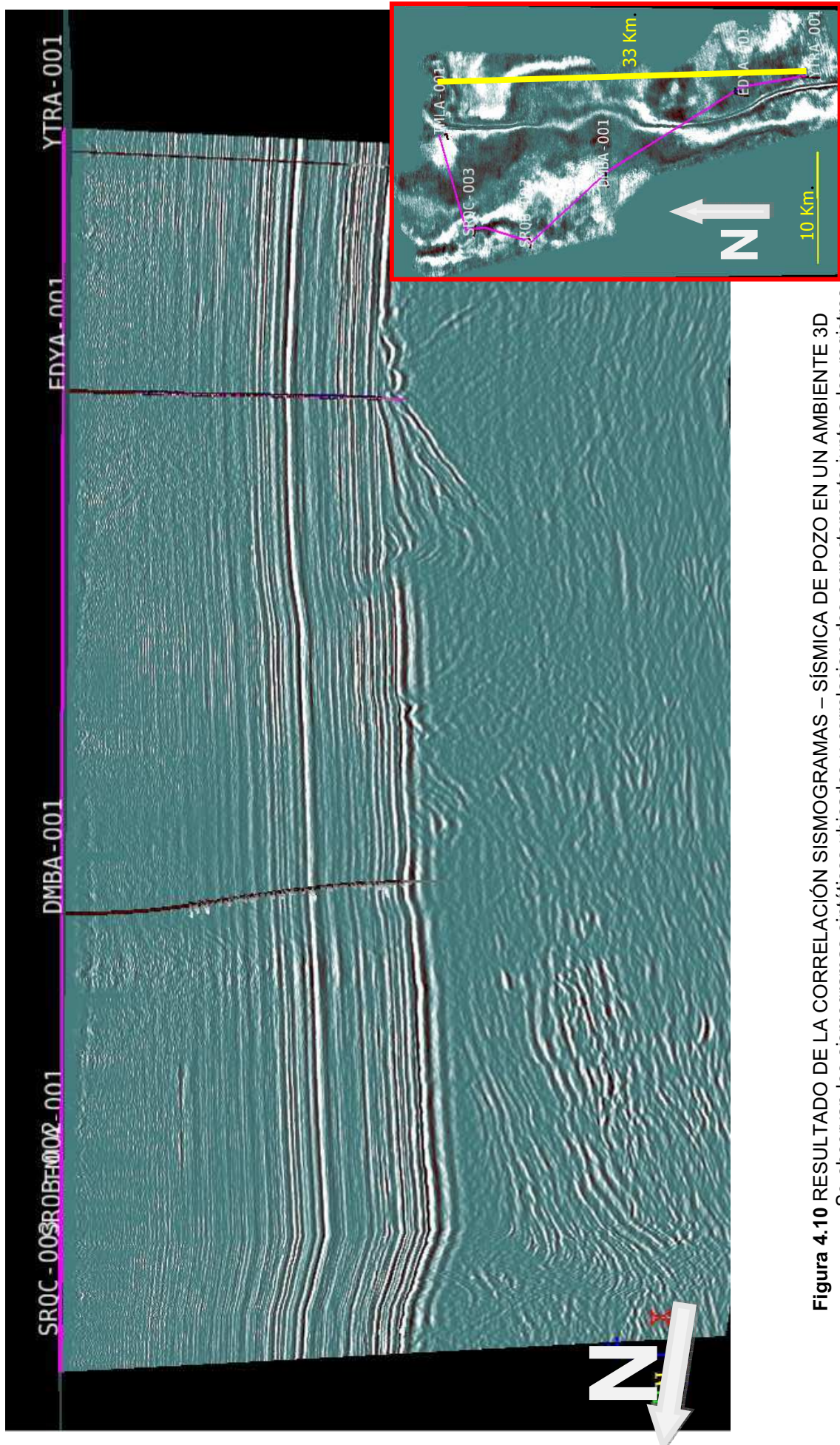


**Figura 4.8 SISMOGRAMA SINTÉTICO DE UN POZO UBICADO EN UNA LÍNEA EN UN AMBIENTE 3D**  
 1. Se observa como los picos positivos (en color negro) y los negativos (color blanco) del sismograma atan con los reflectores de amplitud positiva (color magenta) y los de amplitud negativa (color verde- amarillo-rojo) de la sísmica respectivamente. Además se muestra el tope Precretácico interpretado para este trabajo para la sección Precretácica



**Figura 4.9** SISMOGRAMA SINTÉTICO – REGISTROS DE INTERÉS DE UN POZO UBICADOS EN UNA LÍNEA EN UN AMBIENTE 3D

1. Se observan: el sismograma sintético ubicado y correlacionado correctamente junto a los registros de pozo ya asociados a la tabla Tiempo-Profundidad que nos da el sismograma. Se muestra también el tope Precretácico interpretado para este trabajo para la sección Precretácica.



**Figura 4.10 RESULTADO DE LA CORRELACIÓN SIMMOGRAMAS – SÍSMICA DE POZO EN UN AMBIENTE 3D**  
 Se observan los simogramas sintéticos ubicados y correlacionados correctamente junto a los registros de pozo ya asociados a la tabla Tiempo-Profundidad que nos da el simograma en una línea sísmica arbitraria que tiene una longitud aproximada de 33 km.



### **4.2.3 Interpretación de Horizontes de Interés y Generación de Mapas Estructurales en Tiempo**

Una vez iniciado el proceso de interpretación partiendo de los puntos con mejores datos de correlación sísmico-geológica, es decir, los puntos que cuentan con los sismogramas sintéticos lo siguiente fue la elección de los reflectores continuos de importante significado geológico y/o prospectivo y desde ahí se llevó el picado o rayado de tales reflectores, con sus respectivos colores y nombres distintivos en dirección de los otros pozos con atado de datos entre Sísmica y Geología.

#### **4.2.3.1 Interpretación de Horizontes de Interés**

En la Figura 4.11 se puede apreciar como se hizo el trazado del los horizontes siguiendo los reflectores de interés, que en este caso se tratan principalmente de cuatro:

- a) Tope Basamento;
- b) Tope Facies 1;
- c) Tope Facies 2; y,
- d) Discordancia Precretácico-Cretácica.

Para su trazado se tuvieron en cuenta la calidad y resolución de los datos de sísmica en los tres sectores del área de estudio (Oeste, Este y Pañacocha), ya que al ser datos que pertenecen a distintas campañas de adquisición, unos serán más antiguos que otros y también variarán en resolución. Razón por la cual para efectos de este trabajo se realizó la determinación de facies sísmica y la interpretación estructural con mayor detalle para los sectores Este y Pañacocha del bloque, ya que estos datos al ser prácticamente recientes nos ofrecen una mayor claridad y resolución lo que resultará en una interpretación que brinde mayor confianza en el presente estudio.

Cabe recalcar que se consideraron entre otros los siguientes enunciados teóricos de acuerdo con **Chelotti, L. et al, 2009**:

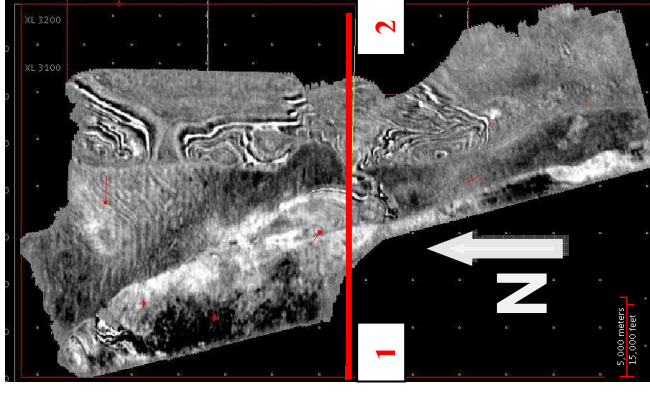
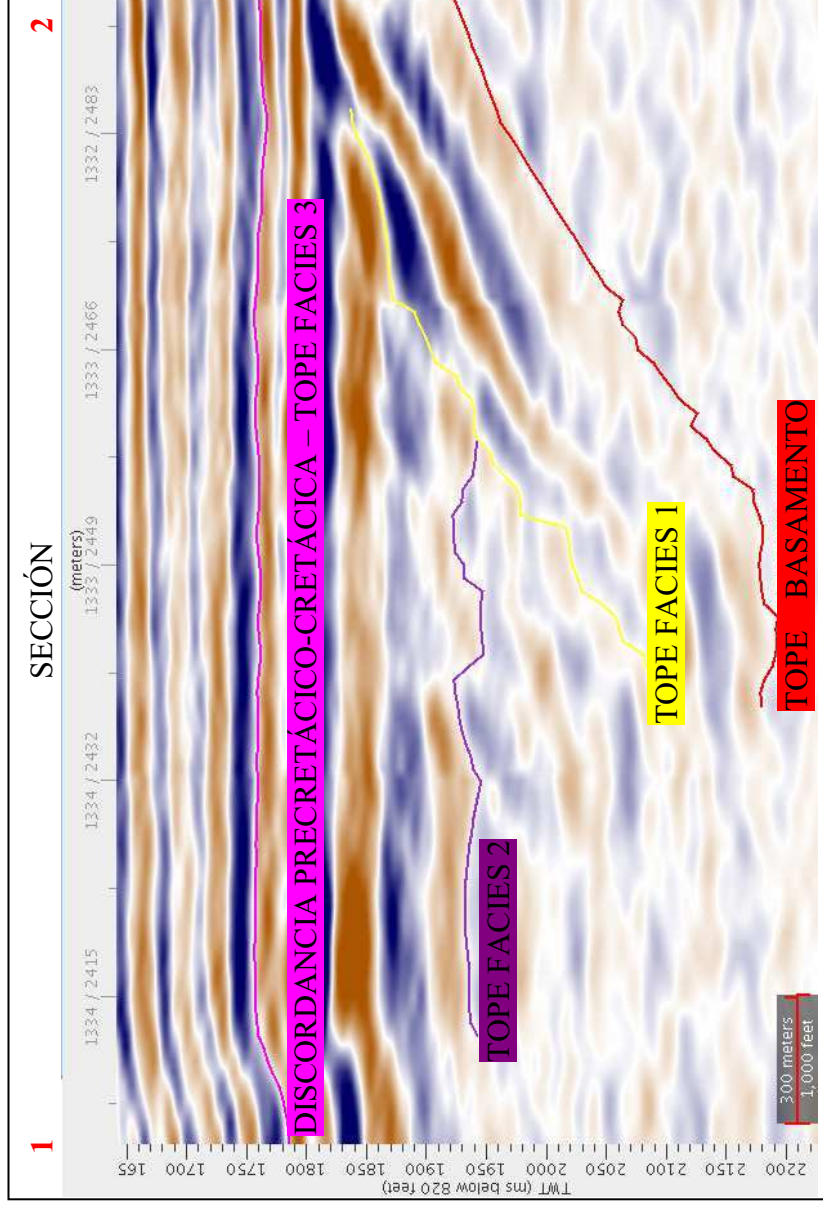
“Debe tenerse siempre presente que los horizontes reflectores representan contrastes de impedancia acústica, tanto mayores cuanto mayor sea la diferencia en el producto de la densidad y velocidad de cada medio respecto al que se encuentra al otro lado de la interfaz.”

“En las cuencas sedimentarias los reflectores tienden a seguir líneas de tiempo geológico, es decir, superficies de sedimentación contemporánea y no líneas-roca, que es lo que suele interpretarse como correlativo cuando se tienen datos puntuales de pozos.”

“La continuidad lateral mayor o menor será resultante de cuán estables lateralmente sean las condiciones sedimentarias en un tiempo geológico dado.”

“Los contrastes verticales, a su vez, serán indicativos de los cambios en las condiciones de depositación a través del tiempo, sea con energía estable que resultará en reflexiones débiles por los bajos contrastes de impedancias acústicas, o bien energía cambiante en el medio sedimentario y consecuentemente reflectores fuertes (por ejemplo intercalación de arenas de cursos enérgicos con arcillas de planicies de inundación de baja energía del medio de transporte, en este caso el agua en movimiento).”

“Una superficie sísmica de reflexión (lo que llamamos horizonte, nivel guía, reflector) en su expresión geológica actual normalmente muestra el resultado de unos rasgos de sedimentación originales alterados estructuralmente por la tectónica posterior. De modo que mapear un reflector es ver el final de una larga historia.”



**Figura 4.11** HORIZONTES DEFINIDOS EN EL TRANSCURSO DEL ESTUDIO PARA LOS SECTORES ESTE Y PAÑACOA DEL BLOQUE 15

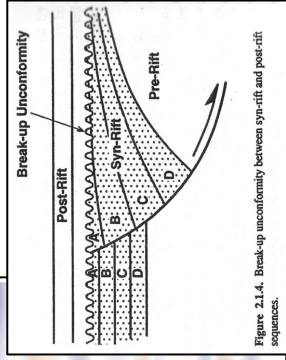
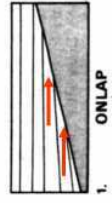
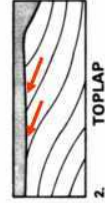
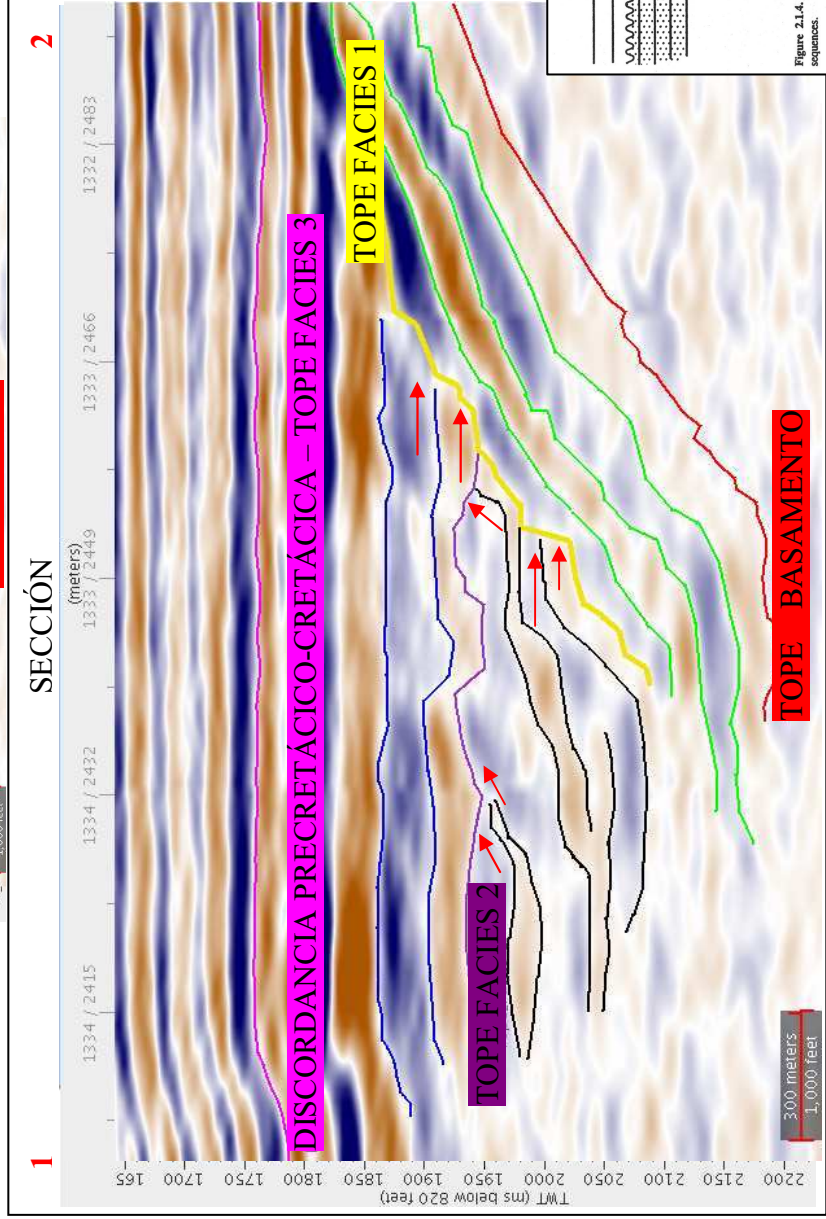
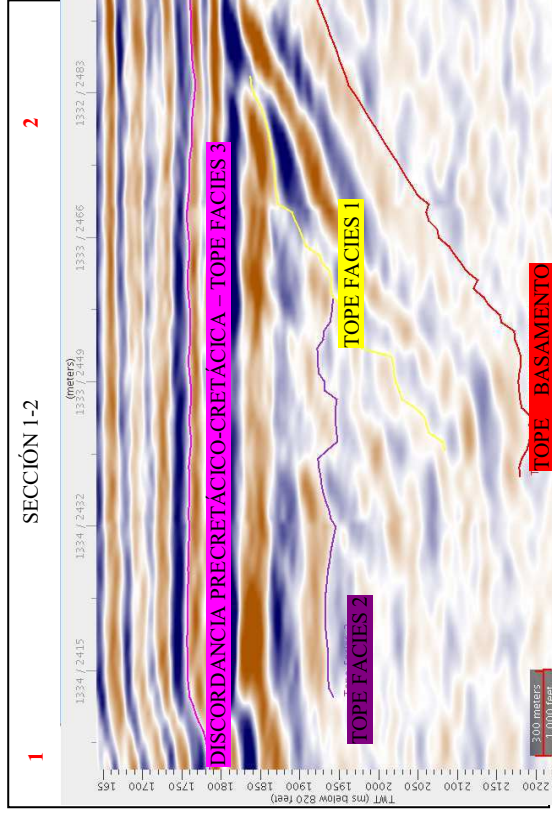


Figure 2.1.4. Break-up unconformity between syn-rift and post-rift sequences.

Figura 4.11a HORIZONTES FACIES SÍSMICAS DEFINIDAS PARA LOS SECTORES ESTE Y PAÑAOCHA DEL BLOQUE 15

A continuación se definen los principales horizontes definidos para el estudio:

**Discordancia Precretácico-Cretácica - Tope Facies 3:** Este horizonte correspondería a una línea de tiempo geológico que representa la discordancia angular existente entre la Fm. Hollín y las formaciones Chapiza/Misahualí, Pumbuiza y Macuma, representaría el resultado de eventos de tectonismo y erosión (Comunicación verbal Egüez, 2009). Sismoestratigráficamente este límite de secuencia se interpreta como una truncación y corresponde al límite que separa las secuencias de estratos de edad Cretácica de aquella secuencia de rocas de edad Precretácica. (Figura 4.12)

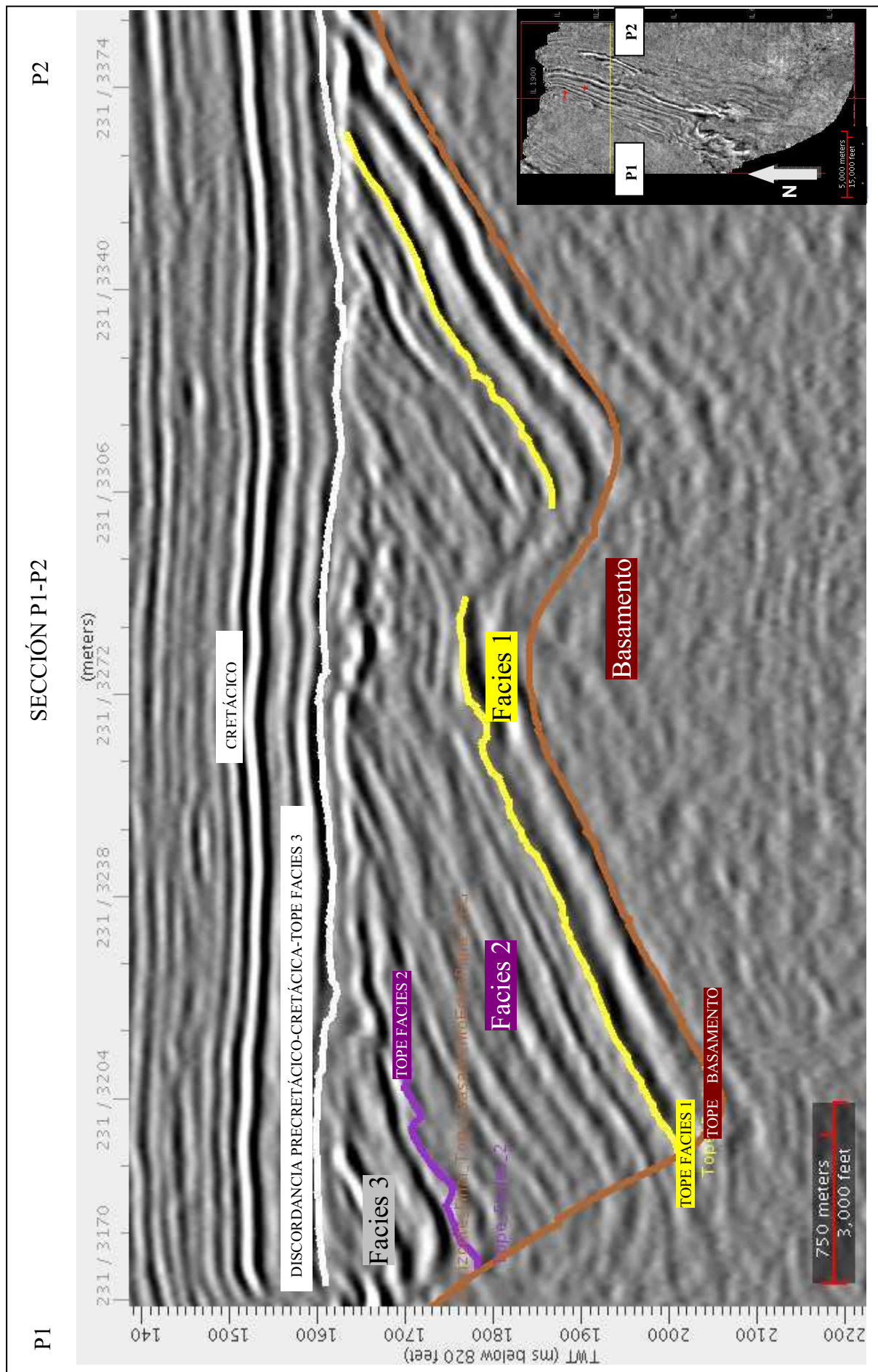
**Tope Basamento:** El significado geológico de este horizonte correspondería al contacto existente entre el Basamento Precámbrico conformada por reflectores de tipo caótico que conforman la FACIES SÍSMICA CAÓTICA1 y los reflectores que constituyen la Facies Sísmica 1 que podrían representar los sedimentos que se encuentran como parte del relleno de semi-granbens , es decir, este tope en el sentido sismoestratigráfico sería el límite superior de la facies sísmica con reflexión de tipo caótico que estaría representando al Basamento (FACIES CAÓTICA), conforme se iba trazando el horizonte se observó que existieron cambios en la polaridad e inversión de las amplitudes debido al cambio en los contrastes de la impedancia acústica. Cabe recalcar que este horizonte fue el segundo en ser elaborado y se lo hizo de manera posterior a la interpretación del marco estructural dominante en la zona de estudio, ya que una vez, claramente definidos los regímenes de esfuerzos que han actuado era posible tener una idea más clara de la morfología resultante de la aplicación de estos esfuerzos, y así poder hacer una interpretación clara de la disposición espacial de los bloques del Basamento Precámbrico y asociarla con tendencia de depósito de los sedimentos posteriores. (Figura 4.12)

**Tope Facies 1 y Facies 2:** Estos dos son límites establecidos en base a sismoestratigrafía, como se puede observar en la Figura 4.11a.

Los reflectores que se denominarán FACIES SÍSMICA 1, se encuentran entre el tope Basamento y el tope Facies 1 sus límites con los reflectores de las facies 2 y 3 corresponden a superficies "onlap". La secuencia la constituyen reflectores paralelos con una frecuencia a la que se denominará Frecuencia - 1. Se interpretan de acuerdo con Mitchum (1977) como depósitos de estratos de igual espesor, que sugieren tasas uniformes de sedimentación y acomodación en ambientes de plataforma que subsiden de manera uniforme y en cuencas aplanadas estables. Por la disposición que presentan los reflectores y ya que no presentan variación en su espesor se pueden interpretar como una secuencia pre-tectonismo.

Los reflectores entre el tope Facies 1 y el tope Facies 2, constituyen la FACIES SÍSMICA 2, su límite con la Facies 1 corresponde a una superficie "onlap", mientras que con la Facies 3 es límite corresponde a una superficie "toplap". La secuencia corresponde a reflectores sigmoidales, que se interpretan de acuerdo con Mitchum (1977) como depósitos de una cuenca con rápida subsidencia y/o levantamiento del nivel del mar con bajo suministro de sedimentos. Por la disposición que presentan los reflectores y debido a que presentan variación en su espesor como se observa en los "onlap" que forman al chocar con la facies uno se pueden interpretar esta secuencia como que corresponde a una secuencia sintectónica.

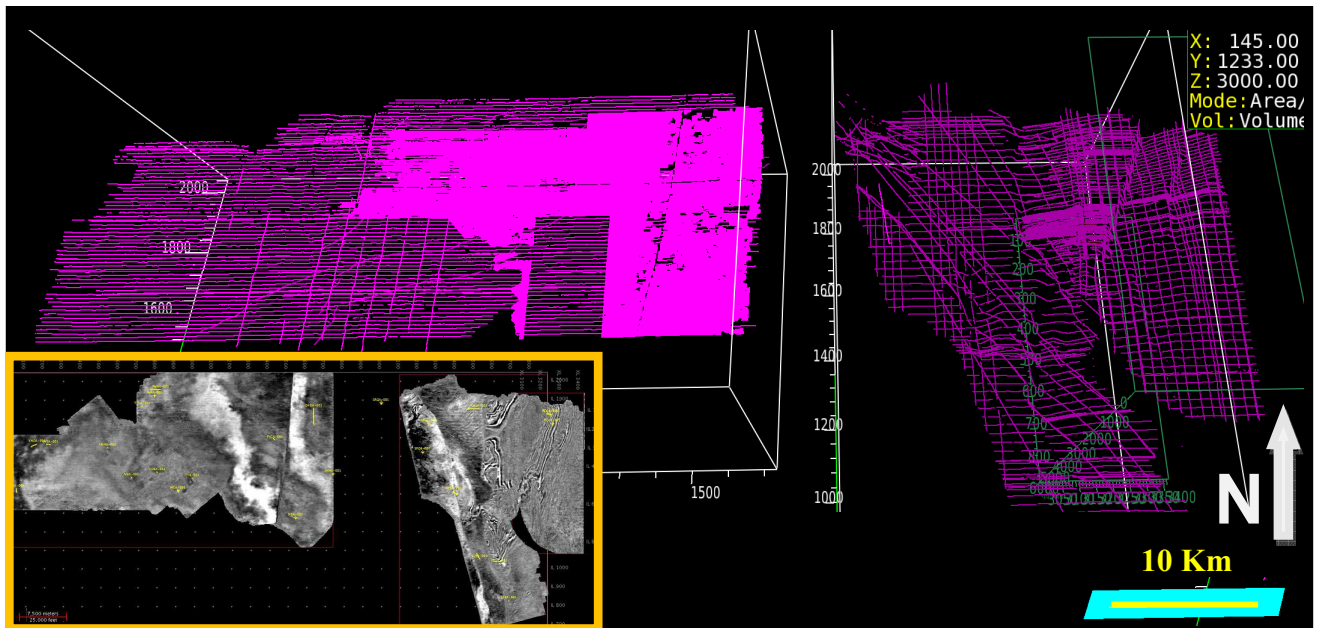
Los reflectores entre el tope Facies 2 y la discordancia Precretácico-Cretácica - Tope Facies 3: constituyen la FACIES SÍSMICA 3. Su límite con la Facies 2 es una superficie "toplap", mientras que, con la Facies 1 es una superficie "onlap". La secuencia corresponde a reflectores paralelos, que se interpretan de acuerdo con Mitchum (1977) como una tasa uniforme de depósito sobre una plataforma subsidente o sobre una cuenca estable. Por la disposición que presentan los reflectores y ya que no presentan variación en su espesor se pueden interpretar como que corresponden a la secuencia Post – tectonismo.



**Figura 4.12** HORIZONTES Y FACIES SÍSMICAS QUE SE HAN DEFINIDO EN EL TRANSURSO DEL ESTUDIO PARA LOS SECTOR PAÑAHOHA DEL BLOQUE 15: Esta definición de facies sísmicas se extiende también para el sector Este del Bloque.

#### 4.2.3.2 *Elaboración de Mapas Estructurales en Tiempo para los Horizontes de Interés*

Una vez determinados los horizontes serán picados en cada traza y cada línea, a lo largo del volumen, prácticamente al “picar” lo que se hace es obtener isolíneas (horizontes) que van uniendo el reflector escogido a partir de las cuales se generará un mapa que en este caso se trata del mapa estructural en tiempo. El intervalo entre línea-línea y entre traza-traza, se determina siempre en función del grado de detalle en el que se desea trabajar, en este trabajo se picó cada uno de los horizontes (isolíneas de tiempo) con un intervalo de 10 milisegundos para cada uno. Al final el resultado del picado de horizontes que se obtiene es el que se muestra en la Figura 4.13.

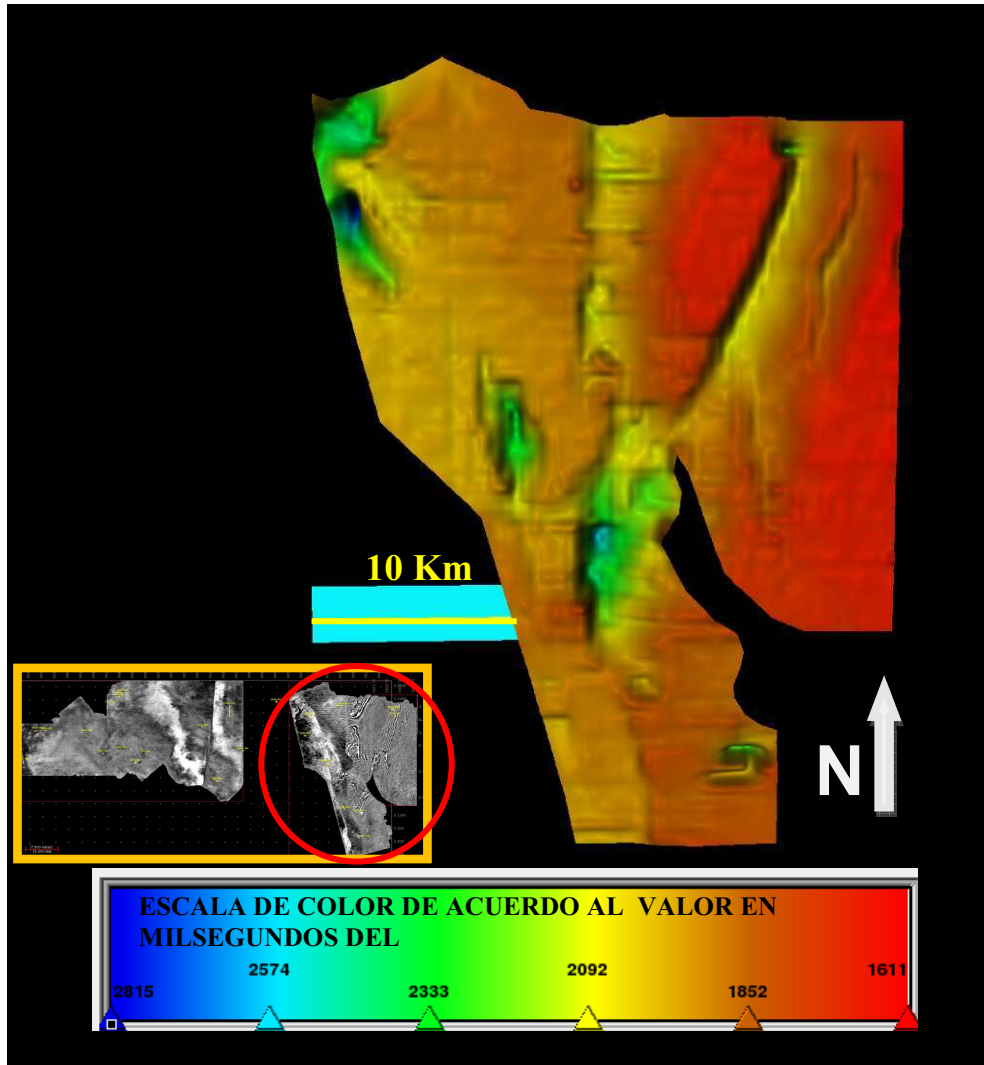


**Figura 4.13** HORIZONTES PICADOS PARA EL ESTUDIO EN EL BLOQUE 15

Finalmente lo que se hará es elaborar una “GRID” O Mallado que no es más una interpolación y extrapolación que usa algoritmos matemáticos para unir valores de un punto a otro, el algoritmo usado para los mallados de cada uno de los horizontes interpretados en este trabajo es el de mínimos cuadrados. El mallado a definirse puede ser más grande o más pequeño de acuerdo a las necesidades del usuario. Los resultados obtenidos son como los de la Figura 4.14. Una vez



conforme con la interpretación del “GRID” el paso siguiente es elaborar los contornos que para los fines del trabajo tienen un intervalo de 10 o 20 milisegundos.



