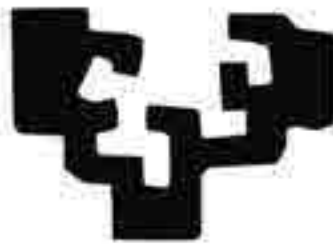


eman ta zabal zazu :



Universidad  
del País Vasco

Euskal Herriko  
Unibertsitatea

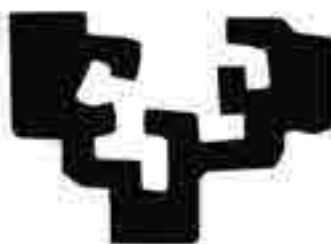
**ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA PARED DE SAL  
EUSKAL BALEA (GOLFO DE VIZCAYA) Y DE LOS  
DIAPIROS SALINOS DE SALINAS DE AÑANA Y  
MAESTU (CUENCA VASCO-CANTÁBRICA,  
ÁLAVA)**

Tesis presentada por  
Allen Frankovic

Leioa, diciembre de 2010



eman ta zabal zazu :



Universidad  
del País Vasco

Euskal Herriko  
Unibertsitatea

**ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA PARED DE SAL  
EUSKAL BALEA (GOLFO DE VIZCAYA) Y DE LOS  
DIAPIROS SALINOS DE SALINAS DE AÑANA Y  
MAESTU (CUENCA VASCO-CANTÁBRICA,  
ÁLAVA)**

Tesis presentada por

Allen Frankovic

Leioa, diciembre de 2010

Directores:

Luis Eguiluz Alarcón

Luis M. Martínez-Torres

## AGRADECIMIENTOS

Desearía mostrar mi gratitud a mi mujer y a mi hijo, por su apoyo y ánimos para realizar el doctorado. Así mismo, mi más profundo agradecimiento a los profesores de la Universidad del País Vasco, Dr. Sergio Robles, Dr. Koldo Martínez y Dr. Luís Eguiluz por aconsejarme, y muy especialmente a Koldo y Luis por leer esta tesis varias veces y ayudarme en la traducción. Tengo que agradecer también a la Sociedad de Hidrocarburos de Euskadi, y en especial a su Director General, Juan Cruz Vicuña, por dejarme utilizar la base de datos y la estación de trabajo para esta tesis, y por la ayuda económica recibida para la realización de los cursos de doctorado. Igualmente mi agradecimiento a ENAGAS y a su