**Figura 4.14** GRID DEL HORIZONTES AL TOPE BASAMENTO PARA EL SECTOR ESTE EN EL BLOQUE 15 EN 3D

El Mapa Estructural en Tiempo resultante tanto en un ambiente 2D como en un ambiente 3D es el que se muestra en la Figura 4.15, se obtuvieron un total de cuatro mapas uno para cada tope definido en el trabajo.

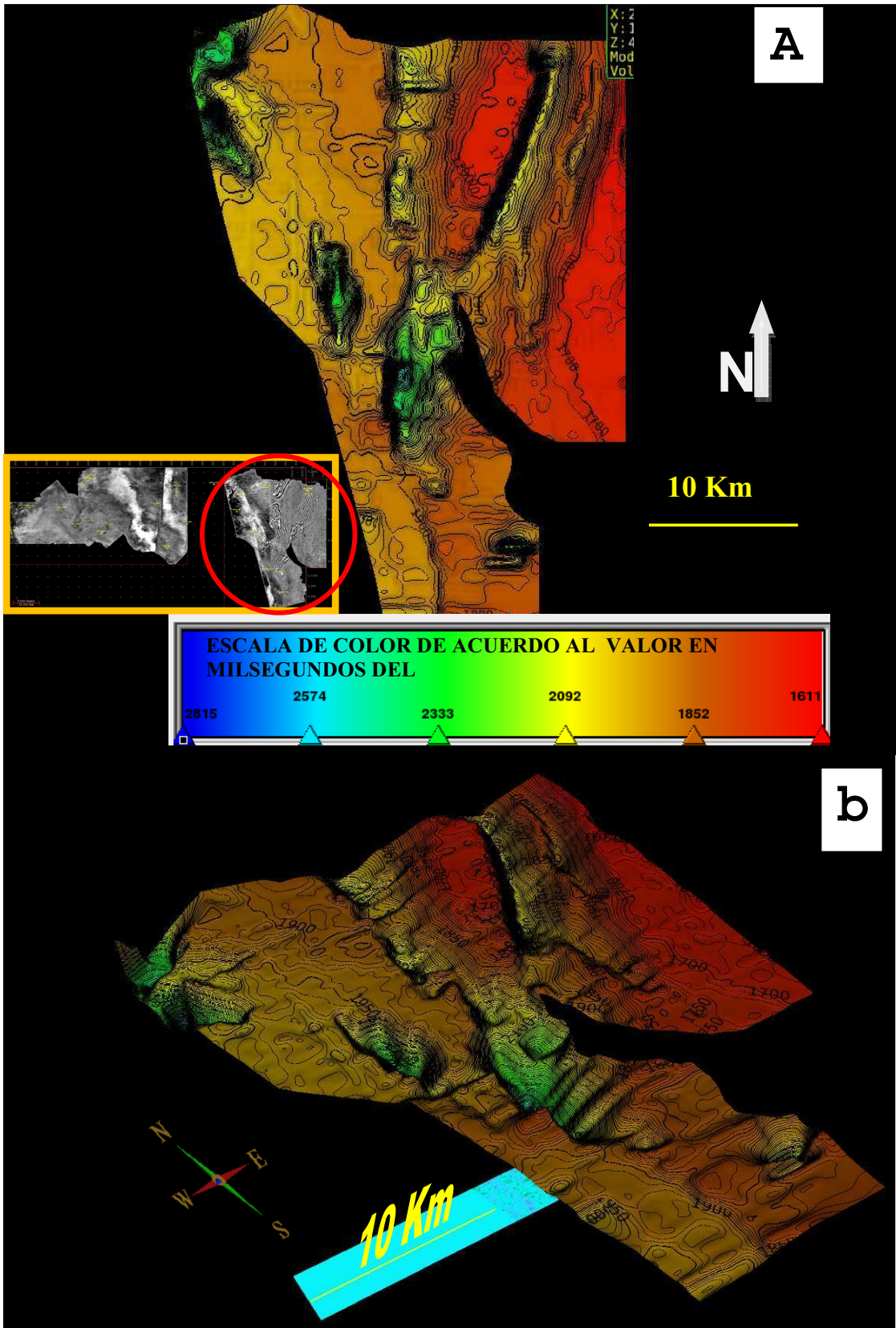


Figura 4.15 MAPA ESTRUCTURAL EN TIEMPO AL TOPE BASAMENTO PARA EL SECTOR ESTE DEL BLOQUE 15: A) Vista 2D; B) Vista 3D

#### 4.2.3.3 Interpretación Sísmica Estructural

Es importante reconocer el modelo estructural dominante ya que guarda relación con la sedimentación en el área. Por tanto es fundamental reconocer las principales fallas del área.

Con este fin lo que se hizo es utilizar un total de tres tipos distintos de volúmenes sísmicos para cada uno de los sectores del bloque (Este, Oeste y Pañacocha). El volumen base es el de amplitudes y es el que viene predeterminado en el programa, el segundo volumen utilizado fue el sometido a un proceso sísmico especial y es el volumen de semblanza, una vez obtenidos los dos tipos de volúmenes lo que se hizo es combinar los dos atributos en un mismo volumen, este efecto que es posible realizarlo solamente en sísmica 3D da un efecto de textura en el volumen y además permite una observación muy clara de las discontinuidades en los reflectores (Figura 4.16). Con estas características en el volumen es posible determinar lineamientos y posibles fallas a lo largo de los volúmenes de cada uno de los sectores con mayor confiabilidad.

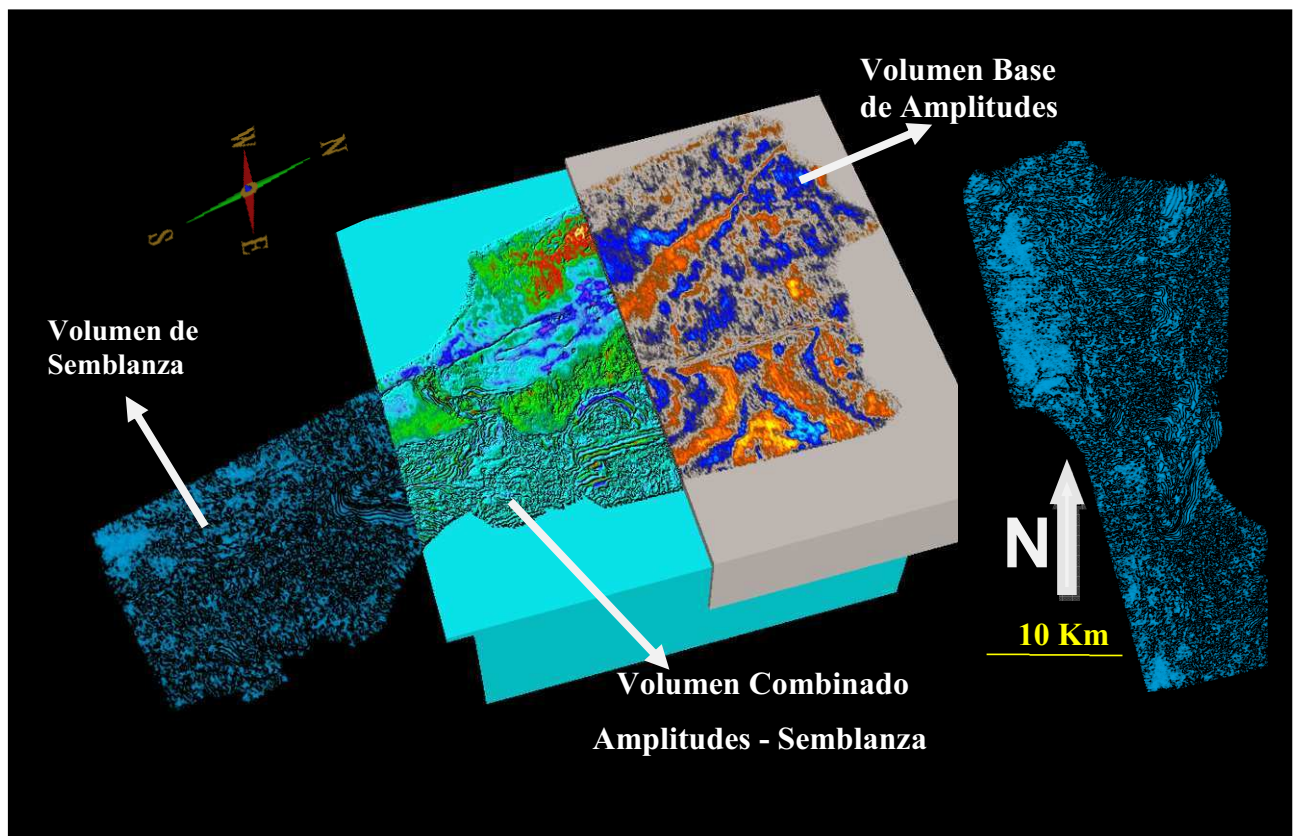
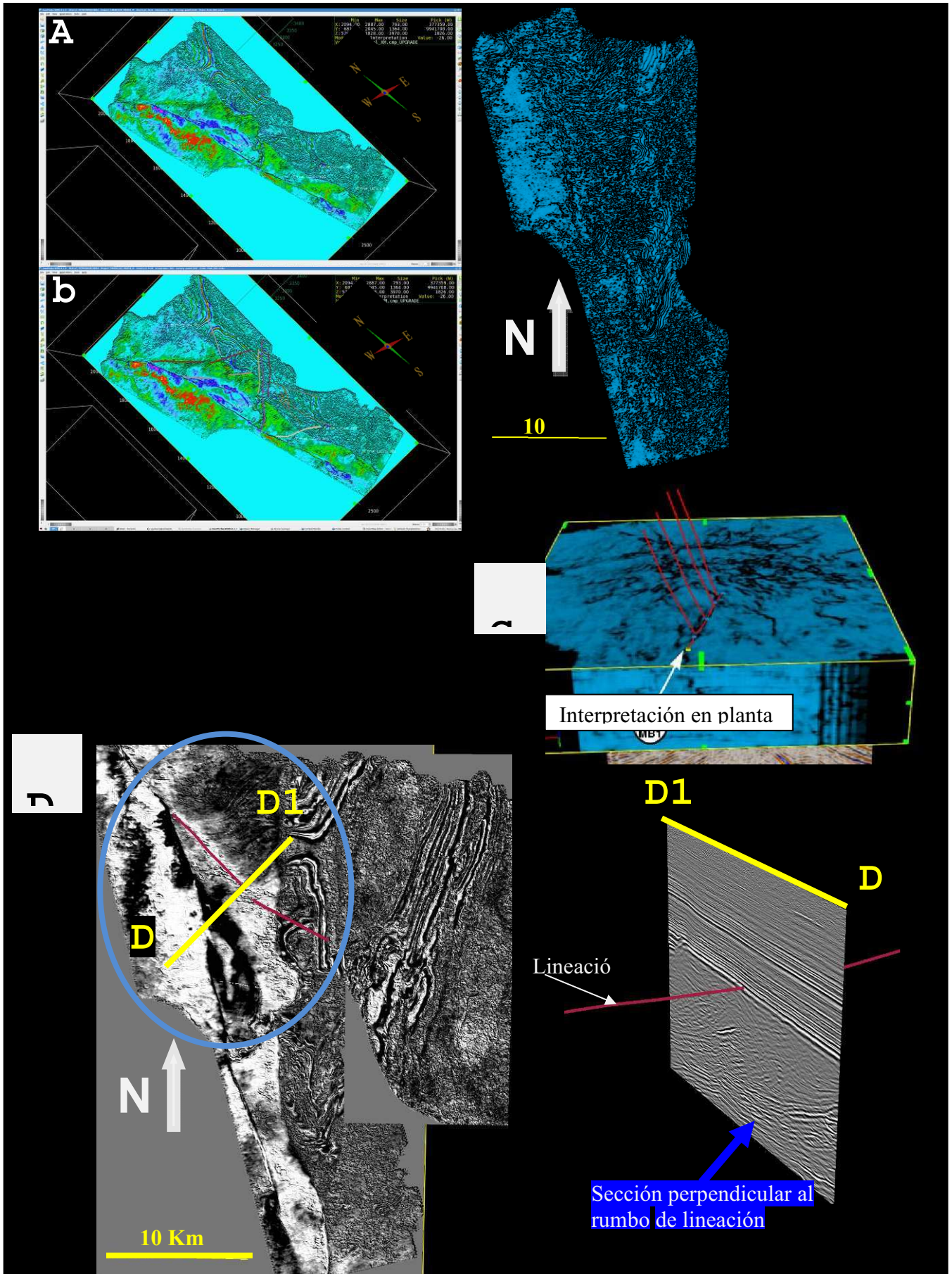


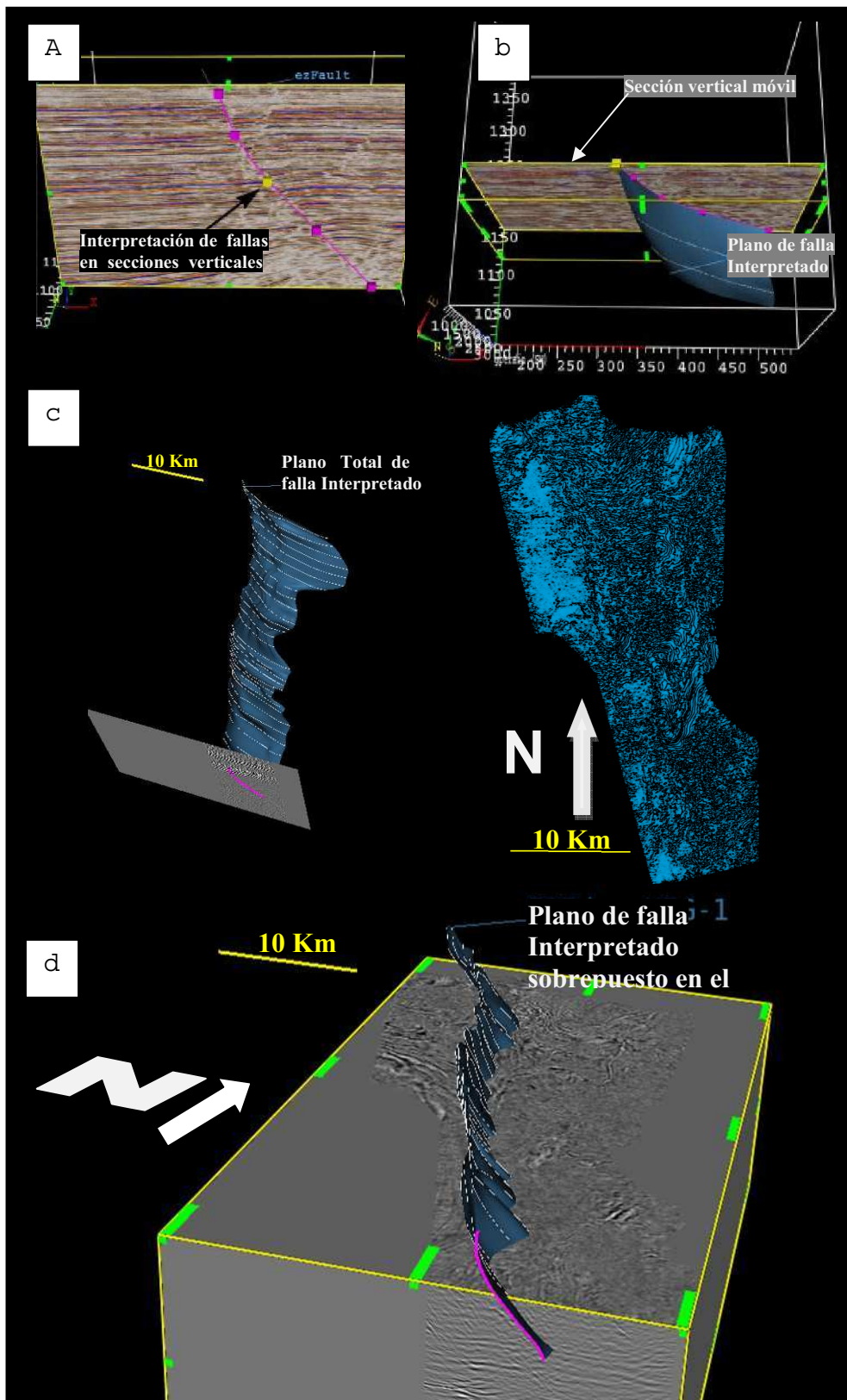
Figura 4.16 TIPOS DE VOLÚMENES SÍSMICOS UTILIZADOS EN LA INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL

Para la interpretación de fallas las actividades realizadas fueron:

- Reconocimiento de lineaciones en el volumen combinado de atributos (Ver Figuras 4.17A y 4.17B) a lo largo del volumen y en varios “time slice” (Secciones en planta a diferentes milisegundos, Figura 4.17C), de esta manera, las fallas interpretadas fueron las que se consideraron principales y que afectaban un mayor espesor de sedimentos. Para la interpretación en planta se tomaron en cuenta las discontinuidades de reflectores, que con el uso del volumen sísmico con dos atributos combinados, o simplemente con el de semblanza eran bastante claras, lo que ayudó mucho con la interpretación.
- Se hace una comprobación de que las lineaciones observadas en planta en efecto se presenten como discontinuidades también en las secciones verticales, ya que una vez hecha esta comprobación las fallas pueden considerarse en la interpretación de fallas final. La comprobación se realiza como lo mencionamos en secciones verticales, tales secciones son perpendiculares al rumbo de las lineaciones, para evitar los efectos del buzamiento aparente de la falla. (Figura 4.17D). En las secciones verticales lo que se considera en el momento de la interpretación es la continuidad y discontinuidad lateral de los reflectores en la sección en cuestión (Figura 4.18), el trazo de todas las fallas interpretadas se hizo hasta el último reflector discontinuo que se observó en cada una de las secciones observadas.
- Una vez realizada la comprobación el paso siguiente es trazar la falla a lo largo de todo el volumen, es decir, el resultado final será la interpretación del plano de falla en el volumen sísmico correspondiente. El programa permite que una vez que están definidas las fallas principales, estas puedan interpretarse al mismo tiempo y a lo largo del volumen, tanto en planta como en las secciones verticales, de manera que, como se mencionó anteriormente lo que obtenemos como resultado es el plano de falla a lo largo de cada traza y cada línea de la falla que se estaba interpretando. (Figura 4.18).



**Figura 4.17** LINEACIONES INTERPRETADAS EN LOS DATOS SÍSMICOS 3D  
**A)** Volumen sin Interpretación **B)** Volumen Interpretado **C)** Interpretación en Planta  
**D)** Comprobación en Secciones Verticales Perpendiculares al rumbo de la lineación



**Figura 4.18 INTERPRETACION DE PLANOS DE FALLAS EN LOS VOLÚMENES SÍSMICOS**  
**A)** Interpretación en Secciones Verticales **B)** Sección Vertical móvil para Interpretación  
**C)** Plano de Falla interpretado en la totalidad del volumen sísmico **D)** Sobreposición del plano de Falla interpretado en el volumen sísmico.

## CAPÍTULO V

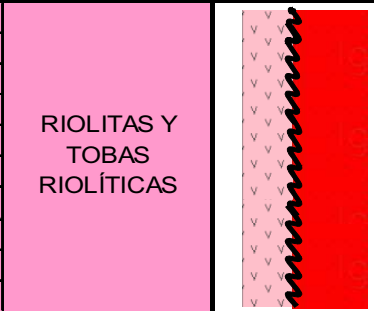
### 5. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

#### 5.1 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE FORMACIONES PRECRETÁICAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO

De acuerdo con los datos obtenidos a partir de los ripios y láminas delgadas descritas en este trabajo se han definido las siguientes litologías:

##### 5.1.1 Riolitas y Tobas Riolíticas

**Distribución dentro del Bloque 15:** Esta litología se ubica en el Sector Oeste del Bloque 15. Como se muestra en la Figura y Tabla 5.1 se registra solo en una parte de los pozos ubicados en el sector.

LISTA DE POZOS SECTOR OESTE CON LITOLOGÍA DE RIOLITAS Y TOBAS RIOLÍTICAS				
N°	POZO		SECTOR	LITOLOGÍA
1	Indillana 1	INDA-001	Oeste	
2	Itaya 1	ITYA-001	Oeste	
3	Jivino 1	JVNA-001	Oeste	
4	Laguna 1	LGNA-001	Oeste	
5	Limoncocha 1	LMNA-001	Oeste	
6	Paka Sur 1	PKSA-001	Oeste	
7	Palmeras Norte 1	PMNA-001	Oeste	
8	Palmeras 1	PMRA-001	Oeste	
9	Pañayacu 1	PYCA-001	Oeste	
10	Tuich 1	TCHA-001	Oeste	

**Tabla 5.1** LISTA DE POZOS SECTOR OESTE DEL BLOQUE 15 CON LITOLOGÍA DE RIOLITAS Y TOBAS ÁCIDAS

**Litología Tipo:** Compuesta por Riolitas y por Tobas Riolíticas.

Toba Riolítica: color blanco a crema pálido, rosado pálido, roca porosa, hialocristalina, en lámina delgada se observa que la matriz criptocristalina de ceniza volcánica está compuesta de Feldespato de Potasio, Albita, Cuarzo y como minerales accesorios se tienen óxidos de hierro. La roca presenta pátinas

de oxidación debido a la alteración de los óxidos de Hierro y en lámina delgada se observa como el Feldespato se está argilitizando.

Riolita: de color crema, crema pálido, rosado pálido, textura hialocristalina, estructura masiva, la matriz está compuesta principalmente de Feldespato de Potasio y Cuarzo, con inclusiones y vetillas de óxidos de Hierro. Como alteración presenta pátinas de oxidación y argilitización del Feldespato de Potasio.

De acuerdo con las formaciones descritas en base a la bibliografía en el Capítulo 2, las tobas y las riolitas Así lo demuestran las descripciones litológicas en renglones anteriores. Es decir corresponderían a las lavas y piroclastos restringidos justamente al miembro superior de la Formación Chapiza y que evidencian un período de actividad volcánica durante el tiempo de Chapiza superior.

### 5.1.2 Capas Rojas (“Red Beds”)

**Distribución dentro del Bloque 15:** Esta litología se ubica en el Sector Oeste, Este y Pañacocha del Bloque 15 como se muestra en la Figura 5.1 y en los pozos indicados en la Tabla 5.2.

LISTA DE POZOS POR SECTOR CON LITOLOGÍA DE CAPAS ROJAS			
N°	POZO	SECTOR	LITOLOGÍA
1	Quinde 1	QNDA-001	Oeste
2	San Isla 1	SNNA-001	Oeste
3	Dumbique 1	DMBA-001	Este
4	Edén 1	EDYA-001	Este
8	Tumali 1	TMLA-001	Este
9	Pañacocha 1	PCCA-001	Pañacocha
10	Pañacocha 2	PCCB-002	Pañacocha

**Tabla 5.2** LISTA DE POZOS POR SECTOR CON LITOLOGÍA DE CAPAS ROJAS EN EL BLOQUE 15

**Litología Tipo:** De manera general esta litología puede ser clasificada como capas rojas (“red beds”) y en pozos como Edén A - 001 y Dumbique A - 001 hacia



el tope se encontraron intercalaciones de anhidrita y roca carbonatada probablemente caliza.

Limolita: Color rojo, rojo ladrillo, suave a moderadamente duro, irregular, terroso, no muestra contenido calcáreo. El limo gradúa a arena de grano fino.

Arcillolita: Color gris, púrpura, rojo, rojo ladrillo, naranja, irregular a blocosa, suave, ceroso, contenido ligeramente calcáreo.

Caliza y Anhidrita: caliza presenta un color blanco, gris, roca sostenida por lodo con menos del 10% de granos. Anhidrita color blanco lechoso, rosado pálido, subtranslúcido, suave cuando hace contacto con el agua, blocoso a irregular. Aparecen hacia el tope del intervalo.

Finalmente la muestra de la cual se pudo hacer una lámina delgada es de la Arenisca polimíctica: color blanco, rosado intenso, textura grano soportada, con mal sorteo, empaquetamiento bajo. Es polimíctica ya que está conformada de cuarzo, plagioclasa se tiene biotita, muscovita, minerales metálicos, líticos volcánicos, sedimentarios y metamórficos. Matriz y cemento arcillosos de acuerdo con la lámina delgada. En cuanto a las alteraciones encontramos clorita que es producto de la alteración de la biotita típica y se debe a la presencia de los líticos metamórficos, oxidación y argilitización.

De acuerdo con lo descrito en el Capítulo 2 en base a la bibliografía esta litología de capas rojas de manera general podría asociarse con dos formaciones que son Sacha y Chapiza, sin embargo, de acuerdo con las evidencias que se enuncian a continuación se asoció con la Fm. Chapiza

Pero con las descripciones litológicas del presente trabajo la formación a la que probablemente podría pertenecer esta litología es la Formación Chapiza a sus miembros medio e inferior específicamente. Entre las probables evidencias se tiene a la litología compuesta de areniscas, limolitas y arcillolitas que en ciertos

pozos hacia el tope presenta intercalaciones de anhidrita en los ripios con un porcentaje aproximado de 15% y roca carbonatada con un aproximado de 10%.

Lo que la diferencia de la Formación Sacha, sería precisamente esta intercalación de anhidrita típica del miembro inferior de la Fm. Chapiza, la descripción de la arenisca polimíctica y las lutitas de color gris violeta, son litológicamente correlacionables a las descritas por Tschopp en 1953 para los miembros inferior y medio de la Formación Chapiza.

La presencia de areniscas tobáceas que presenta la Fm. Sacha deslinda esta litología por completo de la misma, ya que, en esta litología por su lado presenta una arenisca polimíctica de cuarzo de color rosado intenso, blanco, muscovita biotita, con líticas ígneos y metamórficos que de acuerdo con Tschopp (1953) está presente en la Formación Chapiza y además es dominante.


En cuanto a la presencia de roca carbonatada y anhidrita hacia el tope de algunos pozos es importante citar que existen autores como Díaz (2000) quien en base a lo descrito en el pozo Tambococha - 1 ubicado al Este de la Cuenca, en donde se encuentra una secuencia de calizas y evaporitas datadas en la parte inferior del Jurásico temprano tardío - Jurásico tardío, y en la parte superior de Jurásico medio – Cretácico temprano, Piso Valanginiano, la consideran como una variación lateral de los miembros inferior y medio de la Fm Chapiza, y la propone como la nueva Formación Tambococha. Mientras que en este trabajo debido a que no existen dataciones y de acuerdo a la asociación de la anhidrita con las capas rojas (“red beds”) ha permitido correlacionar esta litología con la litología del miembro inferior de la Formación Chapiza, a la que Christophoul (1999) asigna un ambiente continental de tipo fluvial y lacustre.

Debido a la limitación de datos en cuanto a pozos y datos sísmicos para este estudio no ha sido posible diferenciar la distribución espacial de la Chapiza Media de la distribución espacial de la Chapiza Inferior, razón por la cual se ha considerado que prácticamente la Formación Chapiza dentro del bloque se distribuye así: En el Sector Este, Pañacocha y parte del Sector Oeste tenemos los

“red beds” de los miembros medio e inferior sin distinción, mientras que, en la mayor parte del Sector Oeste tenemos la presencia de las rocas ígneas y piroclastos del miembro superior de la Formación Chapiza.

### 5.1.3 Rocas Metamórficas

**Distribución dentro del Bloque 15:** Esta litología se ubica en una parte del Sector Este del Bloque 15 como se muestra en la Figura 5.1 y en los pozos indicados en la Tabla 5.3.

LISTA DE POZOS CON LITOLOGÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS					
N°	POZO		SECTOR	LITOLOGÍA	
3	Edén Yuturi B-1	EDYB-001	Este	ROCA METAMÓRFICA	
24	Yuturi 1	YTRA-001	Este		

**Tabla 5.3** LISTA DE CON LITOLOGÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS EN EL BLOQUE 15

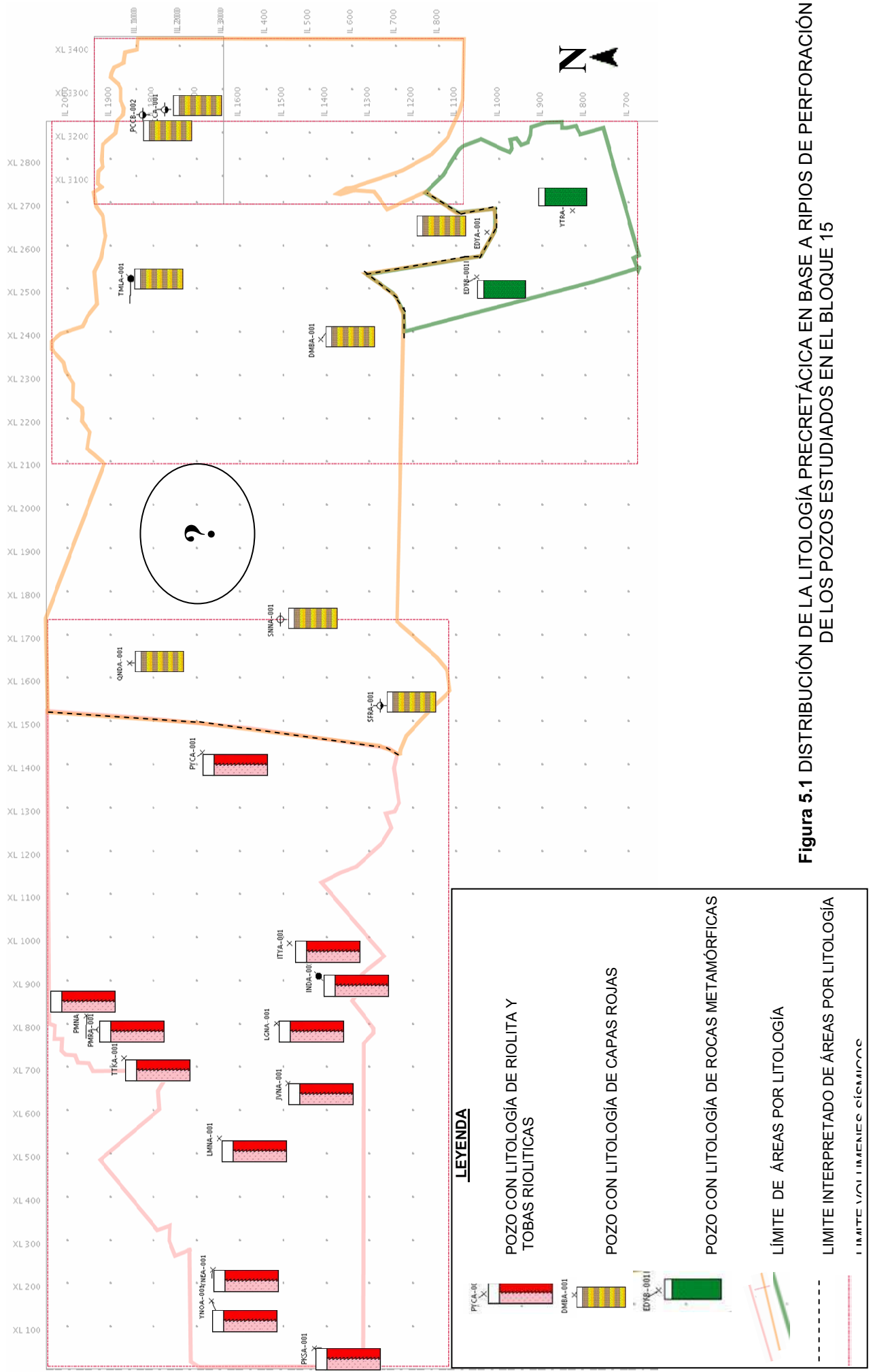
**Litología Tipo:** Conformada de rocas metamórficas, una de las litologías presenta una orientación preferencial de los minerales y cierta esquitosidad, podrían alcanzar de acuerdo con la mineralogía que presentan un grado de metamorfismo medio a alto de tipo regional. La roca no presenta evidencia de ser tectonizada. (Comunicación personal Ing. Pablo Duque, 2010).

Roca metamórfica 1: color verde claro, gris verdoso, opacos, minerales principales anfíbol epidotizado, albita, muscovita, alteraciones epidotización del anfíbol, ligado a metamorfismo retrógrado (Comunicación personal Ing. Pablo Duque). Los minerales presentan una orientación preferencial evidenciando una fábrica plano-lineal en ciertas secciones se posible observar esquitosidad, grado de metamorfismo medio – alto corresponde al grado de anfíbolita producto de metamorfismo regional. Nombre de la roca Anfíbolita.

Roca metamórfica2: gris con tonalidad rosada, gris blanquecino, brillo ceroso, minerales principales, cuarzo, feldespato, muscovita, clorita es decir se trata de una roca pelítica, alteraciones argilitización del feldespato, esquitosidad gneisica, protolito ígneo, grado de metamorfismo medio probablemente de anfibolita es decir es producto de un metamorfismo regional, esto se asume debido a la vecindad con las rocas metamórficas 1 que alcanzan este grado de metamorfismo. Nombre probable de la roca gneiss.

Una vez definida la litologías tipo y basándose en la bibliografía de varios autores en aquellas formaciones que podrían asociarse por litología a la encontrada en este trabajo se le ha asignado un nombre de las formación de edad Precretácica a la que con mayor probabilidad podría pertenecer.

De acuerdo con las descripciones obtenidas en este trabajo probablemente las rocas metamórficas correspondan al Basamento cuya litología fue descrita en base a bibliografía en el Capítulo 2. Entre las probables evidencias se tendrían que la litología presentada se compone de anfibolitas y de gneiss cuya descripción y rasgos petrográficos se menciona en líneas anteriores, además cabe recalcar que a este tipo de metamorfismo que es de medio a alto grado puede asociarse en la columna litológica de la Cuenca Oriente solamente con las rocas de basamento las cuales han sido sometidas a presiones y temperaturas grandes semejantes a las evidenciadas por estas rocas.



## **5.2 ANÁLISIS ESTRUCTURAL PARA EL PRECRETÁCICO EN EL BLOQUE 15**

Este análisis fue posible gracias a los datos de sísmica 2D y 3D a los que se tuvo acceso, y se lo realizó una vez que la correlación sísmico-geológica en base a los sismogramas sintéticos fue lograda, tal como se indicó en el capítulo anterior.

En este capítulo por tanto se muestran todos los rasgos estructurales interpretados en el Bloque 15. Rasgos que fueron clasificados para su explicación en dos grupos que se describen a continuación:

### **5.2.1 Sector Este y Pañacocha**

#### **5.2.1.1 Familia 1 de Fallas: Fallas Lísticas de Piel Gruesa Invertidas**

Debido a la mejor calidad y claridad de los datos sísmicos se comenzó con el análisis estructural de los sectores Este y Pañacocha.

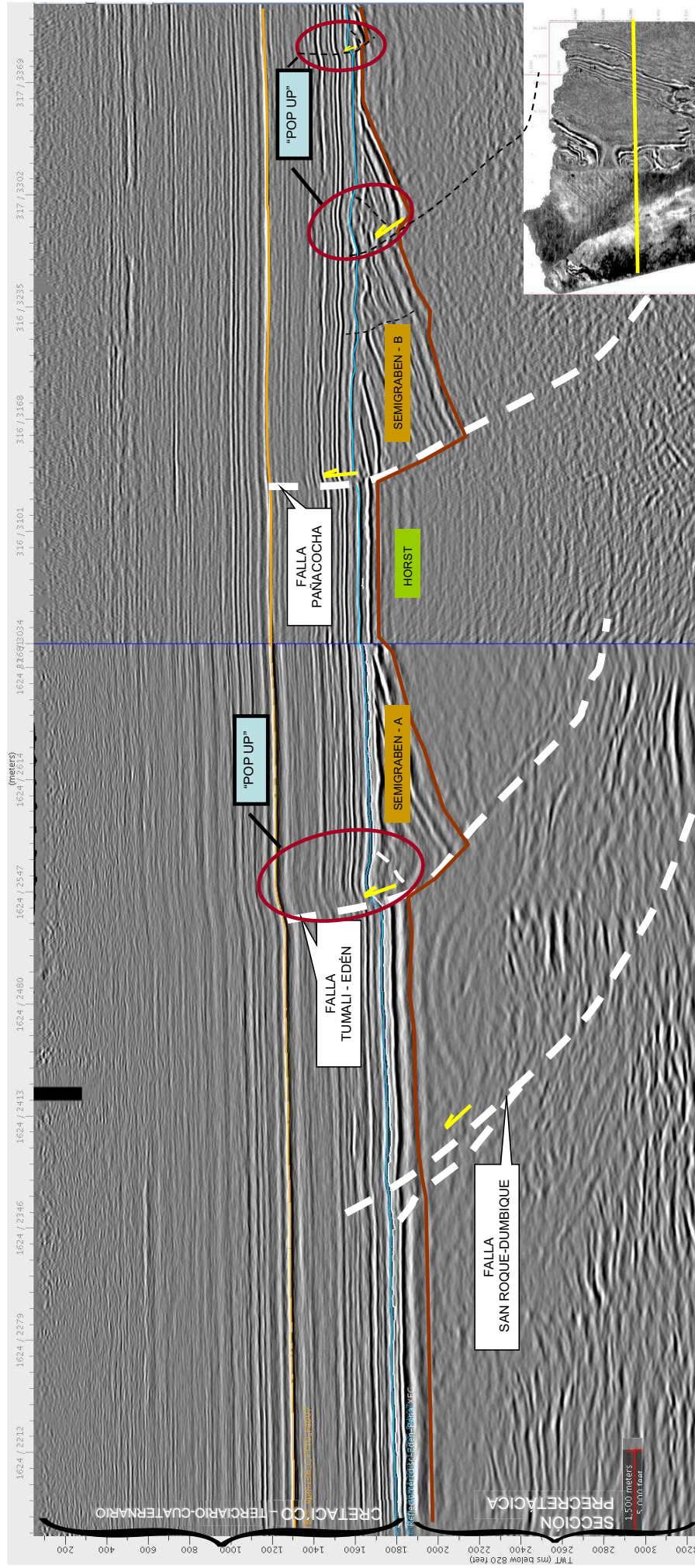
La Figura 5.2 corresponde a un perfil O-E de los sectores Este y Pañacocha en conjunto, y es como toda sección sísmica un registro de la situación actual del subsuelo en la zona, es decir, en él podemos encontrar la evidencia de los procesos sufridos por las formaciones a lo largo del tiempo. En la sección Precretácica, de interés para este estudio, se observan bloques de basamento que muestran una vergencia Este, se encuentran formando la configuración de "horst" y semigrabenes, lo que demuestra que existió un régimen extensivo de esfuerzos. Los semigrabenes se encuentran rellenos de sedimentos cuyo límite con los bloques de basamento corresponde a una paraconformidad. El vistazo general de la situación actual de las formaciones finaliza con la cobertura sedimentaria que se observa separada de los sedimentos de relleno mediante una discordancia angular.

En cuanto a elementos estructurales se logran identificar fallas lísticas asimétricas que buzcan al Este con un nivel de despegue que se ubica en el

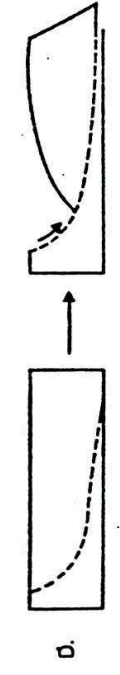
**Figura 5.2 SECCIÓN O-E N°1 PARA EL SECTOR ESTE Y PAÑACOCHA**

**E**

**O**



**FALLAS LÍSTRICAS ASIMÉTRICAS**



- LEYENDA**
- TOPE TTYUYACU
  - TOPE ARENISCA U SUPERIOR
  - TOPE BASAMENTO

basamento, estas fallas inicialmente funcionaron como fallas normales pero actualmente funcionan como fallas inversas, debido a la inversión tectónica (en base a ciertas estructuras identificadas como las estructuras tipo “pop up”) a la que fueron sometidas. Son fallas de piel gruesa, reactivadas por lo que afectan incluso a la cobertura sedimentaria.

Gracias a las observaciones realizadas a través de varios perfiles a lo largo de los volúmenes sísmicos en base a datos recolectados en el bloque, se han nombrado a tres fallas consideradas como las más importantes debido a que son fallas regionales para el Sector Este y Pañacocha. Las tres fallas principales en este sector son:

### **Falla San Roque – Dumbique**

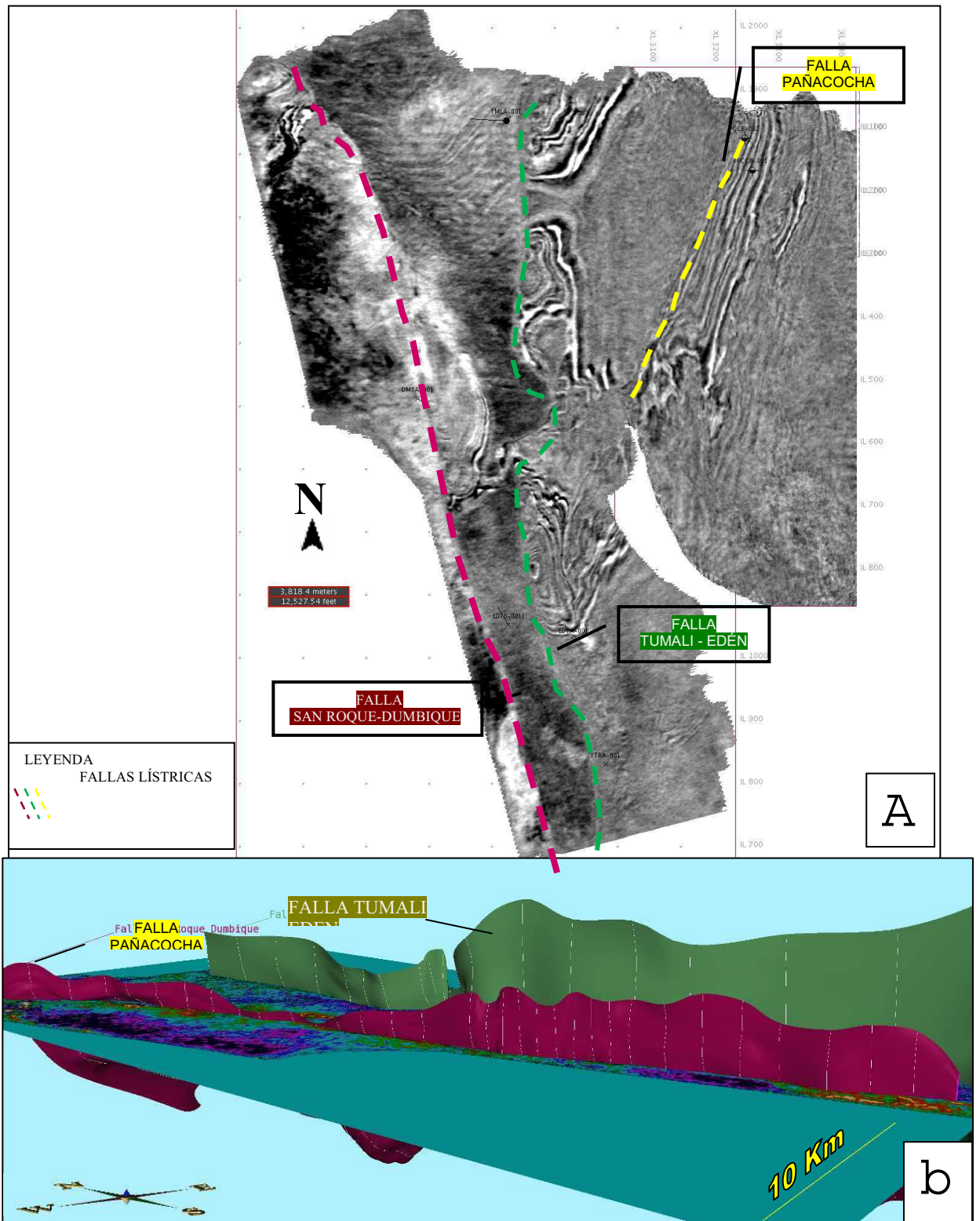
Es una falla lítrica asimétrica de piel gruesa, de rumbo NO con buzamiento hacia el Este, que evidencia reactivación, aunque la estructura “pop up” que presenta no está bien desarrollada. Es una antigua falla normal que en la actualidad se presenta como inversa. De la interpretación se dedujo que la falla en efecto se reactiva y que no lo hace de una manera homogénea en la zona sino que la reactivación alcanza formaciones más jóvenes en la parte central del Sector Este hacia el Sur (Figura 5.3). La falla alcanza como punto más alto 1376 ms., interpretando que la última vez que funcionó lo hizo de manera posterior al depósito de la Arenisca M1.

### **Falla Edén – Tumali**

Es una falla lítrica asimétrica de piel gruesa, de rumbo aproximadamente N-S con buzamiento hacia el Este, que evidencia reactivación debido a estructuras “pop up” que presenta. Es una antigua falla normal que en la actualidad se presenta como inversa. Presenta el mismo patrón de la falla anterior en la reactivación alcanza formaciones más jóvenes de la parte central hacia el Sur (Figura 5.3). De ahí que se han determinado los puntos más altos de la falla en dos partes, en la parte Centro - Sur con 812 m y en la parte Centro - Norte en



donde alcanza los 1 388 m. Es decir y en base a los 822 m se interpreta que la última reactivación fue posterior al depósito de la Fm. Tiyuyacu.



**Figura 5.3** PATRÓN DE REACTIVACIÓN DE LAS FAMILIAS DE FALLAS 1: a) Fallas lístricas principales en los sectores Este y Pañacocha. b) Vista NE de los planos de falla y en donde se hace evidente que la reactivación de fallas del sector es mayor en la parte Centro – Sur

En la Figura 5.4 se muestra una sección Norte - Sur del Sector Este en el cual podemos observar con mayor claridad la configuración “*horst*” - graben generada por esfuerzos extensivos. En este perfil es evidente la posterior inversión tectónica que tuvo lugar después de la formación de los semigraben, ya que si observamos con detenimiento los semigraben tienen la apariencia de haber sido levantados. En los semigraben C y A los sedimentos de relleno son totalmente deformados, plegados y fallados por efecto de la inversión, en el semigraben-D este rasgo es evidente lo que da la apariencia de que el contenido (sedimentos) se sobrepone en el “*horst*” que se encuentra al Sur de él, generando la estructura de arpón, típica en inversión tectónica. También se observan bloques de basamento desmoronado en el extremo Norte del semigraben-D.

La compleja morfología de la superficie Tope Basamento, requirió del análisis de varios perfiles, que permitieron un mejor entendimiento y por tanto una interpretación más precisa de la superficie. A continuación se presentan los perfiles que se consideraron los más representativos y que ayudaron a la mejor interpretación es la superficie Tope Basamento.

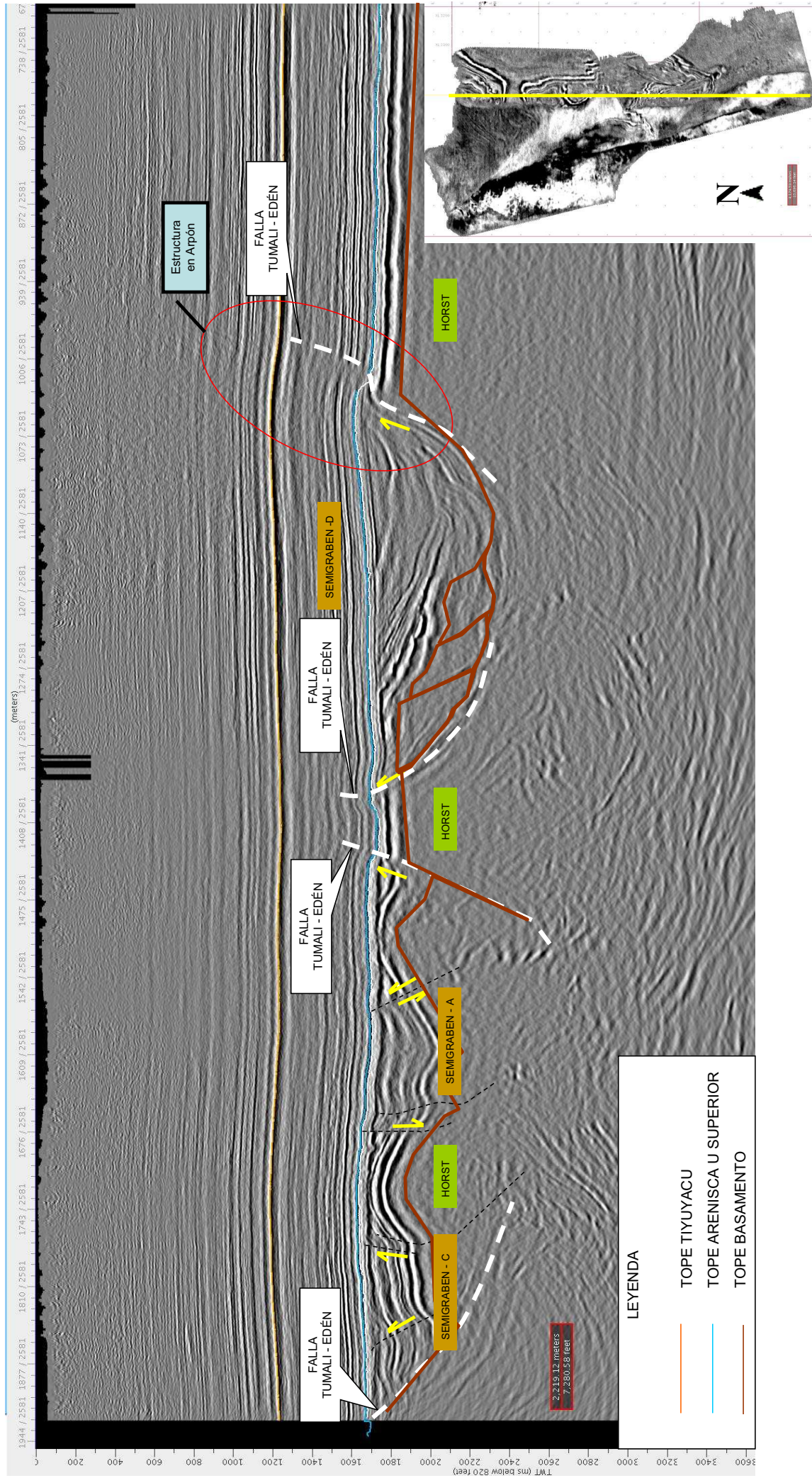
La Figura 5.5 es la sección O-E ubicada más al sur del Sector Este, en el que se muestran tres bloques de basamento claramente definidos, separados por fallas lítricas de piel gruesa que buzan hacia Este. No se observan semigraben.

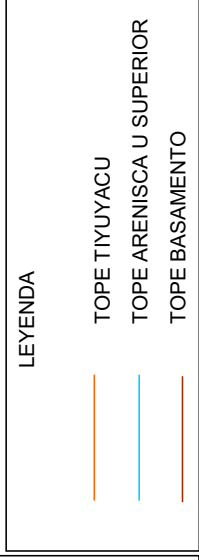
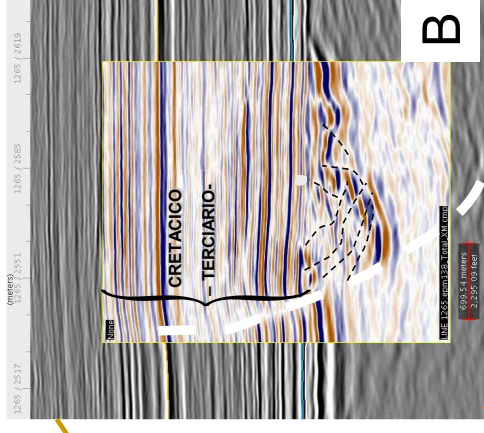
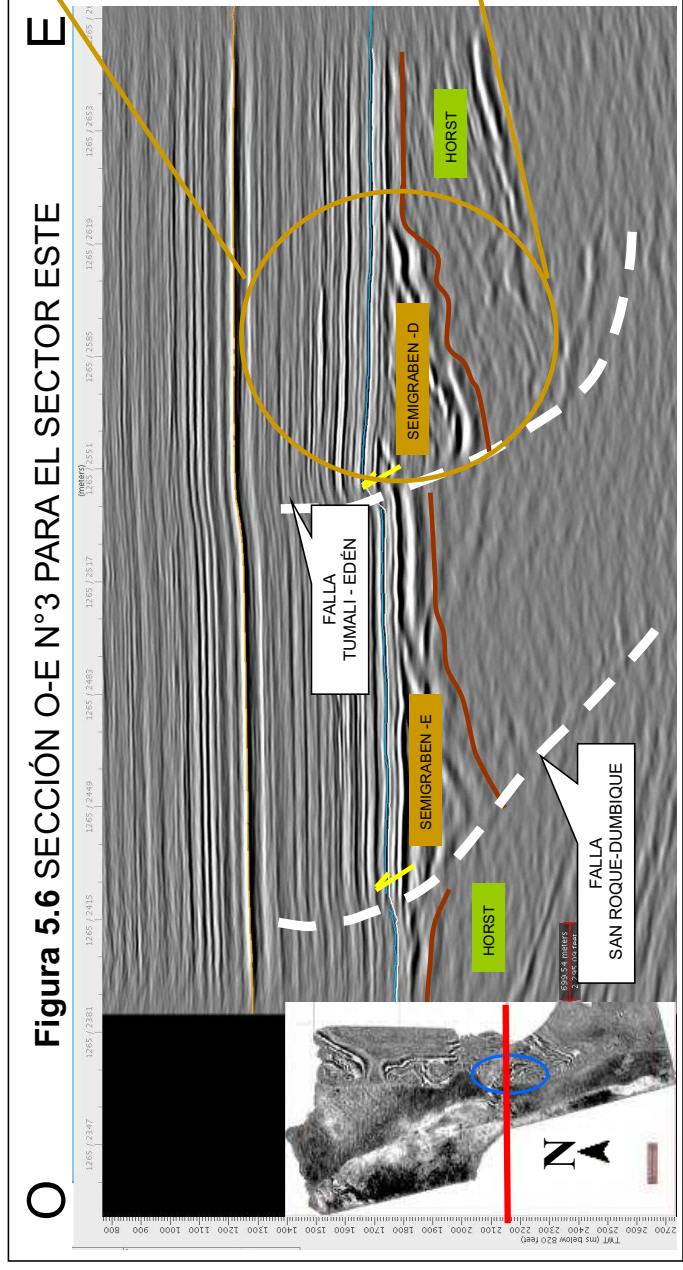
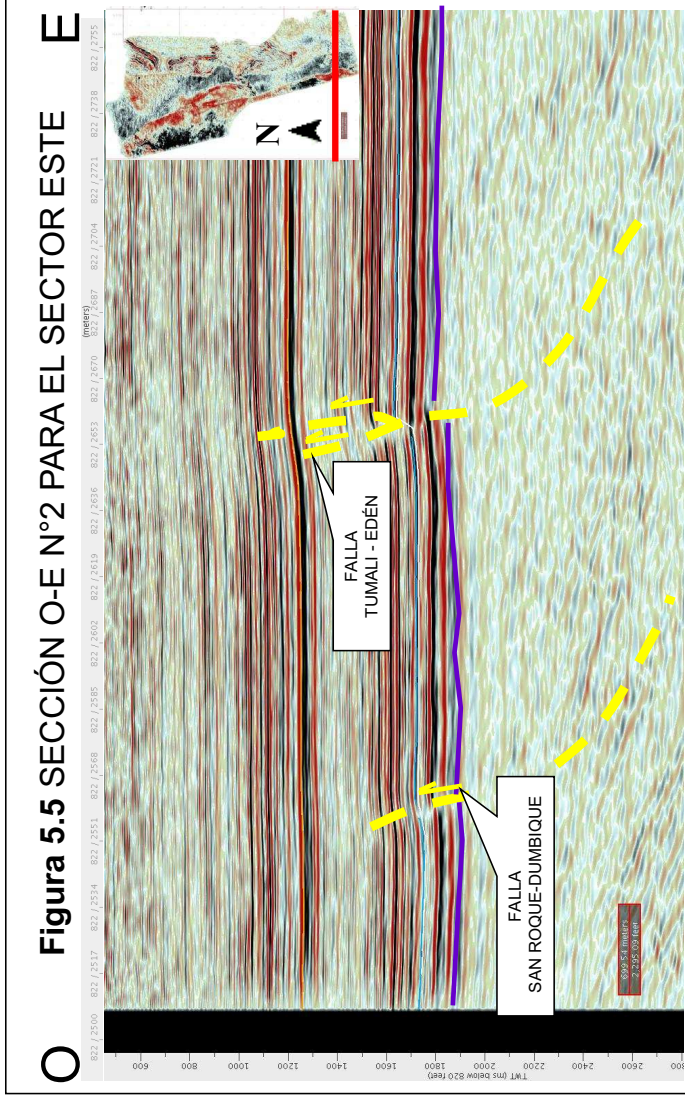
La Figura 5.6 es una sección O-E ubicada en el centro del Sector Este. La vista en planta mostrada en la misma figura permite observar rasgos anómalos (círculo azul muestra reflectores con evidencia de movimiento relativo entre sí). Al interpretar el perfil se observa también la secuencia de “*horst*” – semigraben. La zona anómala al observarse con un perfil sísmico se ubica en el relleno del Semigraben-D, que al observarse con mayor detalle (Figura 5.6B) permite identificar fallas que afectan a las facies sísmicas 1, 2 y 3, pero, su sentido de movimiento no es claro, por lo cual, este rasgo será motivo de análisis más adelante.

Figura 5.4 SECCIÓN N-S N°1 PARA EL SECTOR ESTE

S

N

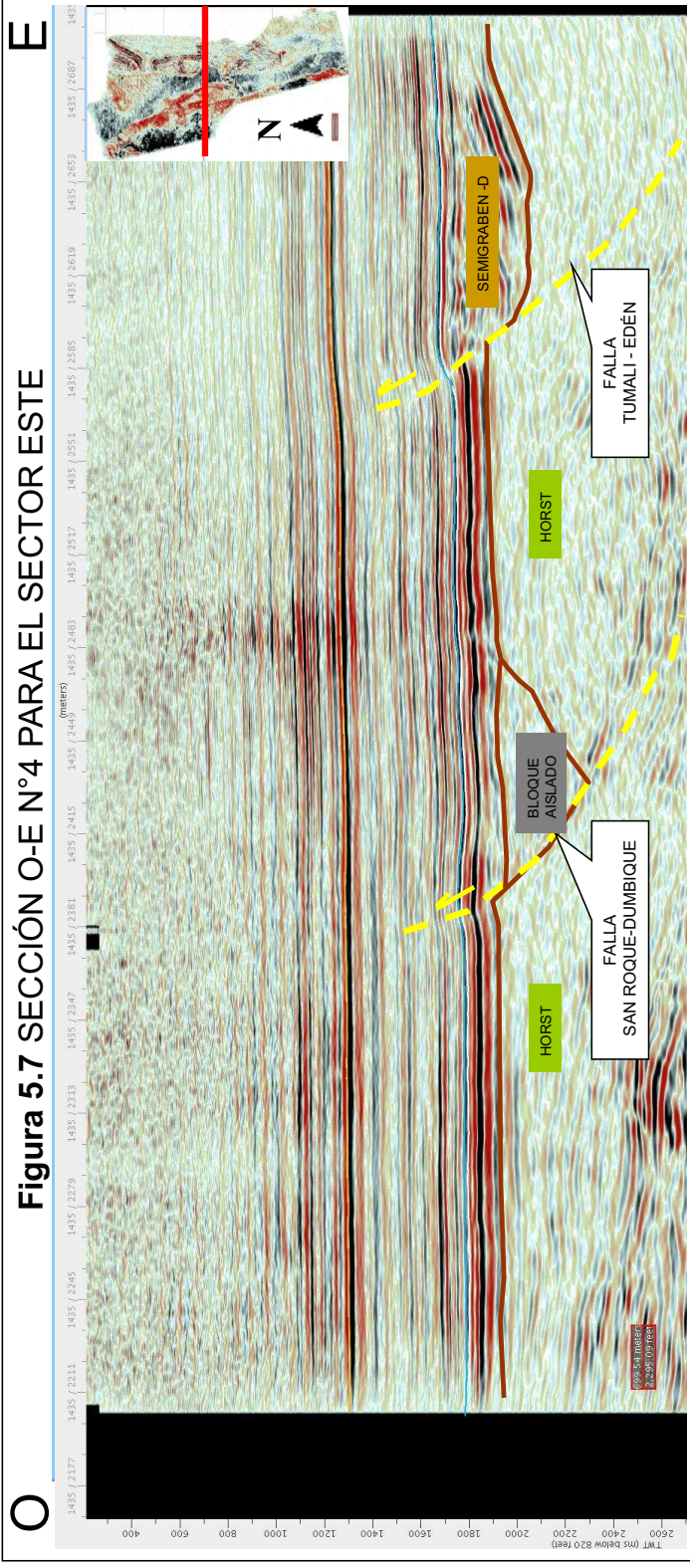




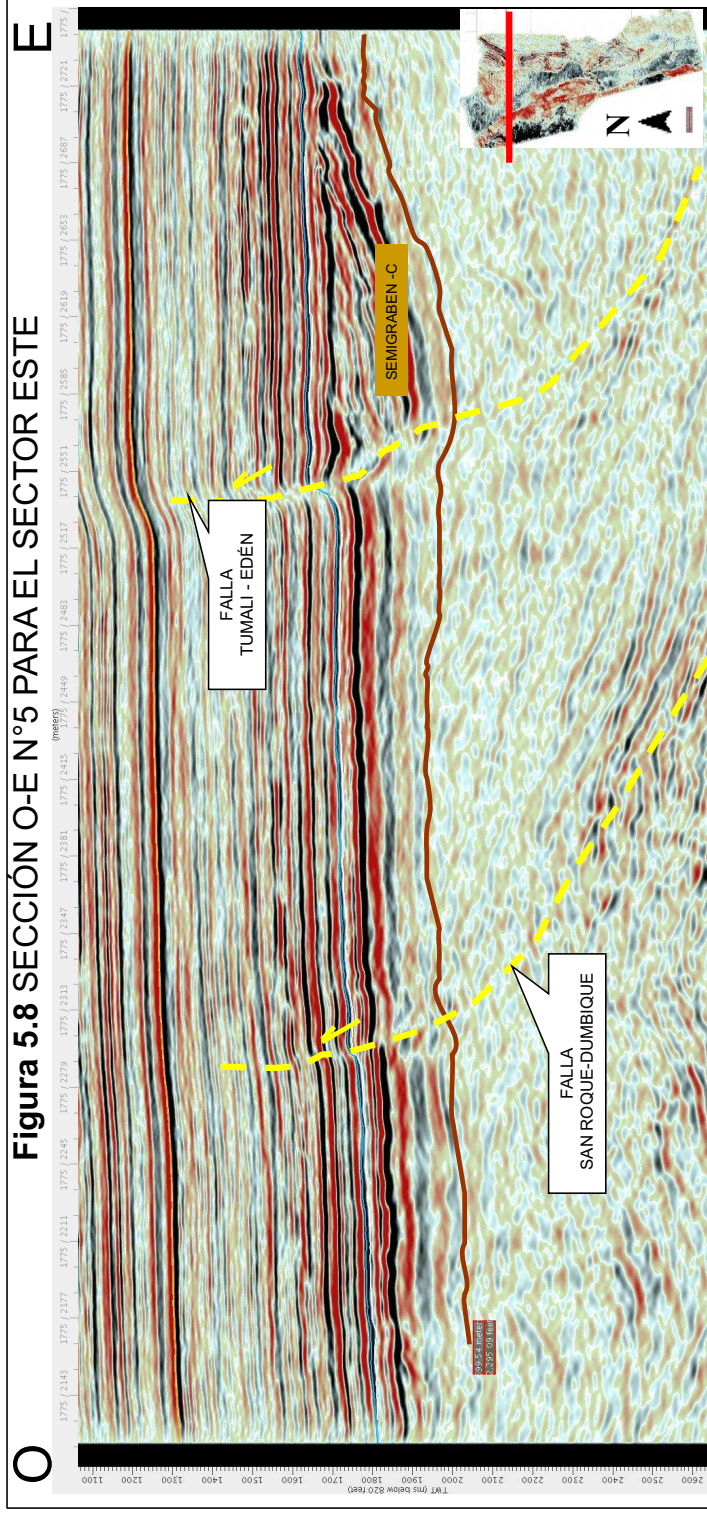
En la Figura 5.7 se tienen también los bloques de basamento con vergencia Este, separados por las fallas lítricas un semigraben y un bloque aislado. La importancia de esta sección radica en mostrar que: a) El bloque aislado no se presenta relleno de sedimentos, sino que se presenta como un fragmento de basamento fallado que actúa como un bloque independiente. b) El semigraben-D presenta la misma complejidad que en la sección anterior con los sedimentos de relleno fallados, sin un sentido de movimiento claro.

La Figura 5.8 corresponde a la sección ubicada en la parte Norte del Sector Este. Muestra un solo semigraben con su depocentro “pegado” a la falla, cuyo relleno no se encuentra perturbado por fallas como en las dos secciones anteriores. Lo acompañan bloques de basamento separados por fallas lítricas con vergencia Este. Es clara la estructura “*pop up*” formada por causa de la inversión tectónica posterior y que alcanza formaciones de edad terciaria.

**Figura 5.7 SECCIÓN O-E N°4 PARA EL SECTOR ESTE**



**Figura 5.8 SECCIÓN O-E N°5 PARA EL SECTOR ESTE**



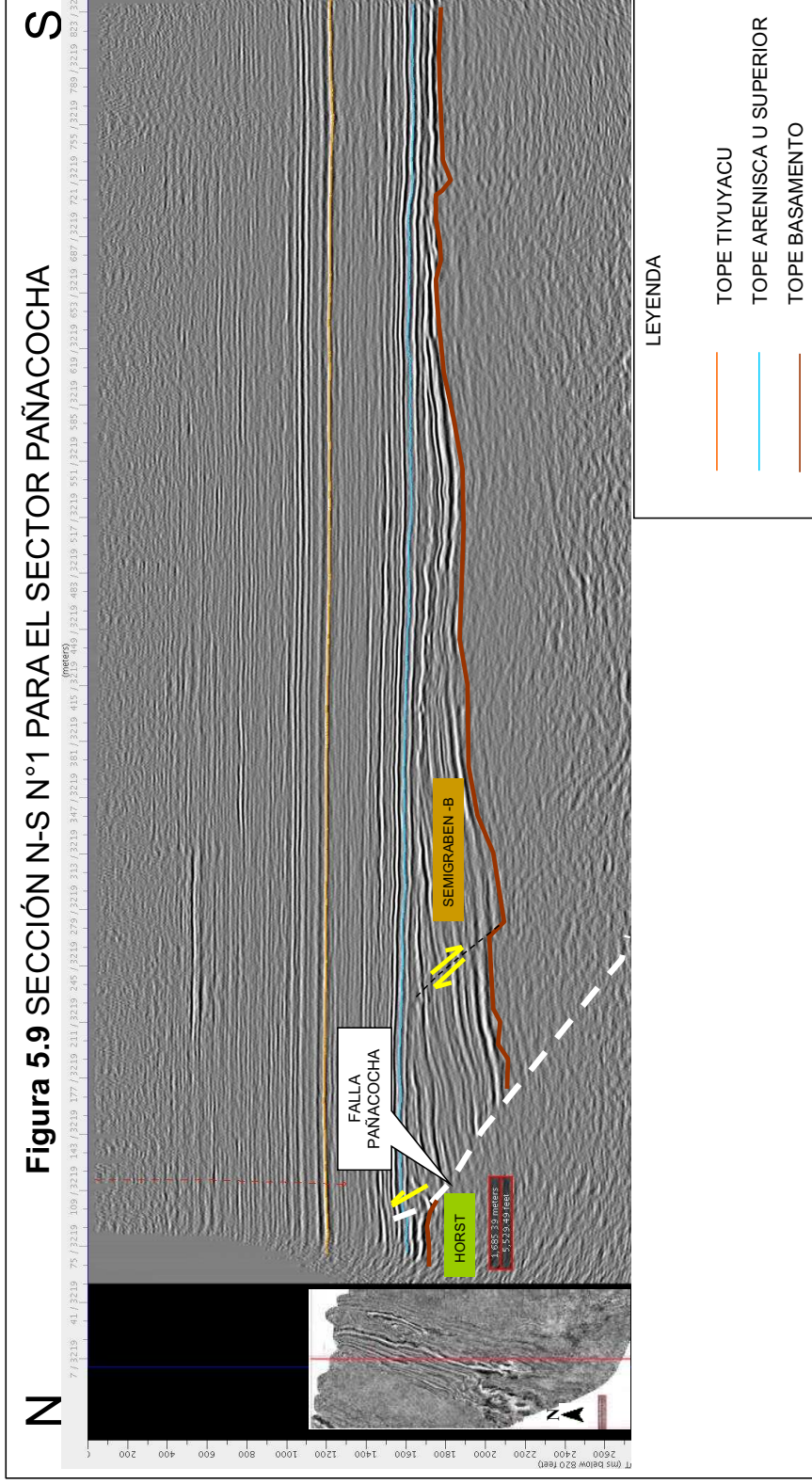
**LEYENDA**

	TOPE TIYUYACU
	TOPE ARENISCA U SUPERIOR
	TOPE BASAMENTO

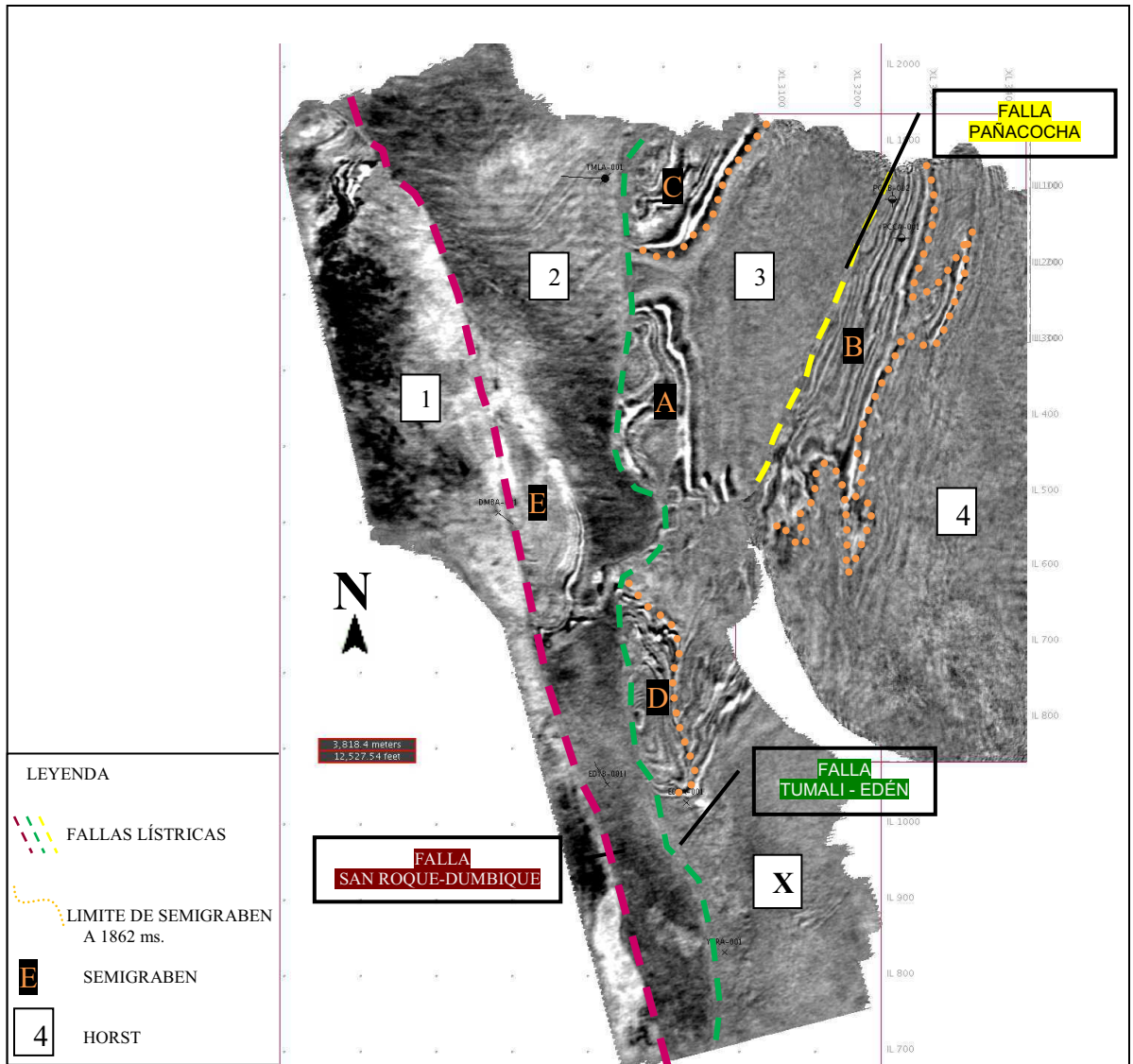
## **Falla Pañacocha**

Es una Falla lítrica asimétrica de piel gruesa, con rumbo NE, de buzamiento hacia el SE. Falla que fue normal pero que al ser reactivada posteriormente se comportó como una falla inversa. En la Figura 5.9 una sección N-S del Sector Pañacocha, confirma la configuración de “*horst*” – semigrabenes que se tiene también en el Sector Este, se identifica la falla lítrica con vergencia Sur. Los sedimentos de relleno se encuentran afectados por una falla normal. El punto más alto de la falla y el cual no consta en la Figura 5.9 es de 984 m lo que permite interpretar que la falla habría funcionado por última vez en el Terciario. El patrón de reactivación es más homogéneo que los patrones de las fallas anteriores, ya que evidencia una reactivación a lo largo de todo el trazo de falla no en un solo sector como las fallas anteriores.

Finalizando la Figura 5.10 se muestra los principales elementos estructurales identificados en este primer análisis con la ayuda de las secciones sísmicas. Es clara la configuración propia de un régimen extensivo en donde se tienen “*horst*” y semigrabenes, que constituyen bloques de basamento separados entre sí por fallas lítricas asimétricas que buzan hacia el Este y tienen un mismo nivel de despegue ubicado en el basamento. En un inicio se comportaron como fallas normales y así permitieron la formación de semigrabenes los cuales se pueden identificar y donde los sedimentos que los rellenan tienen una vergencia hacia el Oeste.





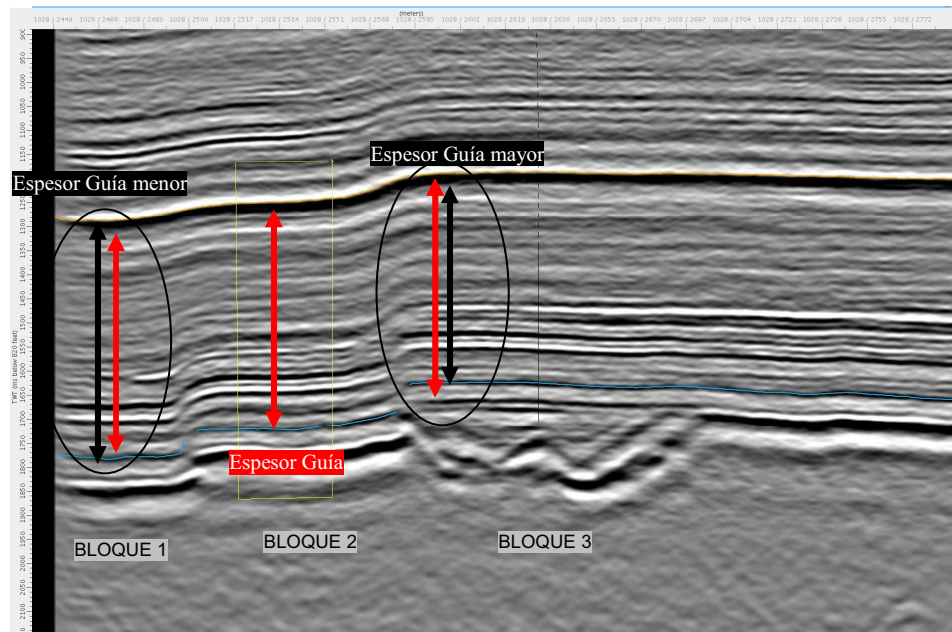


**Figura 5.10** TIME SLICE A 1 862 m. CON LOS PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES SECTOR ESTE Y PAÑACocha

Continuando con la Figura 5.10, en cuanto al “Horst X” podría pertenecer al Bloque 4, pero por falta de sísmica entre los volúmenes sísmicos no se puede hacer una mayor inferencia al respecto. El semigraben-“Z” aparece en la sísmica pero se encuentra en el borde del volumen lo que hace que su interpretación sea complicada y lo único que se puede definir es la existencia de un semigraben en esa zona.

Otro rasgo importante que demuestra el estado actual, producto de la inversión tectónica sufrida, fue que los bloques de basamento tienen un desnivel, es decir, el Bloque 1 resulta ser el más bajo y los bloques 3 y 4 son los de mayor altura,

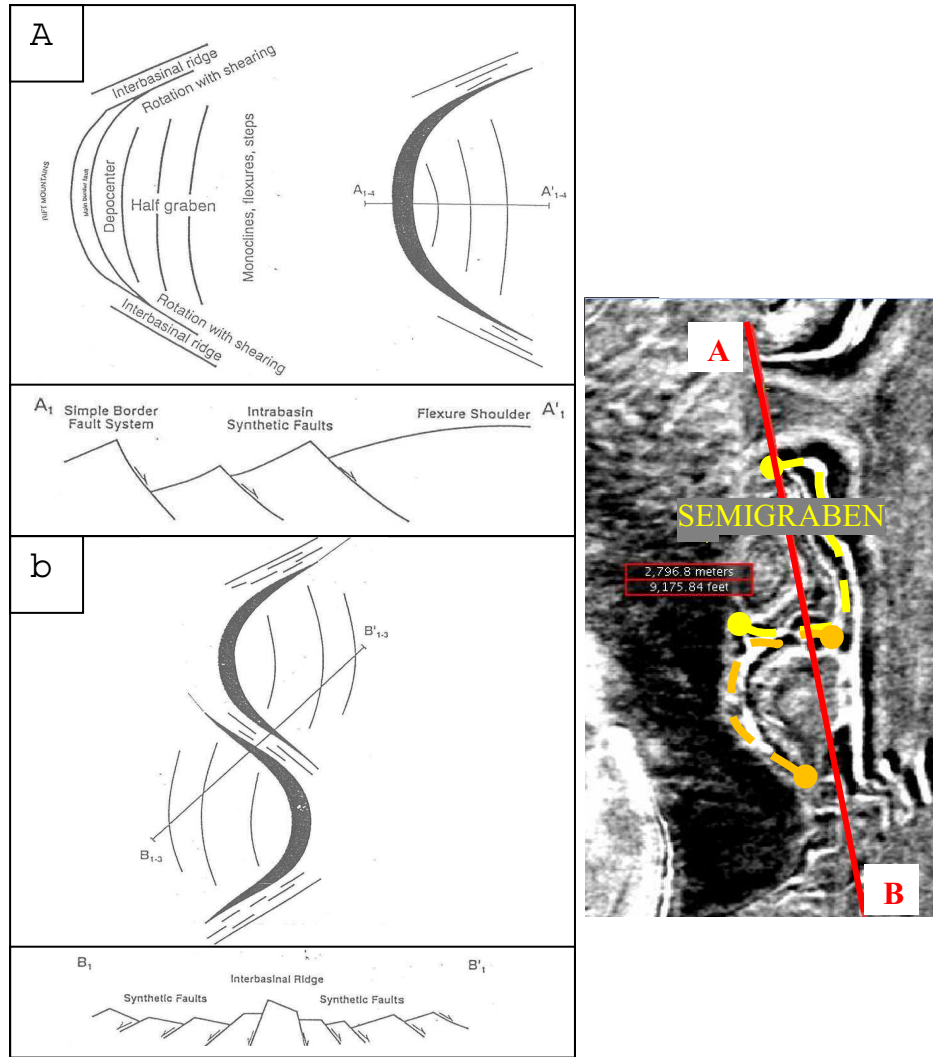
este rasgo es claro en las secciones. (Ver Figuras 5.2 – 5.8). Otra evidencia de este desnivel de los bloques de basamento y por ende evidencia de inversión tectónica posterior es que existe variación de espesores de los reflectores, correspondiéndoles un mayor espesor a los reflectores ubicados sobre los bloques más bajos y un espesor menor para los reflectores ubicados sobre los bloques levantados, estos reflectores corresponden a los reflectores que sirvieron como guía y pertenecen a la sección cretácica y terciaria. (Figura 5.11).



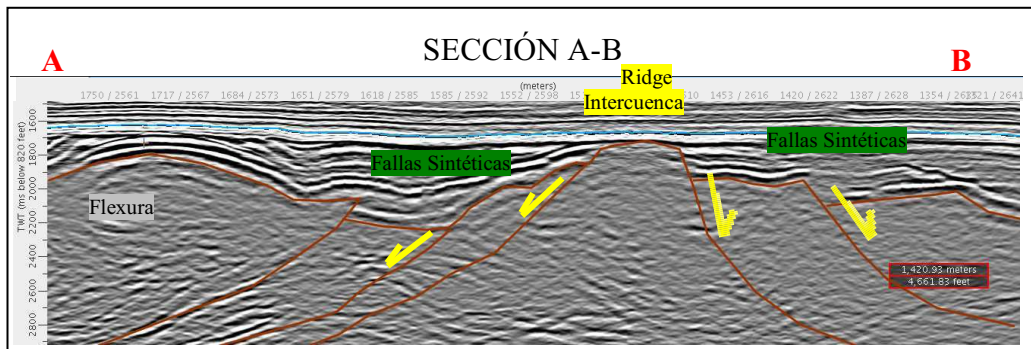
**Figura 5.11 VARIACIÓN DE ESPESOR EN REFLECTORES GUÍA LA SECCIÓN CRETÁCICA**  
En la figura se muestra como el espesor guía correspondiente al Bloque 2 al ser comparado con espesores en los otros dos bloques resulta ser menor con respecto al Bloque 1 y es mayor con respecto al Bloque 3 que además resulta ser el más alto de los tres

Este estilo tectónico por tanto involucra fallas lítricas asimétricas “*en echelon*” que se verticalizan en superficie y tienen un nivel de despeque en el basamento.

**5.2.1.2 Elementos Geométricos de Sistemas Extensionales de Fallas Identificados en Base a Datos Sísmicos en Tres Dimensiones**



(Rosendahl et al., 1986)



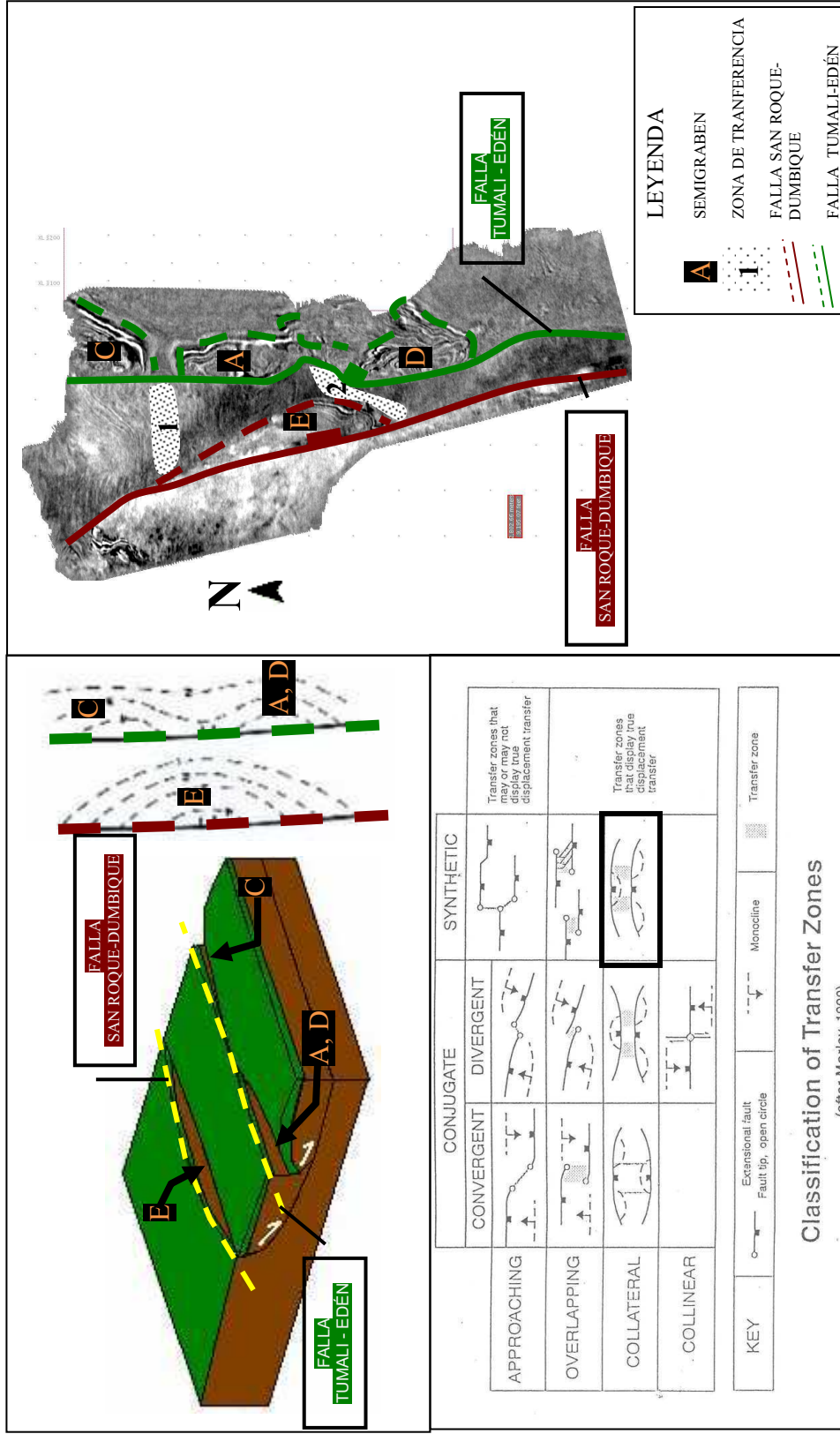
**Figura 5.12 SECCIÓN ASIMÉTRICA CARACTERÍSTICA DEL MODELO DE ROSENDAHL RECONOCIDA EN EL GRABEN A DEL SECTOR ESTE:** En la figura se muestra como el modelo teórico es aplicable a los rasgos hallados en el área de estudio

Mc. Clay (2000) señala que la geometría de un sistema extensional de fallas al ser analizado en tres dimensiones se tornará aún más compleja, de ahí que, de acuerdo a los datos con que se contó se hizo un análisis que permitió identificar algunos de los elementos que Mc. Clay menciona y se muestran a continuación.

En la Figura 5.12 se identificaron dentro del Semigraben-A, rasgos tanto en planta como en perfil. En la vista en planta el rasgo corresponde a semigrabenes que se están traslapando (Figura 5.12C). En la sección que atraviesa los semigrabenes que se están traslapando se observa un “*ridge*” intercuenca, fallas sintéticas y un desnivel de flexura (Figura 5.12 Sección A-B).

Lo observado en este sistema extensional es asociado con lo que Rosendahl (1986) identificó para un sistema de rift asimétrico dominado por semigrabenes. Definió como unidad básica un semigraben arquedo que genera una sección asimétrica característica (Figura 5.12A), la cual varía en casos donde los semigrabenes se traslapan (Figura 5.12B), por tanto, la Sección A-B de la Figura 5.12 constituye una variación de acuerdo a la manera en que los semigrabenes se están traslapando. Rosendahl sostiene que esta unidad básica al irse repitiendo a lo largo del rumbo que sigue la zona afectada por la extensión genera estructuras en tres dimensiones reconocibles en secciones sísmicas por los patrones que presentan, como se demuestra en las observaciones logradas en este trabajo en los sectores Este y Pañacocha.

“Entre los modelos de sistemas extensionales de fallas en 3D propuestos en décadas pasadas, un tema controversial es el de describir como la extensión es transmitida. Si lo hace mediante fallas de rumbo (conocidas también como enlaces duros) o si la transferencia del desplazamiento y cambios de polaridad a lo largo del rumbo de la falla ocurren debido a la existencia de zonas de acomodación y rampas de transferencia (conocidos como enlaces suaves).” Mc. Clay (2000)



**Figura 5.13** ZONA DE TRANSFERENCIA COLATERAL ASOCIADA CON FALLAS SINTÉTICAS EN EL SECTOR ESTE  
En la figura se muestra como la clasificación de Morley (1988) es aplicable a los rasgos hallados en el área de estudio

En el área de estudio específicamente en el Sector Este se determina que existen zonas de transferencia por las cuales la extensión es transmitida (Figura 5.13).

De manera general las dos zonas de transferencia identificadas corresponden de acuerdo con la clasificación de Morley (1988) a una Zona de Transferencia Colateral asociada a las fallas sintéticas San Roque-Dumbique y Tumali-Edén (Figura 5.13).

Se hace una diferencia entre las dos zonas de transferencia identificadas relacionada con la mayor complejidad que presenta la una respecto a la otra. Mientras la primera zona se considera como simple, la segunda zona se considera más compleja ya que está asociada a una rampa de transferencia.

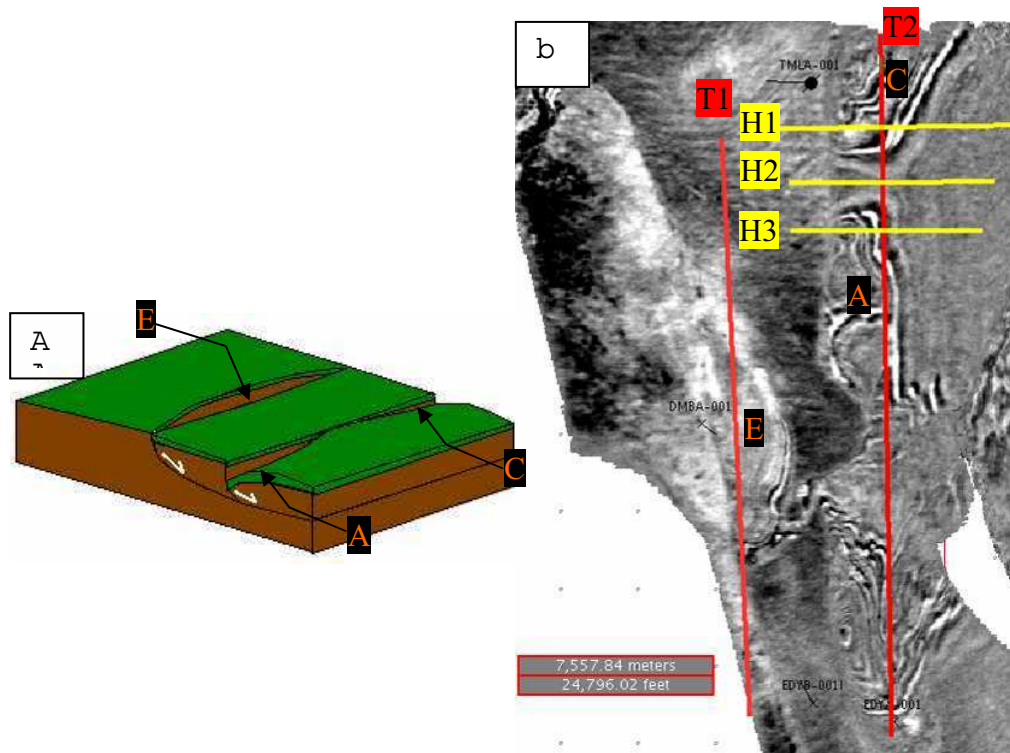
### **Zona de Transferencia 1: Zona de Transferencia Colateral Simple**

En este trabajo la primera zona de transferencia identificada involucra además de las fallas ya mencionadas a los semigrabenes A, C y E.

De acuerdo con Morley (1990) en tres dimensiones, una zona de transferencia colateral debería contar con una morfología como la mostrada en la Figura 5.14A. La evidencia de que en el área de estudio se encuentra una zona de transferencia se muestra en la serie de secciones transversales y longitudinales realizadas una vez que se identificó la zona de interés en planta (Figura 5.14B, 5.15)

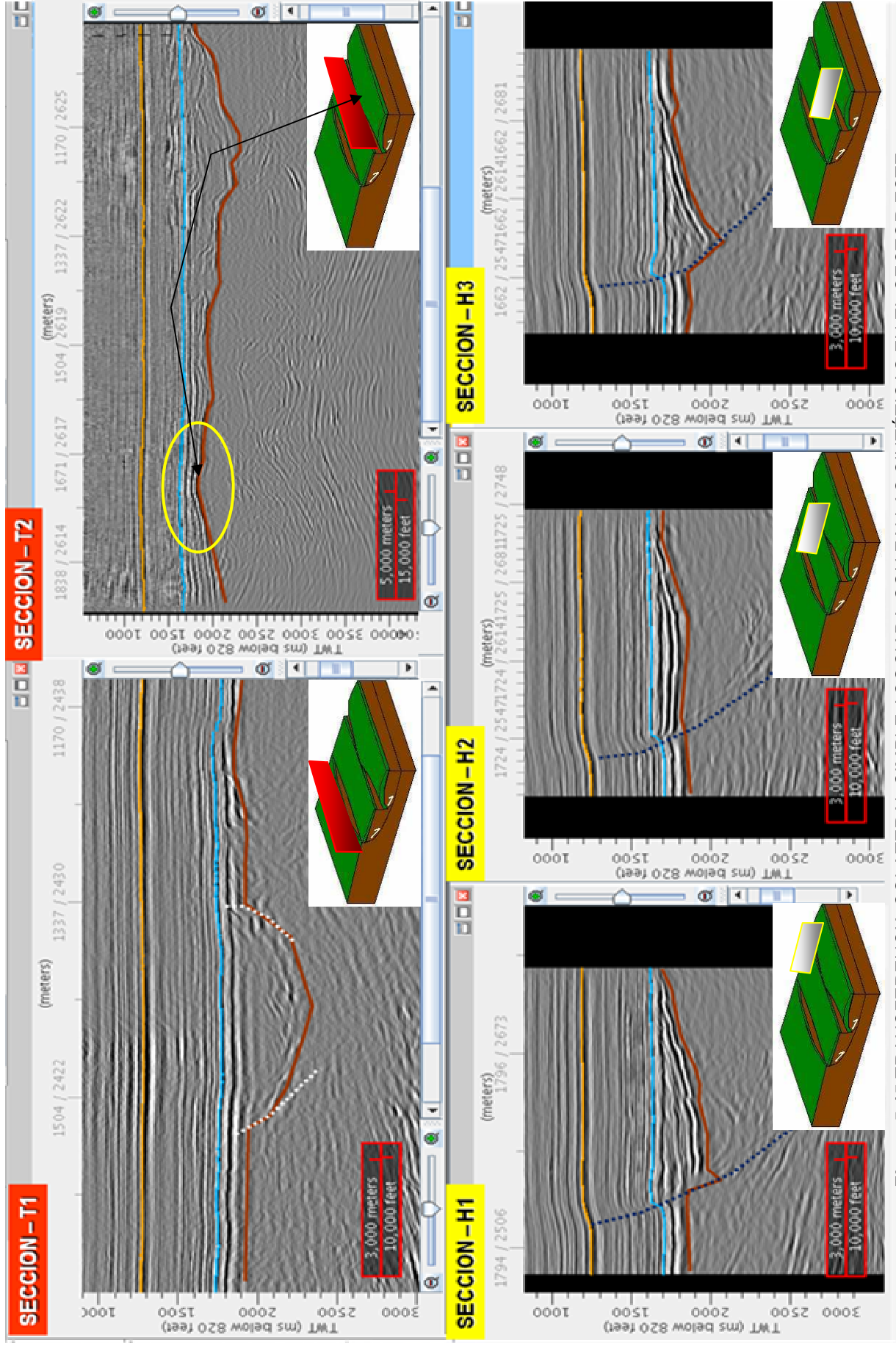
La Figura 5.15 muestra las secciones que atraviesan la zona de interés. Las secciones T1 y T2 muestran los semigrabenes involucrados, T1 muestra el Semigraben-E, T2 los semigrabenes A y C además se señala el alto de basamento que separa el uno del otro. Las secciones H1, H2 y H3, hacen énfasis en mostrar la morfología del alto de basamento que separa el Semigraben-A del Semigraben-C. La Sección H1 muestra la falla lítrica y al Semigraben-C, la Sección H2 muestra también la falla lítrica pero esta vez no se observa la existencia de un semigraben, mientras que en la Sección H3 que se ubica inmediatamente al Sur aparece además de las misma falla lítrica un nuevo

semigraben al que en este trabajo se ha denominado como Semigraben-A. Así se estaría confirmando la existencia de una zona de transferencia en el Sector Este y la cual cumple con la morfología propuesta por Morley (1990) para una zona de transferencia colateral.



**Figura 5.14 ZONA DE TRANSFERENCIA COLATERAL SIMPLE EN EL SECTOR ESTE**

- A) Modelo en tres dimensiones de la apariencia de una zona de transferencia colateral (Modificado de Morley et al., 1990)
- B) Vista en planta de secciones transversales y longitudinales que atraviesan los rasgos identificados y que corresponden a la primera zona de transferencia identificada.



**Figura 5.15** TRANSFERENCIA COLATERAL SIMPLE ASOCIADA CON FALLAS SINTÉTICAS EN EL SECTOR ESTE  
 En la figura se muestra como la clasificación de Morley (1988) es aplicable a los rasgos hallados en el área de estudio



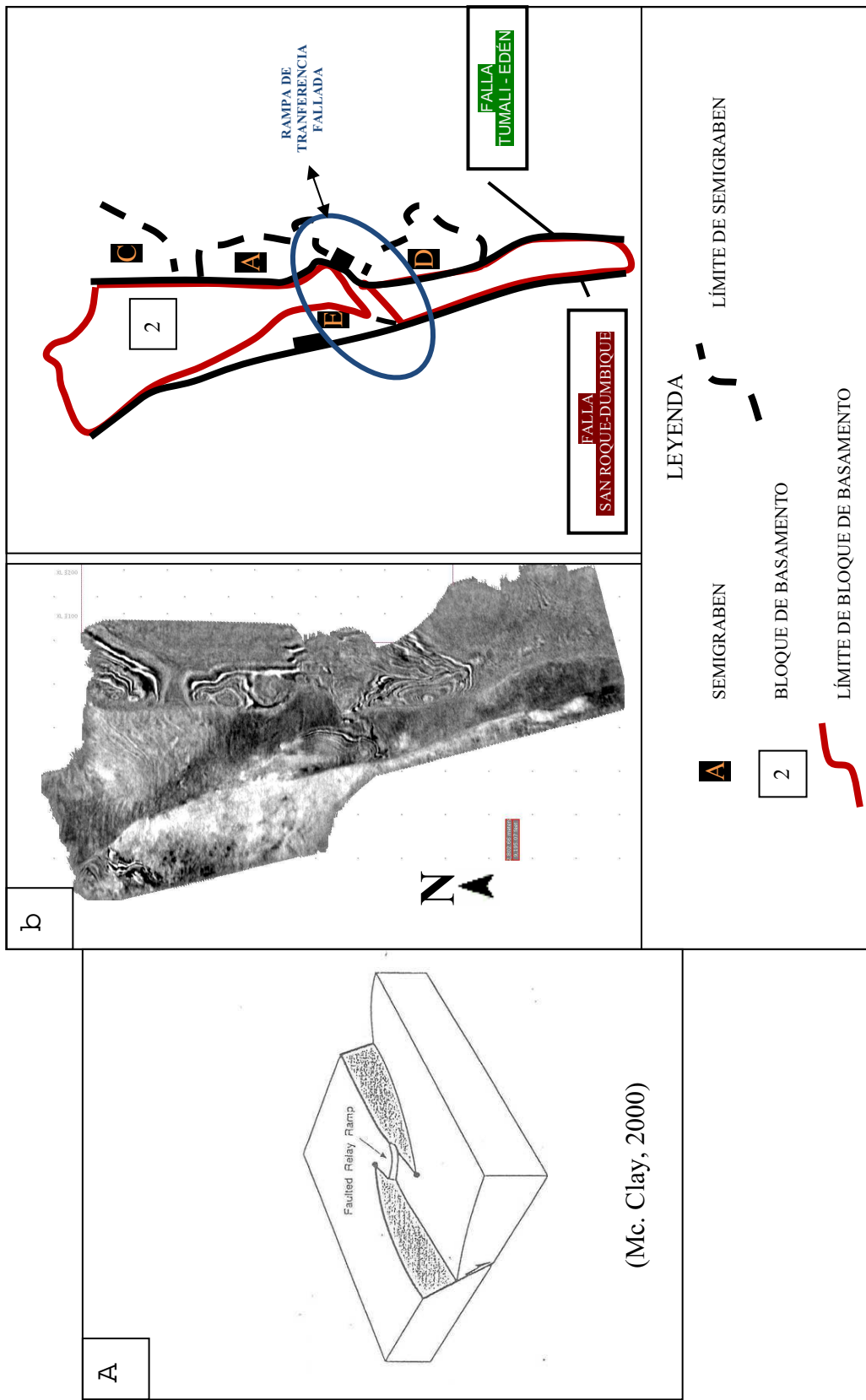
## **Zona de Transferencia 2: Rampa de Transferencia Fallada**

Como se mencionó anteriormente la segunda zona de transferencia envuelve una mayor complejidad. En esta zona se identificó una rampa de transferencia. De acuerdo con Mc. Clay (2000) estas rampas se forman a partir de un par de fallas de geometría elíptica que se traslaparon y en la zona donde se traslapan tiene lugar la formación de esta rampa, pero si aumenta el desplazamiento en ambas fallas, los esfuerzos en la rampa se incrementan permitiendo la formación de fallas que la atraviesan y provocan finalmente la ruptura de la misma (Figura 5.16A).

Es lo que en este trabajo se ha interpretado como la posible explicación del rasgo que presenta el bloque 2 de basamento el cual claramente se presenta en 2 fragmentos, rodeados por semigrabenes (Ver Figuras 5.2, 5.5 - 5.8, 5.10, 5.16B).

En diferentes secciones transversales y perpendiculares observadas enfocándonos solo en este rasgo se ha podido comprobar que tal como se presenta en la Figura 5.4, existen bloques de basamento desmoronado a lo largo de la Zona de Transferencia 2, evidenciando la presencia de esta rampa de transferencia en la zona.

Por tanto como resultado de las todas las observaciones realizadas en los párrafos anteriores es posible definir que la extensión a la que fue sometida el área de estudio se transmitió mediante los denominados enlaces suaves.



**Figura 5.16 RAMPA DE TRANSFERENCIA EN EL SECTOR ESTE**  
 A) Rampa de Transferencia Fallada (Tomado de Mc. Clay, 2000) B) Interpretación de Rampa de Transferencia en el Sector Este.

### 5.2.1.3 Familia de Fallas 2: Sistema Conjugado de Fallas de Rumbo

Empleando el volumen que muestra dos atributos sísmicos al mismo tiempo (amplitud y semblanza) y una vez señalados los rasgos anómalos se procede a identificar lineamientos e interpretar fallas como se indicó en el capítulo anterior. A continuación se muestran cada uno de los elementos estructurales identificados con la respectiva interpretación.

En la Figura 5.6 se observaron en perfil que los sedimentos de relleno de los semigrabenes tenían fallas cuyo sentido de movimiento no era claro. Además del movimiento del Semigraben-A respecto al Semigraben-D, al igual que los fragmentos del Bloque 2 del basamento en la Figura 5.16. A continuación en el “time slice” a 1 862 m de la Figura 5.17, en efecto se observan en planta ciertos rasgos que llaman la atención y que se han interpretado como se muestra a continuación.

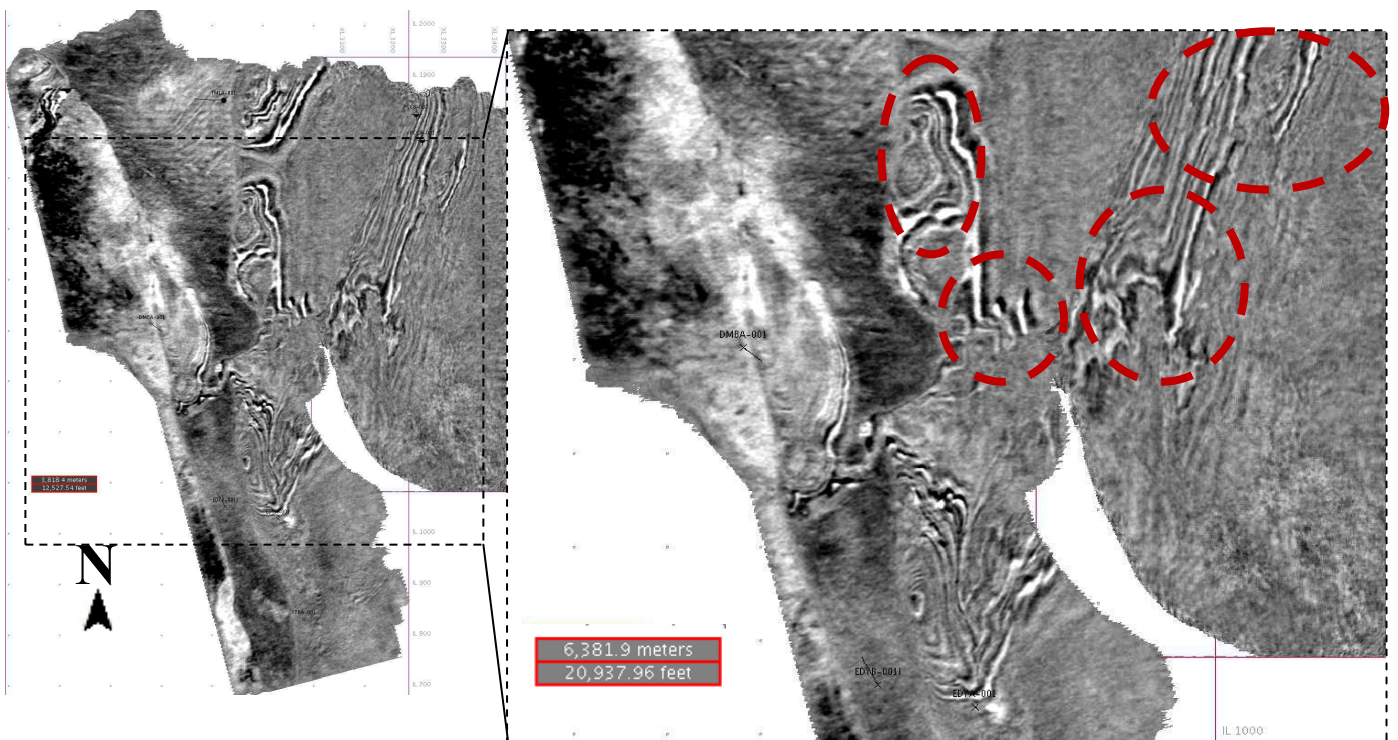
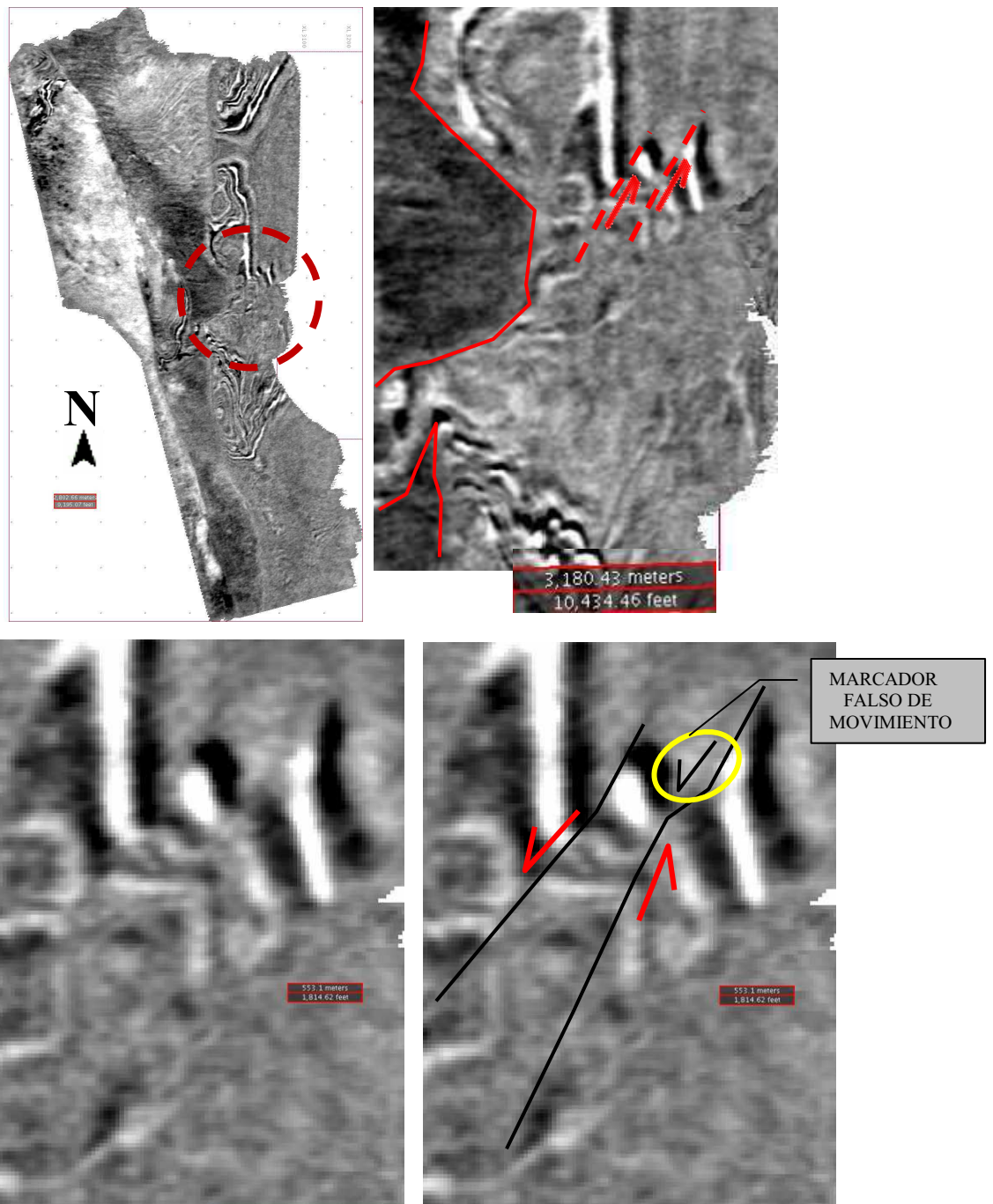


Figura 5.17 EVIDENCIA DE RASGOS ANÓMALOS EN “TIME SLICE” A 1 862 m

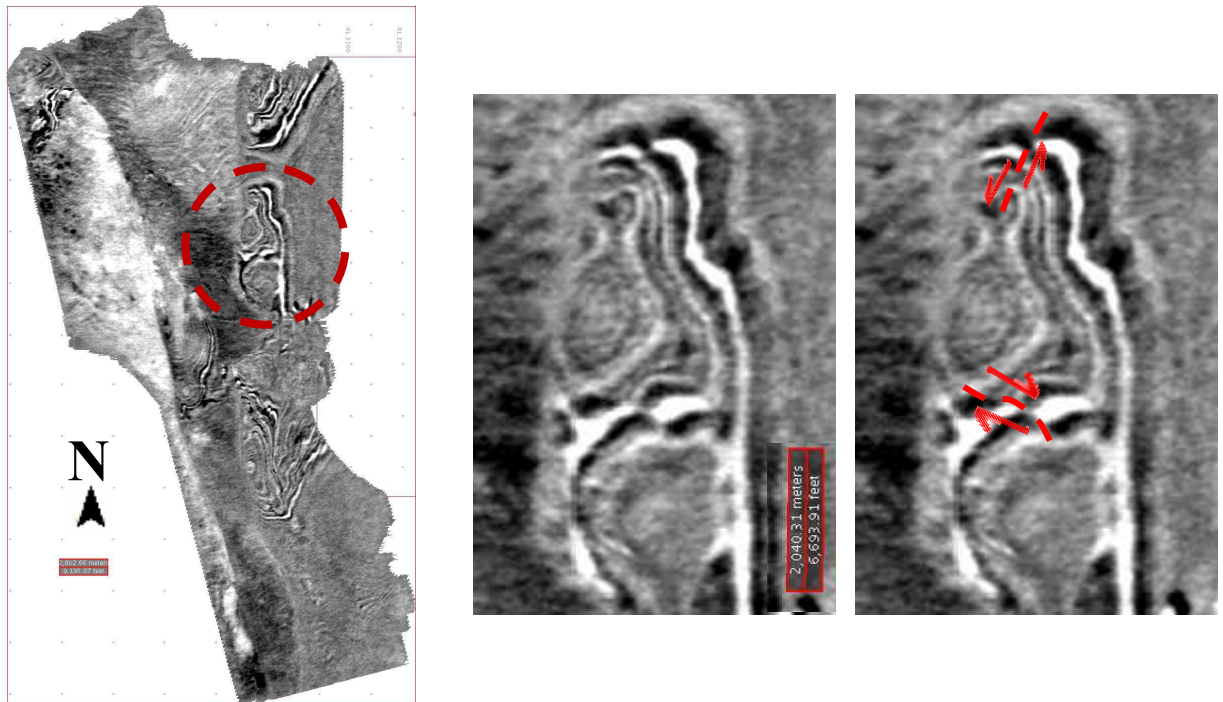
## Sector Este

Los rasgos reconocidos son los siguientes: En la Figura 5.18a se evidencian fallas transcurrentes, el marcador de movimiento de la falla que corresponde al movimiento relativo de los reflectores es complejo de designar, sin embargo, discriminando con cuidado el marcador falso de movimiento se logra determinar que una falla transcurrente dextral ha funcionado como lo evidencia el movimiento de los reflectores.



**Figura 5.18a EVIDENCIA DE FALLA TRANSCURRENTE DEXTRAL**

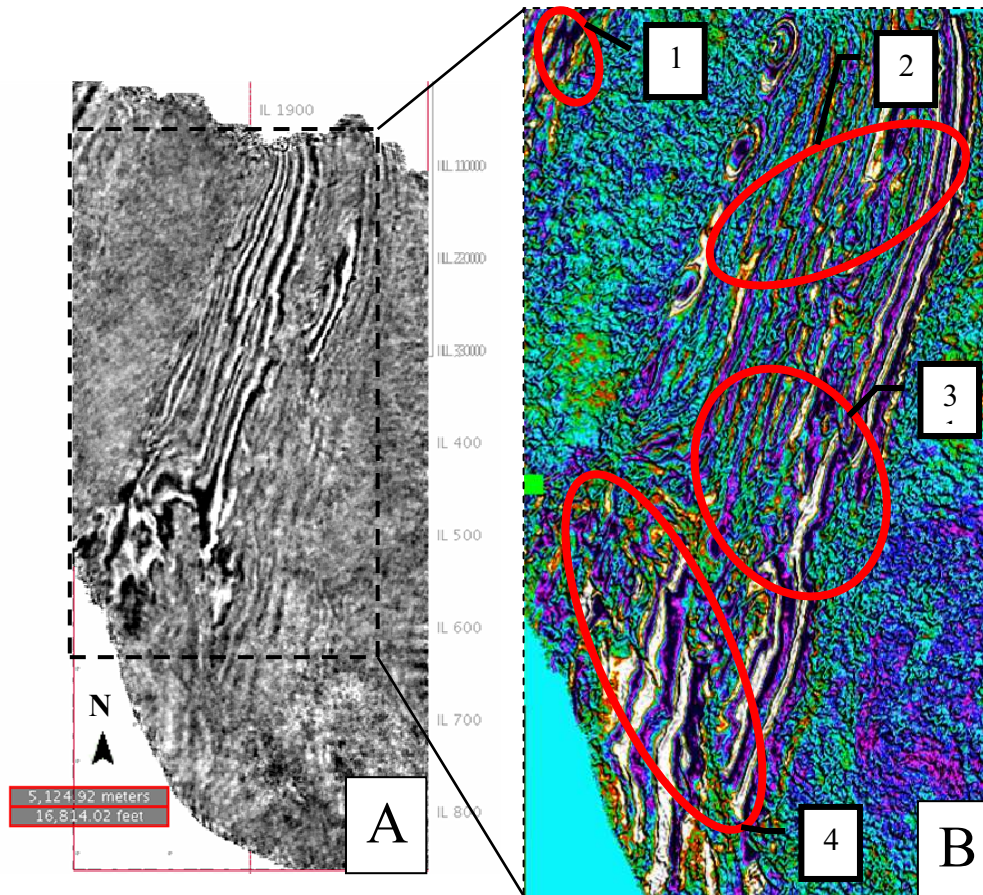
En la Figura 5.18b se evidencian fallas transcurrentes expresadas en el movimiento de los reflectores, tal como se muestra en la figura. La falla superior es una falla transcurrente sinistral, mientras que, la falla inferior es una falla transcurrente dextral.



**Figura 5.18b** EVIDENCIA TRES Y CUATRO DE FALLA TRANSCURRENTE

**Sector Pañacocha:**

En el sector de Pañacocha con los datos sísmicos disponibles también fue posible identificar fallas de rumbo. (Figura 5.19)



**Figura 5.19** EVIDENCIA DE RASGOS ANÓMALOS EN “TIME SLICE” A 1 862 m. SECTOR PAÑACOCHA  
A) Volumen de Amplitudes B) Volumen combinado de atributos (Amplitud y Semblanza)

En la Figura 5.20a tenemos como evidencia el claro desplazamiento de un reflector de amplitud positiva, evidenciando de esta manera una falla transcurrente dextral.

En las Figuras 5.20b, c y d se muestran evidencias de fallas transcurrentes tanto en sentido dextral como sinistral, los marcadores de movimiento de la falla en estas tres figuras son los mismos y corresponden al movimiento relativo de los reflectores y a las marcas de arrastre las cuales están resaltadas en las figuras

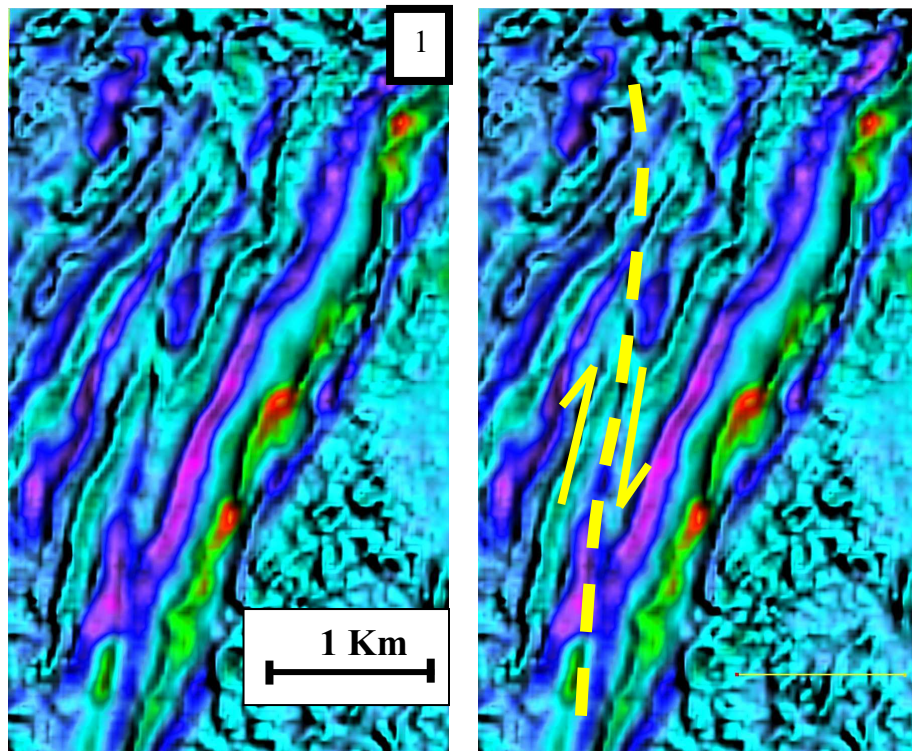


Figura 5.20a EVIDENCIA UNO DE FALLA TRANSCURRENTE DEXTRAL EN EL SECTOR PAÑACOCHA

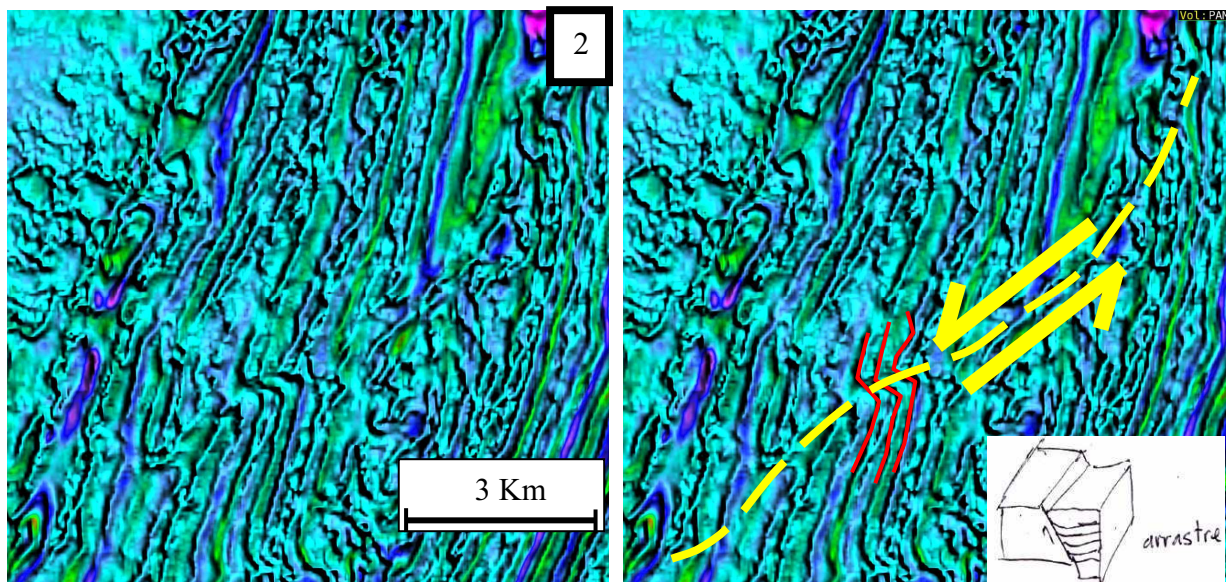
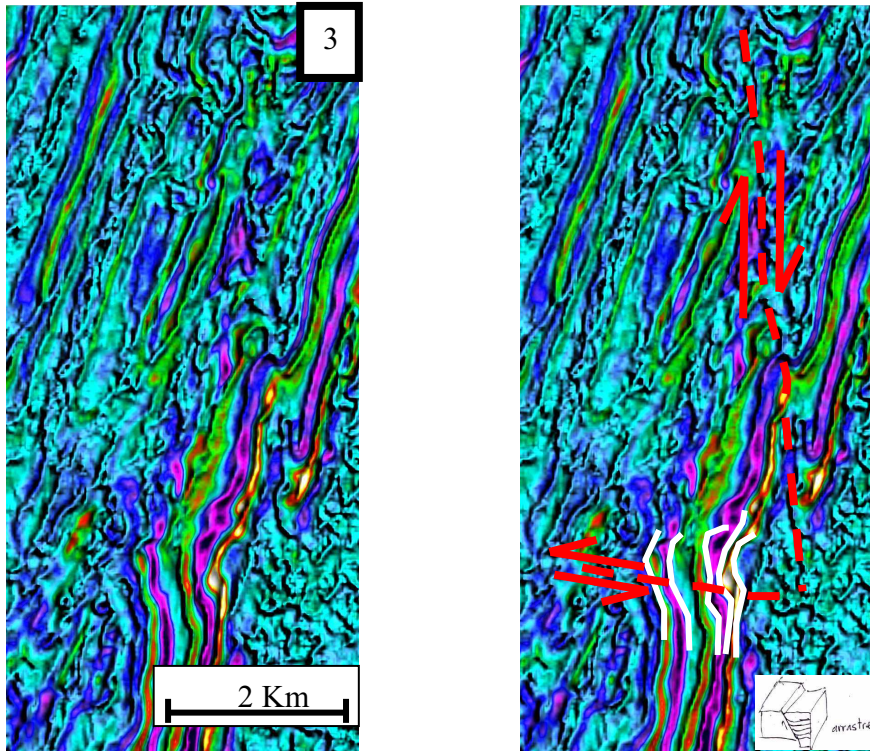
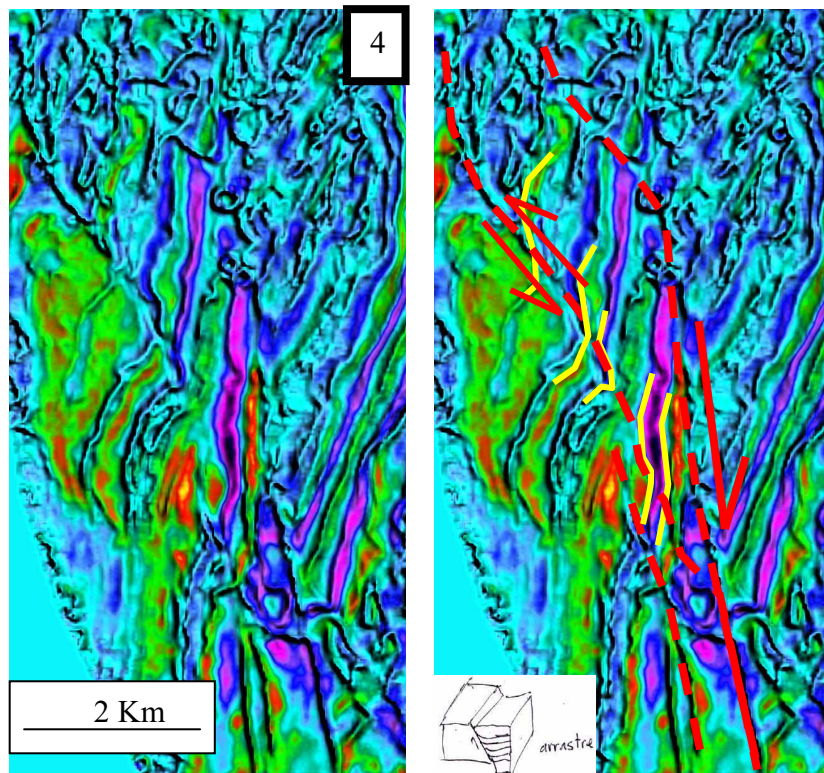


Figura 5.20b EVIDENCIA UNO DE FALLA TRANSCURRENTE SINISTRAL EN EL SECTOR PAÑACOCHA:  
Las marcas de arrastre corresponden a las líneas de color rojo.



**Figura 5.20c** EVIDENCIA DE FALLAS TRANSCURRENTES EN EL SECTOR PAÑACocha:  
Las marcas de arrastre corresponden a las líneas de color blanco.



**Figura 5.20d** EVIDENCIA DOS DE FALLA TRANSCURRENTES DEXTRAL EN EL SECTOR PAÑACocha:  
Las marcas de arrastre corresponden a las líneas de color amarillo.



De acuerdo con Martínez (2003) los marcadores de arrastre ocurren en zonas de cizalla que presentan un comportamiento transicional, es decir, un comportamiento frágil dúctil a la vez. En donde la falla es la respuesta frágil a la aplicación del esfuerzo, mientras que, el arrastre o pliegue que en este caso afecta a ambos lados de la roca es la respuesta dúctil a la aplicación de esfuerzos. Cabe recalcar que de acuerdo al autor este comportamiento transicional es más común en rocas que pueden sufrir disolución por presión como calizas y cuarcitas.

Resumiendo e integrando los marcadores de movimiento, se definió una segunda familia de fallas. Es un sistema conjugado de fallas de rumbo, el cual se logra integrar como tal al observar las fallas de los sectores Este y Pañacocha en conjunto (Figura 5.21). Así se explica el hecho de tener fallas tanto dextrales en ciertos casos como sinestrales en otros.

Se ha definido además que la Familia 2 de fallas es posterior a la Familia 1 de fallas definida en líneas anteriores. La evidencia que demuestra que la Familia 2 de fallas es posterior a la Familia 1 es que afecta solamente a las facies sísmicas de relleno de los semigrabenos como se muestra en la Figura 5.6B, en donde se observa que las fallas no afectan ni al basamento ni a la sección cretácico-terciaria.

La Familia 2 de fallas, en este trabajo se atribuye a un comportamiento típico demostrado con el experimento de Riedel (Figura 5.22), el cual imita el movimiento de una falla de desgarre de basamento (corresponde a los bloques rígidos) y la creación de una zona de cizalla en la cobertera (la arcilla – zona dúctil). En donde tenemos la formación de un sistema completo de fracturas.

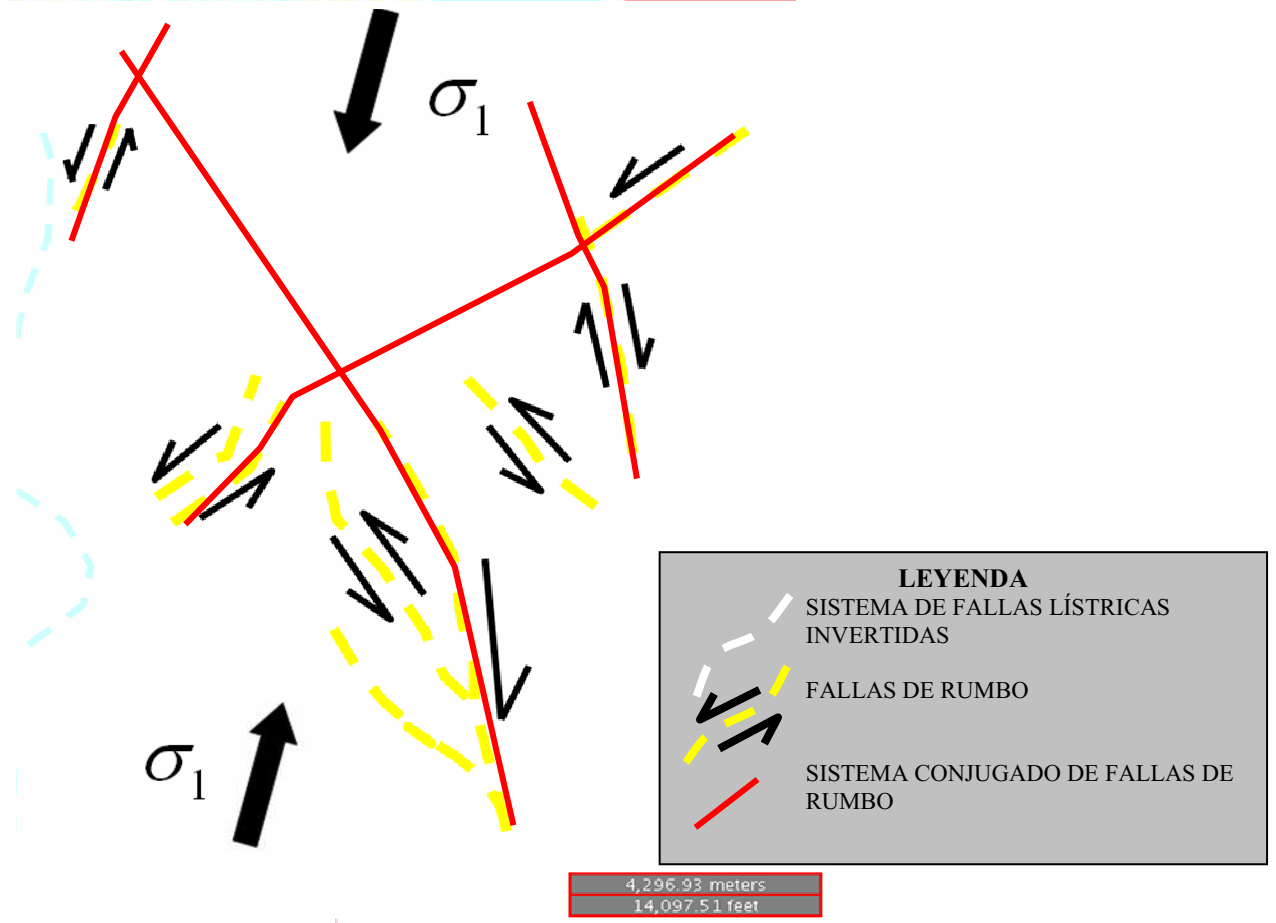
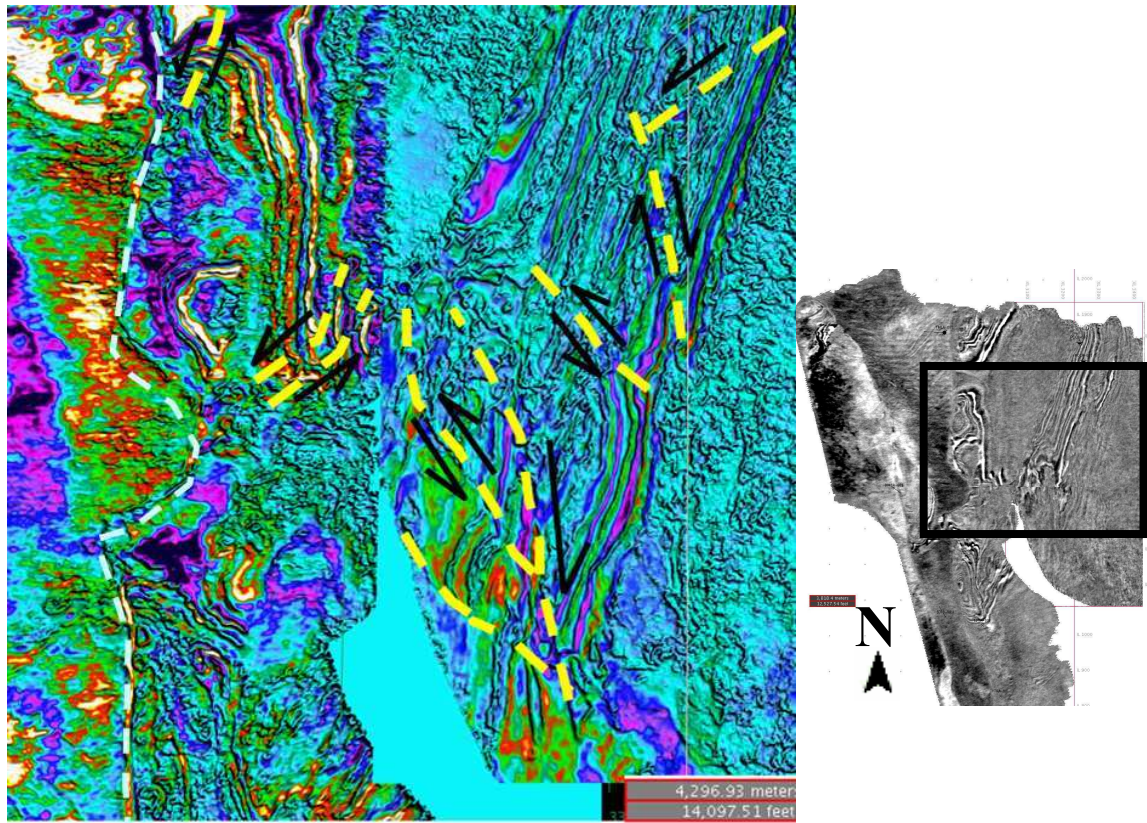
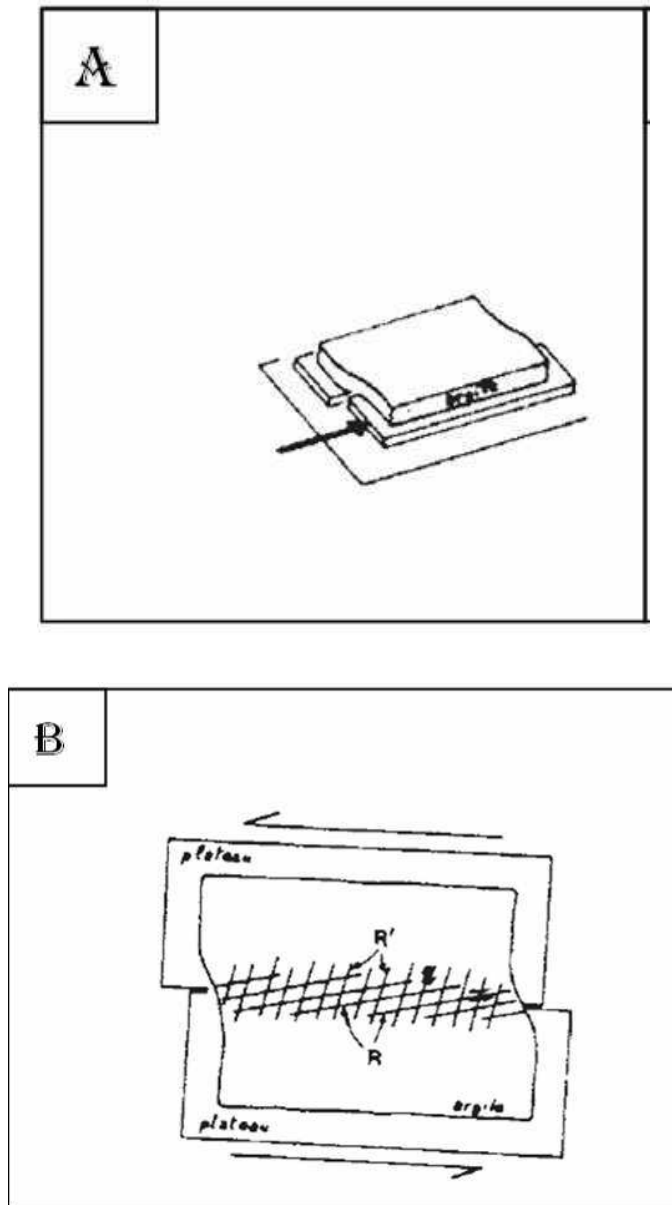


Figura 5.21 SISTEMA CONJUGADO DE FALLAS TRANSCURRENTES SECTOR ESTE - PAÑACOCHA:



**Figura 5.22** EXPERIMENTO DE RIEDEL (Tomado de Martínez, 2003) A) Movimiento de bloques rígidos que afectan a los sedimentos de la cobertera B) Sistema completo de fracturas formadas los sedimentos de la cobertera.

### 5.2.2 Sector Oeste

En este sector a pesar de no contar con la misma calidad de datos y de que la interpretación se limita al no poder realizar un análisis tan detallado como en los dos sectores anteriores, se pudieron revisar varias secciones que lograron dar

una idea clara acerca del estilo tectónico predominante en el área. A continuación en la Figura 5.23 se presenta la sección que se considera muestra mejor los elementos estructurales interpretados en el Sector Oeste del Bloque 15.

En el perfil se observan dos estilos tectónicos diferentes, cada uno marca su inicio con una de las fallas principales que constan en el gráfico, el primero de los estilos parte de la falla Pañayacu hacia el Este, mientras que el segundo estilo abarca la familia de fallas ubicada a partir de la falla Palmar hacia el Oeste

### **Falla Pañayacu**

Es una falla lístrica de piel gruesa, de rumbo NS con buzamiento hacia el Este. Es una falla antigua de tipo normal y que actualmente actúa como falla inversa. En la sección limita un bloque de basamento que buza hacia el este. La falla se reactiva a lo largo de todo el trazo de falla. El punto más alto que presenta la falla se ubica a los 1 716 m. Es decir que habría funcionado por última vez a finales de Cretácico – inicios del Terciario antes de que la Fm. Tiyuyacu se deposite. Esta falla marca el inicio de un estilo tectónico que involucra fallas lístricas “*en echelon*” que se verticalizan en superficie y tienen un nivel de despegue.

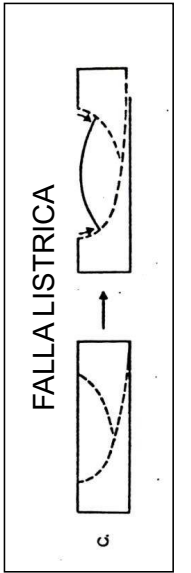
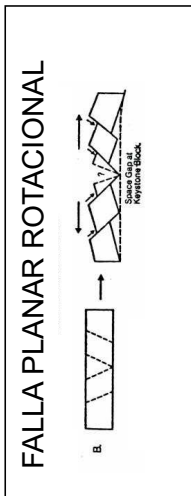
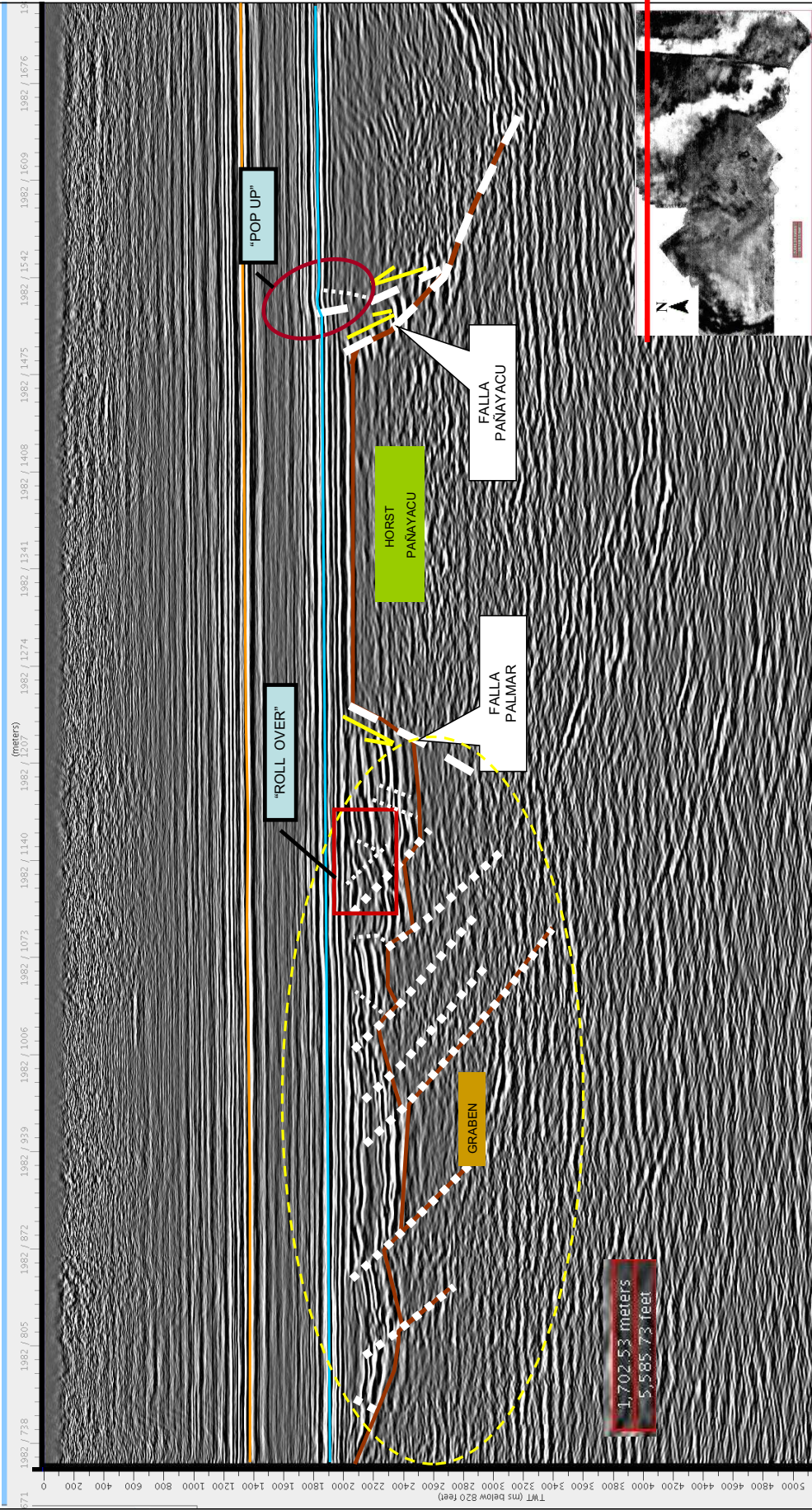
### **Falla Palmar**

Es una falla planar de piel gruesa con una pequeña componente rotacional que tiene un nivel de despegue en el basamento. Esta geometría implica de acuerdo con Mc. Clay (2000) que tanto la extensión como la rotación operan juntas en la falla. La Falla Palmar es una falla antigua de tipo normal actualmente invertida de rumbo NS a NO con buzamiento hacia el Oeste.

**Figura 5.23 SECCIÓN O-E N°1 PARA EL SECTOR OESTE**

**O**

**E**



**LEYENDA**

- TOPE TIYUYACU
- TOPE ARENISCA U SUPERIOR
- TOPE BASAMENTO

En las secciones revisadas la falla no presenta estructuras como los “pop up” que indiquen que haya sufrido de inversión, en este caso el rasgo que permite identificar la inversión es el arqueamiento y levantamiento de los bloques internos de basamento de vergencia variable que conforman el graben como se resalta en el círculo de color amarillo de la figura. El punto más alto que presenta la falla se ubica a los 2 000 m. Es decir que habría funcionado a inicios del Cretácico. Esta falla marca el inicio de un estilo estructural distinto al anterior, el cual está conformado por fallas planares, que tienen una pequeña componente rotacional y que además presentan pliegues de tipo “roll over”, visibles en los sedimentos que rellenan el graben.

En la Figura 5.24 constan los rasgos estructurales interpretados en el Sector Oeste en base a datos sísmicos a los que se tuvo acceso.

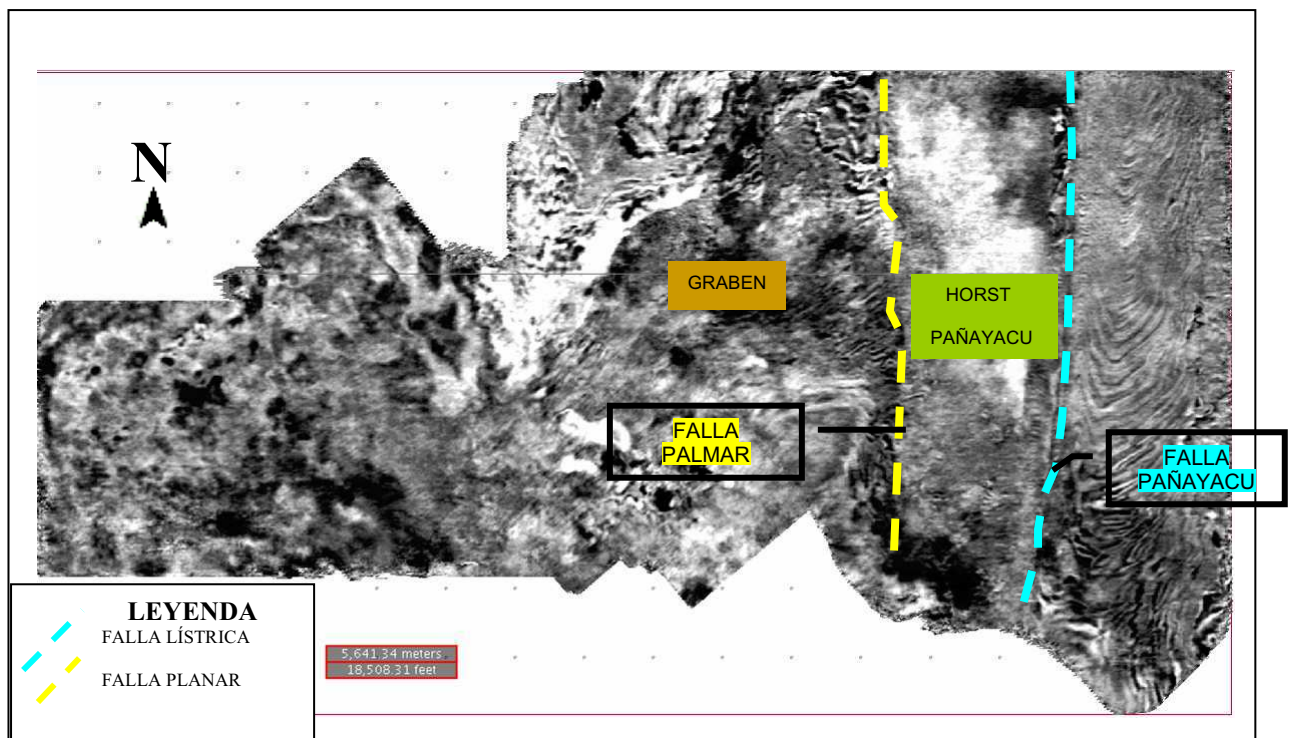
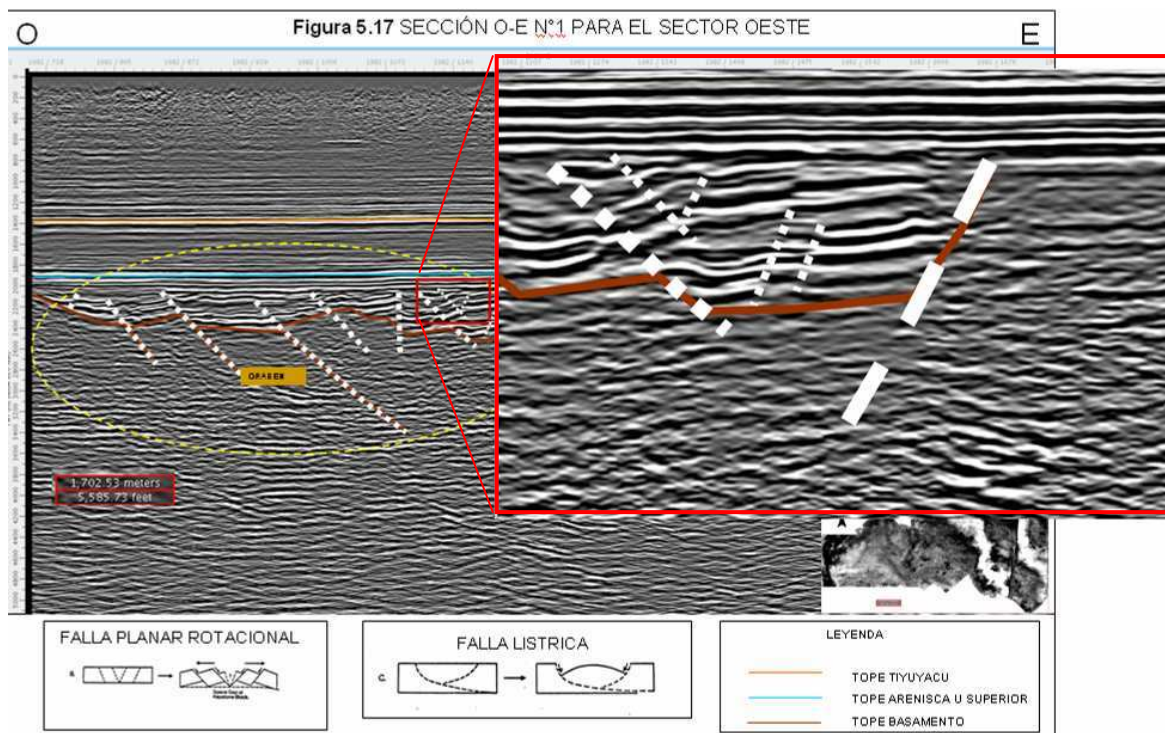


Figura 5.24 TIME SLICE A 2 042 m  
CON LOS PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES SECTOR OESTE

Los rasgos estructurales definidos para este sector serían contemporáneos con la familia de fallas lítricas asimétricas invertidas que fueron interpretadas en el

Sector Este y Pañacocha, debido a que presentan también la configuración propia de régimen extensivo de esfuerzos conformada por “horst” y semigrabenes, sin embargo, lo que es claro es que en la sección tenemos dos estilos tectónicos distintos, los cuales prácticamente estarían separados por el “Horst” Pañayacu, que marcaría el límite entre dos estilos estructurales distintos.

El estilo ubicado hacia el Oeste del “horst” corresponde a fallas planares de piel gruesa con una pequeña componente rotacional que tienen un nivel de despegue en el basamento, mientras que, el estilo hacia el Este del “horst” involucra fallas listricas “en echelon” que se verticalizan en superficie y tienen un nivel de despegue en el basamento.



**Figura 5.25** FALLAS EN SEDIMENTOS DE RELLENO DE GRABEN – SECTOR OESTE

En el Sector Oeste, es limitado el trabajo por la calidad de datos sísmicos con que se cuenta. Sin embargo y debido a lo interpretado, en la Figura 5.23 se puede ver que el patrón observado es el mismo al del Sector Este y Pañacocha, que muestra fallas que ocurren dentro de los sedimentos que rellenan el graben y que

probablemente podrían corresponder a la Familia 2 de fallas explicado en párrafos anteriores, y que por la limitación de datos en este sector no se puede inferir más allá (Figura 5.25).

Con el contexto estructural bien definido fue posible interpretar los horizontes Tope Basamento, Facies 1, Facies 2, a partir de los cuales se pudieron obtener los mapas en tiempo que sumados al mapa en tiempo del horizonte Discordancia Precretácico-Cretácica – Tope Facies suman un total de cuatro mapas en tiempo que constan en los anexos.



### **5.3 *EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA, ESTILOS TECTÓNICOS Y ETAPAS DE DEFORMACIÓN PROPUESTAS PARA LA SECUENCIA PRECRETÁCICA DENTRO DEL BLOQUE 15***

#### **5.3.1 Secuencias Implicadas en la Deformación**

#### **PRECÁMBRICO – PALEOZOICO**

En la Cuenca Oriente las formaciones que corresponden con estas edades son: Basamento de edad Precámbrica y las formaciones Pumbuiza y Macuma de edad Paleozoica. En este estudio lo que se ha logrado para la caracterización en base a los datos disponibles es identificar la facies sísmica que de acuerdo con las características que presentan los reflectores podría corresponder a estas formaciones. En el Capítulo 4 se presentan las características de los reflectores que componen cada una de las facies sísmicas, de las cuales citamos aquellas que hemos considerado la razón principal para asociar dichos reflectores con estas formaciones (Figura 5.26).

La Facies Caótica identificada en este trabajo fue asociada con el basamento, sin bien es cierto de acuerdo con Mitchum (1977) el basamento debería presentarse como una facies sin reflexión ya que así se presentan las rocas ígneas, hay que recordar que de acuerdo con los datos bibliográficos (Ver Capítulo 2) la litología del basamento presenta también rocas metamórficas, las cuales presentan planos de esquistosidad que son discontinuidades y en la sísmica pueden provocar una respuesta semejante a la que se da en los sedimentos debido a su estratificación, sin embargo, la respuesta no es tan clara como en los sedimentos lo que finalmente resulta en una reflexión caótica como una respuesta general de esta facies. A estos detalles se suma el hecho de que el basamento ha sido altamente perturbado por ciclos orogénicos (Ver Capítulo 2), lo cual generó gran cantidad de fallas y en fin lo perturbó, y de acuerdo con la teoría este fenómeno debe presentar una respuesta caótica en la sísmica, añadiendo así argumentos que

permiten relacionar en este trabajo a la Facies Sísmica Caótica con el Basamento Precámbrico.

La Facies Sísmica 1 identificada en este trabajo fue asociada con las formaciones Pumbuiza y Macuma por las siguientes razones: los reflectores de la Facies Sísmica 1 pueden asociarse con depósitos de estratos de igual espesor, que sugieren tasas uniformes de sedimentación y acomodación en ambientes de plataforma que subsiden de manera uniforme y en cuencas aplanadas estables de acuerdo con Mitchum (1977) por tanto y revisando los datos bibliográficos del Capítulo 2, la formaciones de Pumbuiza y Macuma corresponden en base a la asociación de fósiles hallada a ambientes marino de plataforma continental la primera, mientras que, la segunda corresponde a una plataforma calcárea marino somera, de un ambiente cálido y pobremente oxigenado a anóxico, de baja energía (Tschoop, 1953; Suárez y Ordóñez, 2007).

En base a tales argumentos, en este trabajo se interpreta y asocia la Facies Sísmica 1 con las formaciones Pumbuiza y Macuma.

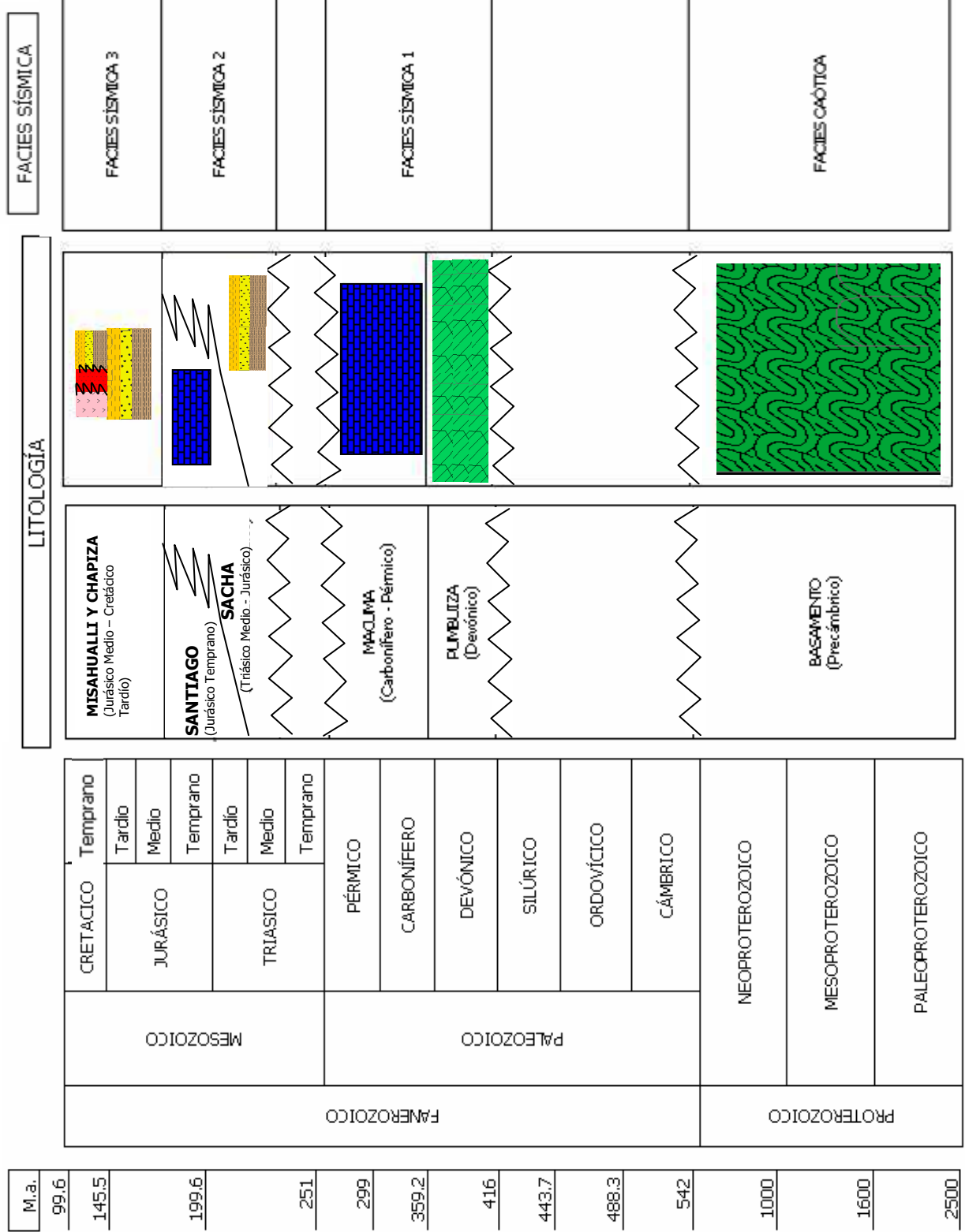


Figura 5.26 COLUMNA DE CORRESPONDENCIA LITOLÓGICA – FACIES SÍSMICA PARA FORMACIONES DE EDAD PRECRETÁCICA

## **TRIÁSICO - JURÁSICO TEMPRANO**

En la Cuenca Oriente las formaciones que corresponden con estas edades son: La denominada Formación Sacha de edad Triásico medio - Jurásico y la Formación Santiago de edad Jurásico temprano. En este estudio se ha identificado la facies sísmica que de acuerdo con las características que presentan los reflectores podría corresponder a estas formaciones, de las cuales citamos aquellas que hemos considerado la razón principal para asociar dichos reflectores con estas formaciones (Figura 5.26).

De acuerdo con la bibliografía (Ver Capítulo 2) la Formación Sacha fue depositada en un ambiente continental, probablemente, en un ambiente árido, y en una etapa sin-rift donde la evolución de los procesos extensivos conduce a una fracturación muy destacada de la corteza, mediante fracturas lítricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de corteza, con desarrollo de semi-graben, pero que posteriormente, afectan a los bloques previos, configurando una depresión central con desarrollo en grabenes de los cuales esta formación constituye el relleno a lo largo de la parte más oriental de la cuenca. (Rivadeneira y Sánchez, 1989, Christophoul, 1999; Baby et al., 2004). Mientras que, en la Formación Santiago los sedimentos fueron depositados en una cuenca extensiva con una conexión al mar y de restringida circulación (Pindell y Tabbutt, 1995). De acuerdo con Christophoul (1999) y Díaz et al., (2000), la formación se depositó durante la apertura de un rift intracratónico, el cual ocurrió hace 221-180 Ma, explica la presencia de fallas normales de alto ángulo, graben, y semigraben observados en perfiles sísmicos, además, de la ocurrencia de basaltos calcoalinos y toleíticos en la parte superior la formación. (Romeuf et al., 1997; Gaibor et al., 2008).

En este trabajo los reflectores identificados como Facies Sísmica 2 de acuerdo con Mitchum (1977) pueden asociarse tanto a depósitos de una cuenca con rápida subsidencia como a depósitos marinos con bajo suministro de sedimentos, lo que prácticamente estaría contemplando las dos posibilidades que equivalen a las dos formaciones en mención.

La primera posibilidad contempla lo que quizá se debe a la subsidencia producto del régimen extensivo responsable de la formación del “rift”, lo que resultó en erosión y una mayor cantidad de sedimentos que más tarde se convertirían en el relleno de los espacios generados (graben, semigraben), mientras que, la segunda posibilidad contempla a los sedimentos que se depositados en una cuenca extensiva con conexión al mar y de restringida circulación lo que limitaría el aporte de sedimentos.

Otro argumento que permite asociar los reflectores de esta facies sísmica con las formaciones en cuestión es la disposición que presentan los reflectores. Los reflectores presentan variación en su espesor como se observa en los “*onlap*” que forman al chocar con la Facies Sísmica 1, lo que se puede interpretar como que esta secuencia corresponde a una secuencia Sin-rift, la cual y de acuerdo con la bibliografía (Ver Capítulo 2), tal secuencia sintectónica corresponde precisamente con la Formación Santiago como con la Formación Sacha.

En base a tales argumentos, en este trabajo se interpreta y asocia la Facies Sísmica 2 con las formaciones Sacha y Santiago, sin embargo, y para hacer una clara discriminación de a cual de las dos formaciones corresponden estos reflectores es necesario un dato de mayor peso, que corresponde a la perforación de un pozo en la zona.

## **JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO**

En la Cuenca Oriente las formaciones dentro de este rango de tiempo son: la Formación Chapiza y la Formación Misahuallí. En este estudio se ha identificado la facies sísmica que de acuerdo con las características que presentan los reflectores podrían corresponder a la Formación Chapiza, de la cual citamos aquella que hemos considerado la razón principal para asociar dichos reflectores con estas formaciones.

En cuanto a la edad y la litología “*sensu stricto*” existen algunas interpretaciones como se mostró en el capítulo 2, ya que de acuerdo a edades e investigaciones recientes se han dado diferentes nombres e incluso se han nombrado “formaciones nuevas” como la Yaupi y Tambococha (Díaz, 2000).

En este trabajo en base a los resultados obtenidos de las descripciones de ripios y láminas delgadas realizadas se decide mantener la litología descrita por Tschopp (1953) para la Formación Chapiza y aceptando lo propuesto por Romeuf (1995) que establece que el Miembro Chapiza Superior se restringe a la cuenca amazónica sin llegar a la zona subandina. Es decir la Formación Chapiza representa depósitos continentales de capas rojas (“*red beds*”) que consta de tres miembros: Chapiza color Rojo y Gris que es una alternancia de lutitas y areniscas, color gris y rosado, este miembro, contiene algunos lechos delgados de anhidrita, venas grandes de yeso, concreciones de dolomita. Chapiza Roja, comprende una secuencia similar a la anterior, pero sin ninguna intercalación de evaporitas. Y la Chapiza Superior que contiene además areniscas feldespáticas; tobas grises, verdes y violetas; areniscas y brechas tobáceas. Intrusiones de pórfidos y diabasa ocurren en toda la formación, lavas y piroclastos limitados a este miembro. En cuanto a la Formación Misahuallí se ha tomado en cuenta son los estudios realizados por Romeuf, (1995) quien define a la Formación Misahuallí propiamente dicha con  $172,3 \pm 2,1$  Ma, a los volcánicos localizados en la zona subandina y corresponde a una edad Jurásica Media (ca 190-150 Ma), mientras que la más joven, o exclusivamente la parte del Miembro Superior de la Fm. Chapiza y que se restringe a la cuenca Amazónica tiene una edad en el límite Jurásico-Cretácico (Romeuf, 1995).

De los resultados obtenidos gracias a los análisis de ripios y de láminas delgadas se desprende además la distribución de esta formación dentro del Bloque 15 de la siguiente manera: En el Sector Este, Pañacocha y parte del Sector Oeste tenemos los “*red beds*” de los miembros medio e inferior sin distinción, mientras que, en la mayor parte del Sector Oeste tenemos la presencia de las rocas ígneas y piroclastos del miembro superior de la Formación Chapiza (Figura 5.1). Estas capas rojas aparecen junto a basamento debido a implicaciones estructurales

(Ver Sección 5.2) que involucran la configuración de “*horst*” y graben, lo que permite que en áreas relativamente pequeñas tengamos sedimentos que corresponden al relleno de dichos grabenes muy cerca a rocas de basamento que constituyen rocas que forman parte de los “*horst*”.

En este trabajo los reflectores identificados como Facies Sísmica 3 han sido asociados con la Fm. Chapiza, que de acuerdo con Mitchum (1977) corresponden a una secuencia con reflectores paralelos, que se interpretan como sedimentos depositados sobre una plataforma subsidente o sobre una cuenca estable ambas con una tasa uniforme de depósito. Por la disposición que presentan los reflectores y ya que no evidencian variación en su espesor se pueden interpretar como correspondientes a la secuencia Post-rift, a la cual correspondería la Fm. Chapiza y la cual además de acuerdo con Christophoul (1999) se depositó en un ambiente fluvial y lacustre siendo el segundo el que podría correlacionarse con las características presentadas por los reflectores.

### **5.3.2 Estilos Tectónicos y Etapas de Deformación que Afectaron a las Formaciones Geológicas Precretácicas**

#### **ESTILOS TECTÓNICOS**

En el presente trabajo se confirma la existencia de estilos tectónicos diferentes para los dominios Central: Sacha - Shushufindi y Oriental: Caipirón - Tiputini, definidos por Rivadeneira y Baby (1999). Sin embargo, debido al análisis estructural detallado que se realizó en este trabajo dentro del bloque se mencionan algunas variaciones encontradas y se citan a continuación:

#### **Dominio Oriental: Caipirón – Tiputini**

“Las estructuras oblicuas “*en echelon*” y fallas verticales en superficie son la expresión del estilo de la deformación e indican como en el Corredor Sacha-Shushufindi que en este corredor también hay un régimen tectónico en transpresión dextral. La sección sísmica Pañacocha PE-92-1164 muestra que las

estructuras corresponden a inversiones tectónicas de semigrabenes a vergencia oeste. El análisis de secciones sísmicas más regionales muestra fallas lístricas que se conectan sobre un nivel de despegue horizontal” Rivadeneira y Baby (1999).

El análisis de los sectores Este y Pañacocha permitió confirmar la existencia de este tipo de fallas en la sección Precretácica, definiendo el estilo tectónico que involucra fallas lístricas asimétricas “*en echelon*” que se verticalizan en superficie y tienen un nivel de despegue en el basamento. Se observa claramente la configuración propia de un régimen extensivo en donde se tienen “*horst*” y semigrabenes, que constituyen bloques de basamento separados entre sí por fallas lístricas asimétricas que buzcan hacia el Este con el nivel de despegue ubicado en el basamento. Al inicio fueron fallas normales y así permitieron la formación de semigrabenes los cuales se pueden identificar de manera clara y cuya vergencia es hacia el Oeste confirmando una parte de la cita textual anterior.

Los resultados obtenidos a partir de los nuevos datos sísmicos con los que cuenta PAM permitieron identificar zonas de transferencia las que a su vez son un indicio acerca de la manera en que la extensión fue transmitida en el Sector Este y Pañacocha, que a su vez pertenecen al Corredor Oriental.

Las zonas de transferencia son clasificadas de acuerdo con Mc. Clay (2000) como enlaces suaves. Es decir que no hay un despliegue de fallas de rumbo que se estén bien desarrolladas, en su lugar, el cambio de polaridad y el desplazamiento de las fallas extensionales ocurre a través de zonas más bien difusas y de estructura compleja como lo son las zonas de acomodación y zonas de transferencia, de la cual, la rampa de transferencia es solo una manifestación aún más compleja de la misma.

De esta manera las zonas de transferencia identificadas en este trabajo al ser un tipo de enlace suave indican que no existe una clara componente de rumbo con que las fallas extensionales hayan funcionado lo cual constituye nuestra principal evidencia para discutir el hecho de que las megafallas responsables de la



formación del rift tenían una componente de rumbo como asegura Rivadeneira y Baby (1999). Lo que en este trabajo se tiene claro es que las fallas de rumbo funcionaron en el Precretácico. Este fallamiento de rumbo es posterior, de acuerdo con las evidencias presentadas en la sección 5.2.

“El Sistema Invertido Caipirón - Tiputini corresponde a la inversión de una cuenca extensiva estructurada por fallas lístricas, diferente de la cuenca Sacha Santiago del Corredor Sacha-Shushufindi y probablemente de edad permo-triásico. La inversión habría provocado un importante levantamiento de la parte oriental de la cuenca”. (Rivadeneira y Baby, 1999).

El presente trabajo confirma tal enunciado como lo demuestran los perfiles sísmicos presentados en este capítulo, y en donde se puede observar que:

Los distintos bloques de basamento del Sector Este y Pañacocha se somerizan conforme se ubican más al Este, lo que también se manifiesta en la variación de espesor de los reflectores de la sección cretácica y terciaria usados como guía. Además los rasgos estructurales para el Sector Este y Pañacocha aparecen a los 1 862 m, mientras que, en el Sector Oeste aparecen a los 2 042 m, lo que significa que en efecto hay un importante levantamiento de la parte oriental de la cuenca.

#### **Dominio Central: Sacha – Shushufindi**

“Está deformado por megafallas de rumbo orientadas en dirección NNE-SSW, las cuales se verticalizan en profundidad y pueden evolucionar a estructuras en flor hacia la superficie. Las mega-fallas de rumbo han funcionado ya en el Precretácico.” Rivadeneira y Baby (1999).

En el presente trabajo se encuentran en efecto fallas con dirección N-S a NNE-SSW y de vergencia variable, pero no se observa evidencia que permita concluir que estas megafallas hayan actuado con una componente clara de rumbo. Las zonas de transferencia identificadas en este mismo capítulo en el Sector Este nos

permiten inferir que la extensión fue transmitida mediante enlaces suaves, lo que quiere decir, que no involucran una componente clara de rumbo y si extrapolamos estos resultados de este caso al corredor central tal como lo hicieron Rivadeneira y Baby, la presencia de zonas de transferencia que son enlaces suaves constituyen un indicio de que no existe una clara componente de rumbo con que las fallas extensionales hayan funcionado. Esta es nuestra principal evidencia para discutir el hecho de que las megafallas responsables de la formación del rift tenían una componente de rumbo como lo afirman Rivadeneira y Baby (1999). Sin embargo y por la calidad de datos no fue posible identificar zonas de transferencia en este corredor lo que es un impedimento para poder inferir más allá.

Baby y Rivadeneira (1999), hablan de un patrón según el cual las fallas se verticalizan en profundidad y evolucionan como estructuras en flor hacia la superficie, además los autores sostienen que las mega-fallas de rumbo limitan semigrabenes de edad Triásico tardío a Jurásico, a veces deformados por pliegues de gran amplitud (anticlinal Sacha). Esos pliegues corresponden probablemente a pliegues de tipo “*roll over*”. Rivadeneira y Baby (1999).

Este patrón no fue lo observado en la zona estudiada, los rasgos corresponden a un estilo estructural que lo conforman fallas planares rotacionales, aunque la componente rotacional es más bien pequeña y tienen un nivel de despegue en el basamento (Figura 5.23). Los datos sísmicos del área de estudio no muestran que en zonas someras afectadas por estas fallas haya presencia de estructuras en flor.

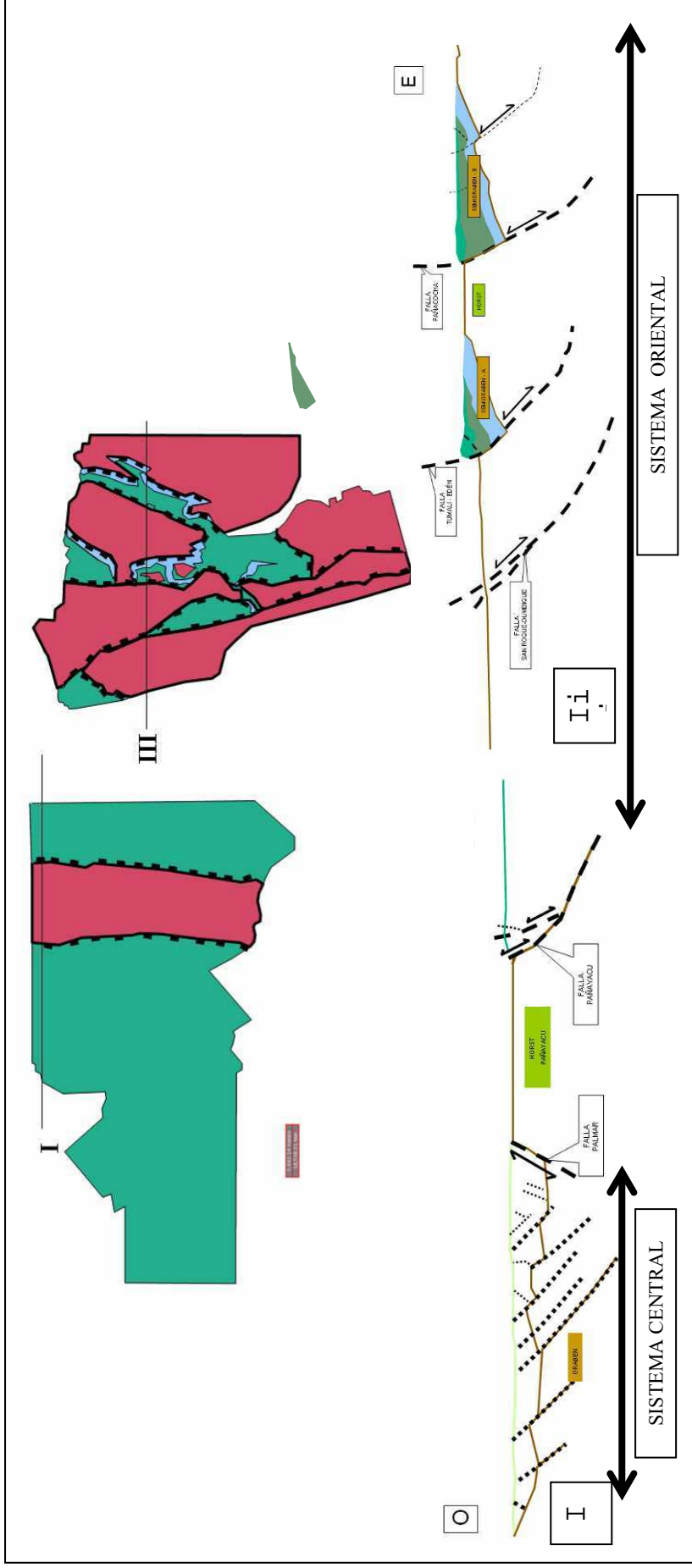
Con esta afirmación y basados en los resultados de los perfiles sísmicos se coincide en la mayor parte, excepto, en lo concerniente a que las megafallas tienen una componente de rumbo por las razones mencionadas anteriormente. La Megafalla Palmar en efecto limita lo que de acuerdo con la Figura 5.23 se observa como un solo graben. Los distintos bloques de basamento, con vergencia variable que daban lugar a la formación de semigrabenes, por efecto de la inversión tectónica posterior han sido comprimidos y unidos, de manera que la depresión se observa como una sola, de ahí, que se decidió llamarla graben.

En cuanto a los pliegues de tipo “*roll over*” son identificados también en el área de estudio, aunque de menor amplitud pero constan también en la misma figura.

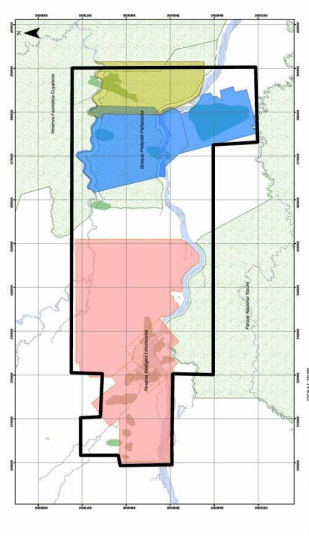
“Las megafallas han sido reactivadas e invertidas (transpresión dextral) durante el Cretácico tardío, el Terciario y el Cuaternario, además, están asociadas a la extrusión de cuerpos volcánicos en el Cretácico tardío”. Rivadeneira y Baby (1999).

En esta zona es limitado el trabajo por la calidad de datos con que se cuenta sin embargo y debido a lo interpretado en la sección 5.2 se define la existencia de una familia de fallas de rumbo que forman el sistema conjugado probablemente pertenecen al Familia 2 de fallas y que fue interpretado con detalle en los sectores Este y Pañacocha, pero que se cree afecta a todo el bloque debido a las observaciones logradas en el Sector Oeste.

Finalmente en cuanto a los límites de este corredor y gracias a la sección mostrada en la Figura 5.23 se podría considerar extender el límite Este del corredor, al menos en lo que respecta a la zona cubierta por la sísmica de la que dispone PAM, (Figura 5.27).



- SEDIMENTOS JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO
- SEDIMENTOS TRIÁSICO – JURÁSICO TEMPRANO
- SEDIMENTOS PALEOZOICOS
- BASAMENTO
- TOPE BASAMENTO



**Figura 5.27** SECCIONES ESTRUCTURALES A TRAVÉS DE LOS SISTEMAS CENTRAL Y ORIENTAL

## **5.4 ETAPAS DE DEFORMACIÓN**

### **5.4.1 Fase Compresiva: Precámbrico - Paleozoico**

Las formaciones que corresponden con estas edades: Basamento de edad Precámbrica y las formaciones Pumbuiza y Macuma de edad Paleozoica se originaron cuando fase compresiva dominaba (Figura 5.28) de acuerdo con los siguientes argumentos:

#### **Basamento – Facies Sísmica Caótica**

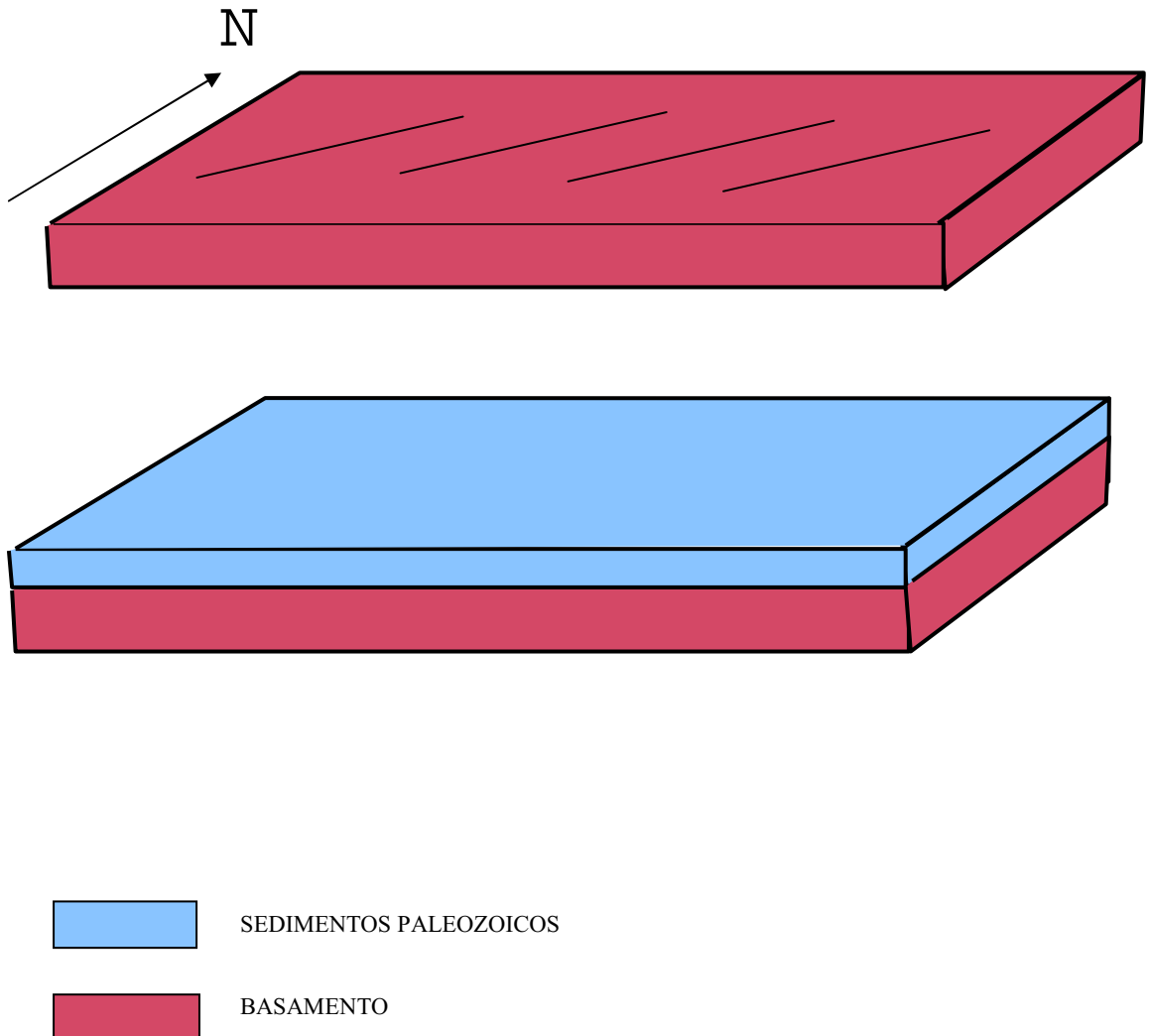
De acuerdo con Litherland (1994) Sudamérica es una amalgamación resultado de una serie de colisiones en el Precámbrico, entre la Pangea Pan-Africana (600 Ma) contra arcos de isla y fragmentos corticales tanto oceánicos como continentales. De acuerdo con Tankard (1995) la parte Sudoeste de Gondwana que comprende la parte meridional de Sudamérica y el Sur de África habría sido ensamblada mayormente antes del fin del Neoproterozoico, lo que estaría confirmando lo afirmado por Litherland (1994). Es decir, que de acuerdo con estos datos bibliográficos el sistema de esfuerzos existente era resultado de una fase compresiva dominante.

Tankard menciona además que las heterogeneidades en el basamento habrían controlado el desarrollo de las cuencas fanerozoicas de dicha región las mismas que habrían sido impuestas por el tectonismo del Proterozoico tardío y el Cámbrico Temprano. Este tectonismo reactivó antiguas zonas de sutura o eventualmente se transmitió a través de ellas. El esqueleto que vinculó a este sistema Pan-Africano y Brasileño se relacionaría con una serie de estructuras de orientación NE.

En función de estos datos bibliográficos se puede afirmar que, el basamento, fue afectado por el tectonismo que dominó en el Precámbrico que generó estructuras entre ellas las de rumbo NE, que constituyen heterogeneidades que pudieron heredarse posteriormente.

### Formaciones Paleozoicas – Facies Sísmica 1

Las formaciones Paleozoicas representadas por la Facies Sísmica 1, que se habrían depositado en ambientes de baja energía, confirmándolo al presentarse como reflectores paralelos en los datos sísmicos. Sin embargo y debido a las estructuras que la Formación Pumbuiza presenta, ciclos orogénicos les afectaron como la Orogenia Caledónica del Paleozoico temprano y la Hercínica del Paleozoico tardío (Figura 2.2). Es decir dominaba un régimen compresivo de esfuerzos.



**Figura 5.28** ESQUEMA ILUSTRATIVO DEL BASAMENTO Y SEDIMENTOS PALEOZOICOS.  
A) 542 Ma. – Basamento ensamblado relacionado con estructuras NE  
B) 359 – 251 Ma – Depósito de sedimentos marinos y de plataforma somera

#### **5.4.2 Fase Extensiva - Fase de Rifting: Triásico - Jurásico Temprano**

##### Formaciones Triásico - Jurásico Temprano – Facies Sísmica 2

Las formaciones que corresponden con estas edades Formación Sacha de edad Triásico medio - Jurásico y la Formación Santiago de edad Jurásico temprano se habrían depositado sobre las formaciones más antiguas mientras predominaba un régimen extensivo de esfuerzos (Figura 5.29) de acuerdo con los siguientes argumentos:

En este trabajo se confirma la existencia de un Sistema Extensional de Fallas asociado con un Sistema de Rift Asimétrico donde los elementos geométricos como fallas lístricas asimétricas y fallas planares rotacionales han sido identificados y los patrones propios de este sistema como son los “*horst*”, graben y semigraben también han sido reconocidos en las distintas secciones que constan en este mismo capítulo.

Esta Fase de Extensión es conocida en el Ecuador, Litherland (1994) denomina a esta fase como Fase 3 Lagunas en la Cordillera Real (CR) y Fase Moromoro en el Bloque Amotape Tahuín (BAT).

Litherland la asocia con el depósito en la Cuenca Oriente de la Formación Sacha (capas rojas depósitos continentales) y la Formación Santiago (depósitos marinos). Jaillard (1990), Aspden & Litherland (1992) y Christophoul (1999) asocian este régimen extensivo con la apertura de un Rift en el Triásico. Jaillard afirma que en el Oeste de Gondwana, durante el Triásico Tardío comienza la apertura de un Rift en el Tethys y continuó a través del Jurásico temprano (Liásico). Aspden & Litherland (1992) asocian este evento con la intrusión de granitos tipo S en sedimentos paleozoicos como los de Chigüinda, Agoyán e Isimanchi en la CR.

Los resultados de este trabajo muestran que la Facies Sísmica 2 (Formaciones Sacha y Santiago) de acuerdo con Mitchum (1977) corresponde a un depósito sintéctico de rápida subsidencia. De acuerdo con McKenzie (1978) en las cuencas sedimentarias formadas por mecanismos de rift, el registro sedimentario muestra un aumento de la tasa de subsidencia durante esta etapa. Es decir que esta facies sísmica, en efecto pudo depositarse mientras se estaba formando el rift, es decir corresponde a la secuencia Sin – Rift.

La Facies Sísmica Caótica y Facies Sísmica 1 corresponden por tanto a la secuencia Pre – Rift, como lo demuestran en la secciones sísmicas donde se ven atravesadas por las fallas lítricas asimétricas asociadas con el régimen extensivo. La disposición de los reflectores de la Facies Sísmica 1 que fueron depositados en un ambiente de baja energía y por eso se presentan paralelos entre sí, aparecen inclinados con una vergencia Oeste, es decir que se hundieron junto con el basamento en el momento en que el régimen extensivo dio paso a la formación de las fallas lítricas asimétricas que ese tiempo actuaron como fallas normales.

Como aporte logrado en este trabajo debido a los datos sísmicos recientemente adquiridos por PAM fue posible identificar que la extensión en esta zona fue transmitida mediante enlaces suaves. Estos enlaces indican que no existe una clara componente de rumbo con que las fallas extensionales hayan funcionado. Es decir que no hay un despliegue de fallas de rumbo que se estén bien desarrolladas, en su lugar, el cambio de polaridad y el desplazamiento de las fallas ocurre a través de zonas más bien difusas y de estructura compleja que para este caso corresponden con zonas de transferencia. Esta es la evidencia para discutir el hecho de que las megafallas responsables de la formación del rift tenían una componente de rumbo como asegura Rivadeneira y Baby (1999).





**Figura 5.29 ESQUEMA ILUSTRATIVO BLOQUE 15 FASE EXTENSIVA - FASE DE RIFTING: TRIÁSICO - JURÁSICO TEMPRANO A)**  
 251 – 175,6 Ma. Fase Extensiva de Rifting

### 5.4.3 Fase Compresiva Jurásico Medio - Cretácico Temprano

#### Formaciones Jurásico Medio - Cretácico Temprano – Facies Sísmica 3

Esta fase marcaría el inicio de la inversión tectónica en la Cuenca Oriente. Durante este tiempo se tuvo el depósito de las formaciones Chapiza de edad Jurásico medio a Cretácico temprano y Misahuallí del Jurásico medio (Figura 5.30).

El aporte de este trabajo con la interpretación de datos sísmicos es haber identificado un Sistema Conjugado de Fallas de Rumbo- Familia 2 de Fallas dentro del Bloque 15, que estaría asociado a esta fase compresiva y de acuerdo con esta evidencia habría tenido una componente de rumbo (Ver Sección 5.2).

Como se nota en este mismo capítulo esta familia de fallas al afectar a las facies sísmicas: Caótica, Facies Sísmica 1, Facies Sísmica 2 y Facies Sísmica 3 se interpreta que es posterior a ellas, mientras que, fue previa al depósito de la sección cretácico-terciaria ya que no se encuentran afectadas por este fallamiento.

Este sistema de rumbo pudo reutilizar estructuras de orientación NE que pudo presentar el basamento ya que de acuerdo con Tankard (1995) estas estructuras se relacionan con el esqueleto que vinculó al sistema Pan-Africano y Brasileño y menciona además que las heterogeneidades en el basamento impuestas por el tectonismo del Proterozoico tardío y el Cámbrico temprano habrían controlado el desarrollo de las cuencas fanerozoicas.

En este trabajo además se ha encontrado evidencia de una inversión tectónica positiva. Entre las características geométricas reconocidas se tienen: anticlinales sobre las fallas reactivadas, arqueamiento y levantamiento de graben y semigraben, estructuras “*pop up*” desarrolladas contra fallas que funcionaron como normales en el Triásico (etapa syn-rift) y en esta fase fueron reactivadas y funcionaron como inversas (etapa post-rift). De acuerdo con Bally (1981) y Cooper et al, (1989) identificar fallas reactivadas es esencial para definir una inversión tectónica, ya que son evidencia de que las fallas extensionales fueron reactivadas como fallas compresivas.

Cooper (1989) añade que otro requisito es que el levantamiento esté concentrado en el bloque colgante, más que en el bloque yacente. Este comportamiento se identifica también dentro del área de estudio donde el levantamiento se concentra más en los bloques de basamento que conforman los graben y semigraben que en los bloques de basamento que conforman los “*horst*”, La evidencia se muestra en las Figuras 5.4 en donde es claro que el levantamiento está concentrado sobre las zonas de graben y semigraben.

En la literatura esta fase de compresión se asocia a diferentes eventos de acuerdo con el autor, por ejemplo.

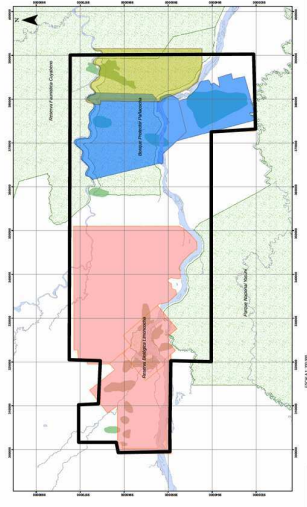
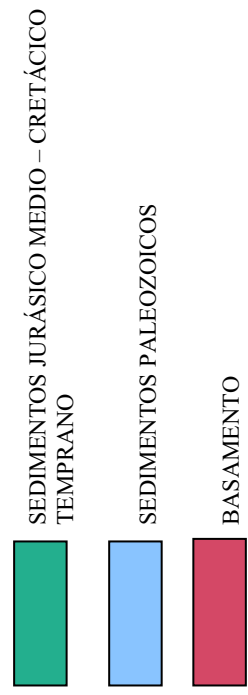
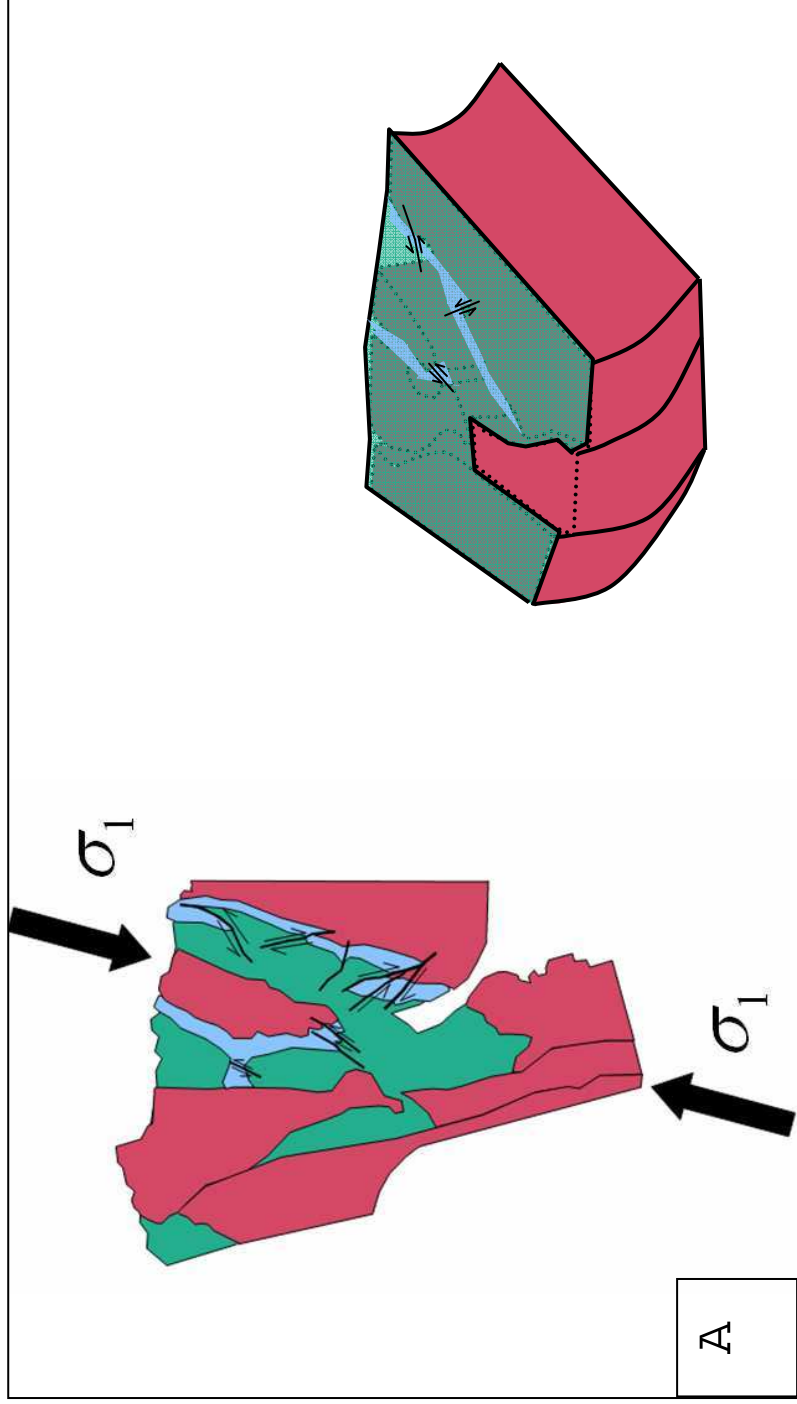
En cuanto al contexto regional, en el Jurásico medio a Jurásico tardío temprano, el único autor que da una posible explicación acerca del porqué existe un cambio en el régimen de esfuerzos es Jaillard (1990) quien ligó el emplazamiento de magma calcoalcalino y el posterior pulso mágmático encontrado en Colombia con la subducción en dirección SE de la nueva corteza creada por el Rift de Tethys. Es decir a gran escala la extensión generada por la apertura del rift se mantiene, sin embargo localmente esta subducción provoca una compresión. Más tarde en el Jurásico tardío tardío - Cretácico temprano en el *ridge* Thethys la generación de corteza decrece o cesa y fue reemplazado por los centros de emisión del Pacífico como resultado una subducción NE comenzó en la parte Norte de Sudamérica. Colisiones oblicuas con un componente dextral de bloques continentales y *ridges* oceánicos ocurren a lo largo del margen peruano.

Litherland (1994) la asocia con la Fase Peltetec de la CR, en el Jurásico tardío - Cretácico temprano basado en el reseteo de edades K-Ar. Regionalmente Litherland asocia este evento con el levantamiento y erosión de la Protocordillera Real, previo depósito de la Formación Tena del Cretácico tardío. La edad mínima para este evento la provee la base de la Formación Hollín (110 – 120 Ma). Pero no hace una inferencia en el contexto regional.

Rivadeneira y Baby (1999) enfocados exclusivamente en la Cuenca Oriente hablan de etapas de deformación que ocurren fuera de este rango de tiempo sin embargo

se producen cuando en el contexto regional una fase compresiva es dominante, ya que se encuentra establecido el margen convergente de placas. Las etapas de deformación incluyen la extensión Napo Basal o Inferior? que ocurre en el Albiano - Cenomaniano, la extensión Napo Medio - Tena Inferior de edad Turoniano a Maastrichtiano, la inversión Tiyuyacu Inferior en Eoceno temprano, y terminan con una inversión en el Plioceno - Cuaternario.

En este trabajo simplemente se muestra la evidencia de una inversión tectónica dentro del Bloque 15 que afecta a las formaciones de la sección Precretácica y sedimentos cretácicos, todos los eventos que pudieron haberla generado están fuera del alcance de este estudio.



**Figura 5.30** ESQUEMA ILUSTRATIVO SECTOR ESTE - PAÑACOCHA FASE COMPRESIVA JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO

A) 171.6 – 99.6 Ma. Fase Compresiva

## **5.5 LINEAMIENTOS GENERALES PARA PROSPECTIVIDAD DE LA SECUENCIA PRECRETÁCICA DENTRO DEL BLOQUE 15**

De acuerdo con Fyock (1991), Rivadeneira (1985), y Gaibor (2008), las características de roca madre, reservorio o sello para cada una de las formaciones de la Secuencia Precretácica son:

- Formación Pumbuiza: Reúne las condiciones necesarias para ser considerada como potencial roca madre pero de acuerdo con datos geoquímicos y debido a los eventos orogénicos a los que esta roca fue sometida y que causaron el metamorfismo de la misma, ya no tiene capacidad de generar hidrocarburos, y si alguna vez los generó el metamorfismo causó la destrucción de ellos.
- Formación Macuma: los datos geoquímicos no permiten considerarla una buena roca madre, sin embargo gracias a la respuesta que presentan los registros de SP en pozos como el Sacha Profundo y Shushufindi A-39 se pudo conocer que las calizas tienen porosidad, esta porosidad se trata de porosidad secundaria, lo que hace posible el considerarla como un potencial reservorio.
- Formación Sacha Santiago: Debido a análisis geoquímicos y ya que se la correlaciona con la Formación Pucará del Perú, se consideró como roca madre activa.
- Formación Chapiza: Los niveles arenosos de la formación pueden considerarse como potenciales reservorios, mientras que las facies evaporíticas podrían ser excelentes sellos.
- Formación Misahuallí: Su litología ígnea impide que funcione como roca madre, sin embargo puede funcionar como roca reservorio si está fracturada.

La posibilidad de proponer un modelo para el sistema petrolífero con las condiciones actuales de conocimiento de la Secuencia Precretácica alcanza simplemente un nivel hipotético. El sistema petrolero que se propone para el Precretácico debe considerarse como un objetivo para investigación exploratoria tipo “frontera”, lo que nos implica un nivel de incertidumbre y evidentemente un mayor riesgo, sin embargo, el presente estudio constituye un aporte que ha permitido una caracterización a detalle del precretácico dentro del Bloque 15.

Es claro que una vez comprendida la geología de la zona, se puede ir más allá y quizá en este caso específico, es posible establecer un criterio macro que permita definir zonas de interés geológico con el fin de optimizar la futura definición de áreas que más adelante puedan considerarse como “plays” dentro del portafolio de exploración de PAM.

En base principalmente a la caracterización estructural hemos comprobado que los elementos estructurales identificados en el basamento tienen una influencia primordial sobre los sedimentos precretácicos y cretácicos a la vez. Este principio es simple, una vez entendido el experimento de Riedel. Es decir la secuencia Pre-rift se comporta de igual manera que los bloques rígidos, mientras que las secuencias Sin-rift y Post-rift se comportan como los bloques de arcilla es decir tienen un comportamiento dúctil, pero a un nivel macro. Esta conducta involucra que todo este relleno sedimentario al tener un comportamiento dúctil alcance mayores niveles de deformación a diferencia de la estructura frágil que es el basamento.

El basamento por efecto de los distintos esfuerzos se deformó y fracturó de acuerdo con Tankard (1995), de manera que los sedimentos que se depositaron sobre este basamento heterogéneo (por efecto de las discontinuidades) y que más tarde serán afectados por las nuevas fases tectónicas, no irán sino heredando y acumulando la deformación, esta deformación que evidentemente será principalmente heredada y/o transmitida a través de estas fallas antiguas. De manera que al entender y reconocer los rasgos estructurales que afectaron los

bloques rígidos nos permitirá dar criterios más acertados acerca de los procesos que afectan a estos sedimentos de relleno.

En principio la información sísmica demuestra que las fallas lístricas asimétricas y las fallas planares rotacionales truncan la secuencia sedimentaria contra el basamento. Estas estructuras conforman trampas estratigráfico-estructurales, que estarían presentes en la secuencia Precretácica.

La somerización de la cuenca hacia el Este permite el acuñamiento de las rocas más jóvenes contra el basamento. Esta geometría favorece la presencia de trampas estratigráficas en el límite secuencial.

Para el Bloque 15 si y solo si se comprueba con la perforación de un pozo que en efecto la Facies 2 se trata de la Formación Santiago (posible roca madre de acuerdo con Fyock (1991), Rivadeneira (1985), y Gaibor (2008)) o en su defecto involucra tanto a la Formación Sacha y Santiago al mismo tiempo es posible que el tipo de trampas mencionadas tengan validez y que el criterio de exploración sea aplicable.

En base a los datos analizados en este trabajo y de acuerdo con los criterios emitidos en los párrafos anteriores el principal foco para una futura exploración dentro del Bloque 15 es:

Las áreas que corresponden a antiguas depresiones y fueron rellenadas por sedimentos, es decir los grabenes y semigrabenes, de manera que los pozos que sean perforados deberán ubicarse justo sobre esas antiguas depresiones. Además Mc. Clay (2000) en base a lo encontrado en el Golfo de Suez sostiene que los depocentros de los semigrabenes que rodean rampas de transferencia y que en nuestro caso corresponderían a los depocentros de los semigrabenes A, D y E, son sitios de importante depositación de clastos gruesos y por lo tanto podrían constituir buenos reservorios.



Mc. Clay (2000) sostiene además que las rampas de transferencia podrían constituir importantes vías para la migración del fluido y el área fallada en la rampa podría generar trampas importantes de hidrocarburos. Es un criterio importante para la exploración procurar además que las campañas subsecuentes de sísmica de reflexión cubran áreas que sigan el rumbo que presentan los grabenes y semigrabenos.

De acuerdo con los resultados históricos obtenidos en pozos exploratorios dentro del Bloque 15 según Burgos (comunicación personal) se debe usar como criterio de exploración hidrocarburífera para el Cretácico que un pozo a perforarse se ubique no solo sobre los grabenes y semigrabenos sino que además la secuencia Cretácica se halle levantada por efecto de la inversión. Es decir que el criterio de exploración combina a la vez zonas de depresión en el precretácico (grabenos y semigrabenos) con zonas de levantamiento efecto de la inversión tectónica para la secuencia Cretácica, el área que cumpla con este par de características al mismo tiempo podría constituir una zona de alto interés prospectivo.

## CAPÍTULO VI

### 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1 CONCLUSIONES

#### LITOLOGÍA DEFINIDA PARA LA FORMACION CHAPIZA Y BASAMENTO PRECRETÁCICO

Formación Chapiza:

- Dentro del Bloque 15 la litología del Miembro Inferior y Medio de la Fm. Chapiza está compuesta de capas rojas (*“red beds”*) y en dos de los pozos estudiados con Caliza y Anhidrita que aparecen hacia el tope del intervalo. El Miembro Superior está compuesto por Riolitas y Tobas Riolíticas.

Basamento Precretácico:

- El basamento dentro de los sectores Este y Pañacocha del Bloque 15 se compone de Anfibolitas y gneiss.

#### DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA FM. CHAPIZA Y BASAMENTO DENTRO DEL BLOQUE 15 EN BASE A LOS RESULTADOS OBTENIDOS DE LOS POZOS ANALIZADOS

- En el Sector Este, Pañacocha y parte del sector Oeste encontramos a las capas rojas (*“red beds”*) de los miembros medio e inferior de la Fm. Chapiza sin distinción el uno del otro, combinadas con rocas de basamento. Las razón para que las capas rojas aparezcan junto a rocas que corresponden al basamento se debe a implicaciones estructurales (Ver Sección 5.2) que involucran la configuración de *“horst”* y graben, es por eso que en áreas relativamente pequeñas tenemos sedimentos que corresponden al relleno de dichos grabens muy cerca a rocas de

basamento que constituyen rocas que forman parte de los “horst”. Mientras que, en la mayor parte del sector Oeste tenemos la presencia de las riolitas y piroclastos del miembro superior de la Formación Chapiza (Figura 5.1).

## ANÁLISIS ESTRUCTURAL PARA EL PRECRETÁCICO EN EL BLOQUE 15

Se han definido dos familias de fallas principales que han afectado el área de estudio:

### FAMILIA 1 DE FALLAS:

- La Familia 1 de Fallas involucra fallas que generaron estilos tectónicos distintos en el área de estudio. El “*Horst*” Pañayacu, marca el límite entre los dos estilos estructurales. El estilo ubicado hacia el Oeste del “*horst*” corresponde a fallas planares de piel gruesa con una pequeña componente rotacional que tienen un nivel de despegue en el basamento, mientras que, el estilo hacia el Este del “*horst*” involucra fallas lítricas “*en echelon*” que se verticalizan en superficie y tienen también un nivel de despegue en el basamento.
- La Familia 1 de Fallas se generó bajo un régimen extensivo asociado con un Sistema de Rift Asimétrico, como lo demuestra la configuración que presentan los bloques del basamento dentro del Bloque15 en donde se tienen “*horst*” y semigrabens la cual es una configuración propia de un régimen extensivo, además de las secciones sísmicas que evidencian la existencia de los elementos estructurales que obedecen al modelo que Rosendahl (1986) propone para un rift asimétrico.
- En base a los datos sísmicos en tres dimensiones es posible definir solamente en los sectores Este y Pañacocha por la mejor calidad de datos, la manera en que la extensión a la que fue sometida el área de estudio pudo haberse transmitido. Las zonas de transferencia aquí identificadas fueron clasificada de acuerdo con Mc. Clay (2000) como enlaces suaves.

Es decir que no evidencian un despliegue de fallas de rumbo bien desarrolladas, en su lugar, el cambio de polaridad y el desplazamiento de las fallas extensionales en la zona ocurrió mediante zonas de transferencia, de la cual, la rampa de transferencia es solo una manifestación aún más compleja de la misma. Lo que permite discutir el hecho de que las megafallas responsables de la formación del rift tenían una componente de rumbo como asegura Rivadeneira y Baby (1999).

#### FAMILIA 2 DE FALLAS:

- La mejor calidad de datos de los sectores Este y Pañacocha permitieron definir una segunda familia de fallas. Se trata un sistema conjugado de fallas de rumbo, el cual se logra integrar como tal al observar las fallas de los sectores Este y Pañacocha en conjunto (Figura 5.21). Así se explica el hecho de tener fallas tanto dextrales en ciertos casos como sinestrales en otros.
- Se ha definido además que la Familia 2 de fallas es posterior a la Familia 1 debido a que afecta solamente a la facies de relleno de los semigrabens como se muestra en la Figura 5.6B, en donde se observa que las fallas no afectan ni al basamento ni a la sección cretácico-terciaria.

#### EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA:

#### ESTILOS TECTÓNICOS

Del análisis que se realizó en el Bloque 15 se confirma la existencia de estilos tectónicos diferentes para los dominios Central: Sacha - Shushufindi y Oriental: Caipirón - Tiputini, definidos por Rivadeneira y Baby (1999).

#### DOMINIO ORIENTAL: Capirón – Tiputini

- Se identificó en los sectores Este y Pañacocha el estilo tectónico que involucra fallas lítricas asimétricas “*en echelon*” que se verticalizan en superficie y tienen un nivel de despegue en el basamento. Se observa claramente la configuración propia de un régimen extensivo en donde se tienen “*horst*” y semigrabenes, que constituyen bloques de basamento separados entre sí por fallas lítricas asimétricas que buzcan hacia el Este con el nivel de despegue ubicado en el basamento. Fallas que en un inicio fueron normales permitiendo la formación de semigrabenes los cuales se pueden identificar de manera clara y sus sedimentos de relleno tienen una vergencia hacia el Oeste. (Ver Secciones Sísmica Capítulo 5)

#### DOMINIO CENTRAL: Sacha Shushufindi

- Este estilo estructural está conformado por fallas que de acuerdo con Mc. Clay (2000) pueden clasificarse como fallas planares rotacionales, la componente rotacional es pequeña y tienen un nivel de despegue en el basamento.
- Los datos sísmicos del área de estudio no muestran que en zonas someras afectadas por estas fallas haya presencia de estructuras en flor.
- En cuanto a los límites de este corredor y gracias a la sección mostrada en la Figura 5.23 se podría considerar extender el límite Este del corredor, al menos en lo que respecta a la zona cubierta por la sísmica de la que dispone PAM, ya que se logra observar los distintos estilos tectónicos, separados por el “*Horst*” Pañayacu, que marcaría el límite entre los dos estilos estructurales.
- Finalmente se concluye, que los estilos estructurales distintos del “*Horst*” Pañayacu hacia el Este y hacia el Oeste, en la etapa de Compresión de Jurásico medio - Cretácico temprano han elevado los bloques del

basamento de manera desigual. Los bloques de basamento que pertenecen al Dominio Oriental son más someros que los que pertenecen al Dominio Central. Esta sería la posible razón de encontrar la distribución de la Formación Chapiza en estas condiciones, ya que, una mayor tasa de levantamiento de los bloques que corresponden al Dominio Oriental implica que el Miembro Superior de la Chapiza en esta zona se erosionó o no se depositó.

## ETAPAS DE DEFORMACIÓN PROPUESTAS PARA LA SECUENCIA PRECRETÁCICA DENTRO DEL BLOQUE 15, (Figura 6.1)

### FASE COMPRESIVA: PRECÁMBRICO – PALEOZOICO

- La primera fase identificada en este trabajo corresponde a una Fase Compresiva e involucra a las formaciones que corresponden con estas edades: Basamento de edad Precámbrica la cual en este trabajo se asoció con la Facies Sísmica Caótica y las formaciones Pumbuiza y Macuma de edad Paleozoica asociadas con la Facies Sísmica 1.
- En función de datos bibliográficos (Mitchum, 1977) puede afirmar que, el Basamento - Facies Sísmica Caótica, fue afectado por el tectonismo que dominó en el Precámbrico y que generó estructuras entre ellas heterogeneidades de rumbo NE, que pudieron ser heredadas posteriormente y que habrían controlado el desarrollo de las posteriores cuencas fanerozoicas. Las Formaciones Paleozoicas - Facies Sísmica 1 se habrían depositado en ambientes de baja energía, sin embargo, ciclos orogénicos les afectaron como la Orogenia Caledónica del Paleozoico temprano y la Hercínica del Paleozoico tardío (Martínez, 2003). Concluyendo que en efecto para este período de tiempo existe el dominio de un régimen compresivo de esfuerzos.

## FASE EXTENSIVA - FASE DE RIFTING: TRIÁSICO - JURÁSICO TEMPRANO

- La siguiente fase identificada en este trabajo corresponde a una Fase Extensiva e involucra a las formaciones que corresponden con estas edades: Formación Sacha de edad Triásico Medio - Jurásico y la Formación Santiago de edad Jurásico temprano asociadas en este trabajo con la Facies Sísmica 2 coincidiendo con Christophoul, (1999).
- Se identificó al Sistema Extensional de Fallas asociado con un Sistema de Rift Asimétrico. Los elementos geométricos como fallas lítricas asimétricas y fallas planares rotacionales fueron observados en el Capítulo V y los patrones propios de este sistema como son los “horst”, graben y semigraben también han sido reconocidos.
- La Facies Sísmica 2 (Formaciones Sacha y Santiago) en base a lo que Mitchum (1977) establece para sismoestratigrafía correspondería a un depósito sintéctónico de rápida subsidencia, es decir corresponde a la secuencia Sin-rift. La Facies Sísmica Caótica y Facies Sísmica 1 corresponden por tanto a la secuencia Pre-rift.
- Finalmente uno de los mayores aportes constituye el haber identificado en base a los argumentos teóricos mostrados por Mc. Clay (2000) que la extensión en el sector Este y Pañacocha fue transmitida mediante enlaces suaves. Estos enlaces indican que no existe una componente clara de rumbo con que las fallas extensionales hayan funcionado. Es decir que no hay un despliegue de fallas de rumbo que bien desarrolladas, en su lugar, el cambio de polaridad y el desplazamiento de las fallas ocurre a través de zonas más bien difusas y de estructura compleja que para este caso corresponden con zonas de transferencia.

## FASE COMPRESIVA JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO

- La fase final identificada en este trabajo marca el inicio de la inversión tectónica en la Cuenca Oriente. Durante este tiempo se tuvo el depósito de las formaciones Chapiza de edad Jurásico Medio a Cretácico temprano que en este trabajo fue asignada a la Facies Sísmica 3 y de la Formación Misahuallí del Jurásico Medio
- La Familia 2 de Fallas dentro del Bloque 15, estaría asociada a esta fase compresiva que tiene una componente de rumbo (Ver Sección 5.2). Estas fallas reutilizan fallas antiguas, a través de las cuales el la deformación causada por ese tectonismo se transmitió, ya que, de acuerdo con Tankard (1995) estas heterogeneidades en el basamento impuestas por el tectonismo del Proterozoico tardío y el Cámbrico temprano habrían controlado el desarrollo de las cuencas fanerozoicas.
- Se identificó por tanto la ocurrencia de una inversión tectónica positiva. Entre las características geométricas reconocidas se tienen: anticlinales sobre las fallas reactivadas, arqueamiento y levantamiento de graben y semigrabens, estructuras “*pop up*” desarrolladas contra fallas que funcionaron como normales en el Triásico (etapa sin-rift) y en esta fase fueron reactivadas y funcionaron como inversas (etapa post-rift) lo que es esencial para definir una inversión tectónica. También se observa que el levantamiento se concentra en el bloque colgante, más que en el bloque yacente (Figura 5.4, Capítulo 5).

En este trabajo se muestra la evidencia de una inversión tectónica dentro del bloque 15 que afecta a las formaciones de la sección Precretácica y sedimentos cretácicos, todos los eventos que pudieron haberla generado están fuera del alcance de este estudio.



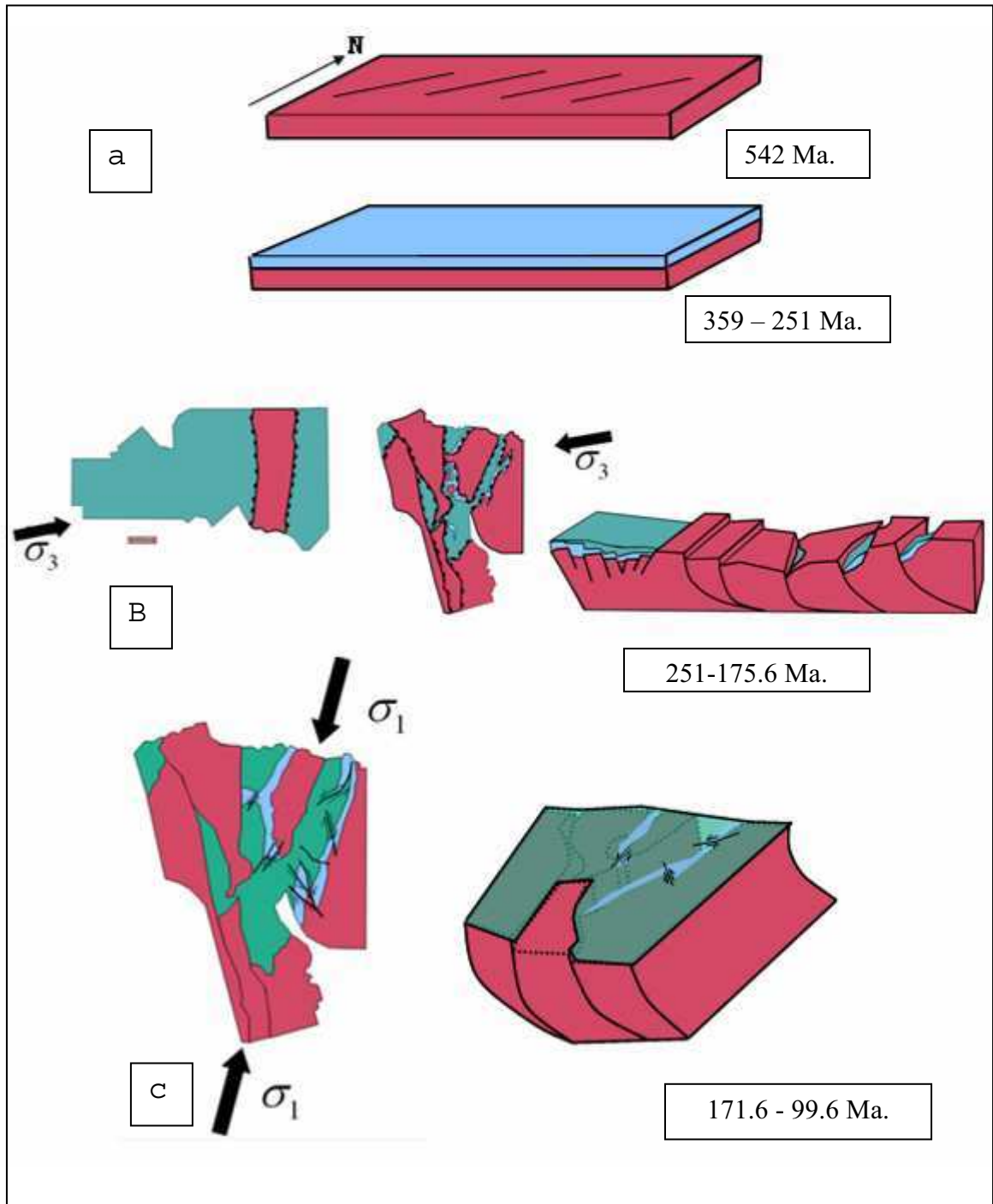


Figura 6.1 ESQUEMA ILUSTRATIVO ETAPAS DE DEFORMACIÓN PARA LA SECUENCIA PRECRETÁCICA EN EL BLOQUE 15.

## LINEAMIENTOS GENERALES PARA PROSPECTIVIDAD DE LA SECUENCIA PRECRETÁCICA DENTRO DEL BLOQUE 15

- Para el Bloque 15 si y solo si se comprueba con la perforación de un pozo que en efecto la Facies 2 se trata de la Formación Santiago (posible roca madre de acuerdo con Fyock (1991), Rivadeneira (1985), y Gaibor (2008), o en su defecto involucra tanto a la Formación Sacha y Santiago al mismo tiempo es posible que el tipo de trampas mencionadas a continuación tengan validez y que el criterio de exploración sea aplicable.
- Trampas estratigráfico-estructurales conformadas por fallas lítricas asimétricas y fallas planares rotacionales truncan la secuencia sedimentaria Precretácica contra el basamento, corresponden a las estructuras “*onlap*”
- Favorecimiento de la presencia de trampas estratigráficas en el límite secuencial debido a la somerización de la cuenca hacia el Este lo que permite el acuñamiento de los sedimentos de relleno (secuencia Precretácica) contra el basamento.
- Los depocentros de los semigrabens A, D y E que rodean la rampa de transferencia de acuerdo con los fundamentos teóricos que presenta Mc. Clay (2000) para el caso del Golfo de Suez, son sitios de importante depositación de clastos gruesos y por lo tanto podrían constituir buenos reservorios sin dejar de tener en cuenta las variaciones en la porosidad que pueden presentarse en función del buen o mal sorteo que tenga este posible reservorio, parámetros que serían medibles el momento de la perforación de un pozo. La rampa de transferencia como tal proporciona importantes vías para la migración del fluido y el área fallada en la rampa podría generar trampas importantes de hidrocarburos.
- El principal criterio de exploración será aquel que combina a la vez zonas de depresión en el precretácico (grabens y semigrabens) con zonas de

levantamiento efecto de la inversión tectónica para la secuencia Cretácica, el área que cumpla con este par de características al mismo tiempo sería altamente prospectiva.

## **6.2 RECOMENDACIONES**

- Mejorar el control sobre las descripciones realizadas para la sección Precretácica en cada uno de los pozos perforados, con la finalidad de contar con datos que guarden una mayor fidelidad con la realidad litológica de la Cuenca Oriente, lo que requiere además una continua actualización teórica acerca de los avances y estudios científicos acerca de la litología realizados entorno a la misma.
- Procurar que las campañas subsecuentes de exploración con sísmica de reflexión cubran áreas que vayan siguiendo el rumbo que presentan los grabens y semigrabens, con la finalidad de que la sísmica cubra inicialmente aquellas áreas que son las que presentan mayor prospectividad.
- Mejorar la sísmica en el sector Oeste del Bloque 15, es decir, realizar un reprocesamiento de manera que el filtrado de la sísmica que se ha de dirigir a la sección Cretácica por motivos de su interés económico contemple además el mejorar la información en la sección Precretácica.

Esto implica un ahorro ya que se utiliza la información ya existente en exploración ya que abarcará una mayor cantidad de objetivos. Fortaleciendo el criterio de elevar a la secuencia Precretácica como un importante foco de exploración a futuro. Esta es una experiencia plasmada en este trabajo ya que este proceso se realizó en el sector Este que al unirse con la nueva información de Pañacocha permitieron realizar un análisis que arrojó resultados contundentes acerca de la configuración estructural de la zona que junto con los parámetros teóricos han permitido definir nuevas zonas de interés. Es importante mencionar entonces que este sea un criterio a considerarse para los futuros proyectos de reprocesamiento

de datos sísmicos no solo dentro del Bloque 15 como ya se ha mencionado sino en todas las áreas de la Cuenca Oriente.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

1. ASPDEN J., LITHERLAND M., 1992- "The Geology and Mesozoic Collisional History of the Cordillera Real, Ecuador", *Tectonophysics*, V. 205, 187-204 p.
2. BABY P., RIVADENEIRA M., BARRAGÁN R. 2004- "La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo", FEA-IRD-Petroproducción, 295 p.
3. BALKWILL H., RODRIGUEZ G., PAREDES F., ALMEIDA J., 1995- "Northern part of the Oriente basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures", *AAPG, Memoir 62*, 559-571 p.
4. BARRAGÁN R., CHRISTOPHOUL F., WHITE H., BABY P., RIVADENEIRA, RAMÍREZ F., RODAS, J., 2004- "Estratigrafía secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador", *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*, FEA-IRD-Petroproducción, tomo 144, 45-68 p.
5. CANFIELD R.W., BONILLA G., & ROBBINS R.K., 1982- "Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente". *Bull. AAP*, 66, 8, 1076-1090 p.
6. CATUNEANU O., 2002- "Sequence Stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls", *Journal of African Earth Science* 35, 43 p.
7. CODIGEM & BGS, 1993- "Mapa Geológico de la República del Ecuador". Escala 1:1'000.000, Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico - Minero Metalúrgica y British Geological Survey. Keyworth.
8. DASHWOOD & ABBOTTS, 1990- "Aspects of the Petroleum Geology of the Oriente Basin Ecuador", *Classic Petroleum Provinces*. Geological Society of London, Special Publication N°. 50, 89-117 p.

9. DIAZ M., 2000- "Caracterización y Reconstrucción Paleogeográfica de las cuencas Pre-Aptenses en el Oriente Ecuatoriano", Tesis inédita de grado, Universidad Central del Ecuador.
10. DIAZ M., BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F., 2004- "El Pre-aptense en la cuenca Oriente ecuatoriana", La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines, tomo 144, 23-44 p
11. DOOLEY TIM, MC CLAY KEN, 1997- "Analog Modeling of Pull-Apart Basins", AAPG, 1804-1826 p.
12. EGO F., SEBRIER M., LAVENU A., YEPES H. & EGÜEZ A, 1993- "Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes.",Extended Abstract, Second ISAG Symposium, Oxford (UK), pp. 89-92.
13. EXLOG, 1986- "Limoncocha – 1 Final Well Report", Reporte Interno Petroamazonas EP.
14. GAIBOR J., HOCHULI P.A., WINKLER W., TORO J., 2008- "Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador", Journal of South America Earth Sciences. v. 25, 145-156 p.
15. GEOSERVICES, 2002- "Reporte final de Geología DBMA-001", Reporte Interno Petroamazonas EP.
16. GEOSERVICES, 2001- "Reporte final de Geología EDYB-001", Reporte Interno Petroamazonas EP.
17. GEOSERVICES, 1996- "Reporte final de Geología EDYA-001", Reporte Interno Petroamazonas EP.

18. GEOSERVICES, 2004- "Reporte final de Geología Paka Sur - 1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
19. GEOSERVICES, 2008- "Reporte final de Geología Pañayacu - 1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
20. GEOSERVICES, 2004- "Reporte final de Geología Quinde - 1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
21. GEOSERVICES, 2004- "Reporte final de Geología Tumali - 1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
22. GEOSERVICES, 2009- "Reporte final de Geología Tuntiak - 1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
23. GEOSERVICES, 2002- "Reporte final de Geología Yanaquincha Este -A1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
24. GEOSERVICES, 2003- "Reporte final de Geología Yanaquincha Oeste A1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
25. HALL M. & CALLE J., 1982- "Geochronological Control for the Main Tectonic-Magmatic Events of Ecuador". Earth Science Review, v. 18, 215-239 p.
26. JAILLARD E., 1997- "Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador", Reporte no publicado, ORSTOM-Petroproducción, 163 p.
27. LITHERLAND M., & ASPDEN J., 1994- "The Metamorphic Belts of Ecuador", Overseas Memoir 11, BGS, United Kingdom, 147 p.
28. MATHALONE JEREMY M.P., MONTOYA R. MANUEL., 1995- "Petroleum Geology of the Sub-Andean Basins of Peru", AAPG, Memoir 62, 423-444 p.

29. MC CLAY K. R., 2003- "Advanced Structural Geology for Petroleum Exploration", Fault Dynamics Research Group, Royal Holloway University of London, 504 p.
30. MITCHUM JR., R.M., VAIL P.R., 1977- "Seismic stratigraphy and global changes of sea-level". Part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 135-144 p.
31. MITCHUM JR., R.M., VAIL P.R., THOMPSON III S., 1977- "Seismic Stratigraphy and Global changes of sealevel". Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 53–62 p.
32. ORDOÑEZ M., JIMÉNEZ N., Y SUÁREZ J., 2006, "Micropaleontología Ecuatoriana". Petroproducción – Centro de Investigaciones Geológicas Guayaquil, 634 p.
33. OCCIDENTAL EXPLORATION AND PRODUCTION COMPANY, 1988- "Reporte final pozo exploratorio Indillana No 1, Reporte Interno Petroamazonas EP.
34. OCCIDENTAL EXPLORATION AND PRODUCTION COMPANY, 1986- "Final Well Report Itaya 1A", Reporte Interno Petroamazonas EP.
35. OCCIDENTAL EXPLORATION AND PRODUCTION COMPANY, 1990- "Final Drinlling Report Jinivo No 1", Reporte Interno Petroamazonas EP.
36. OCCIDENTAL EXPLORATION AND PRODUCTION COMPANY, 1999- "LGNA – 001 Final Well Report", Reporte Interno Petroamazonas EP.
37. RIVADENEIRA M., 2004- "Breve reseña histórica de la exploración petrolera de la Cuenca Oriente", La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines, tomo 144, 205-228 p.



38. RIVADENEIRA M., BABY P., 1999- "La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción", Resultado parcial en el marco del convenio Petroproducción-IRD (EX - ORSTOM), 88 p.
39. RIVADENEIRA M., BABY P., 2004- "Características Geológicas Generales de los principales campos petroleros de Petroproducción", La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines, tomo 144, 229-295 p.
40. ROMEUF N., AGUIRRE L., SOLER P., FÉRAUD G., JAILLARD E., RUFFET G., 1995- "Middle Jurassic Volcanism in the Northern and Central Andes". Revista Geológica de Chile, v.22, 254-259 p.
41. SHANMUGAM G., POFFENBERGER M., TORO J., 2000- "Tide-Dominated Estuarine facies in the Hollín and Napo ("T" and "U") Formations (Cretaceous), Sacha Field Oriente Basin, Ecuador". AAPG, 652-682 p.
42. SUAREZ J., ORDOÑEZ M., 2007- "Nuevas Evidencias Bioestratigraficas del Pre-cretacico de la Cuenca Oriente del Ecuador", Centro de Investigaciones Geológicas, Petroproducción. 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America, 383-391 p.
43. TANKARD A. J., SKARMETA J., ULIANA M. A., SANTA ANA H., WELSINK H. J., WIENS F., RAMOS V. A., CIRBIAN M., LOPEZ O., TURIC M., GERMS G.J.B., FRANCA A. B., MILANI E. J., DE WIT M. J., BRITO NEVES B. B., MACHACHA T., EYLES N., MILLER R. McG., 1995- "Structural and Tectonic Controls of Basin Evolution in Southwestern Gondwana During the Phanerozoic"., AAPG, Memoir 62, 5-42 p.
44. TSCHOPP H., 1953, "Oil Explorations in the Oriente of Ecuador", Bull. AAPG, Vol. 37, N° 10, 2303-2407 p.

45. U.S. GEOLOGICAL SURVEY & ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL, 2003- "Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarias de Ecuador y Regiones Oceanicas Adyacentes", Escala 1:1250000, Internacional de la Litósfera, Grupo de Trabajo II-2, Principales Fallas Activas del Mundo

# **A N E X O S**

# **ANEXO 1**

**MAPA AL TOPE DEL BASAMENTO**

# **ANEXO 2**

**MAPA AL TOPE FACIES 1**

# **ANEXO 3**

**MAPA AL TOPE FACIES 2**

# **ANEXO 4**

**MAPA AL TOPE DISCORDANCIA FACIES 3**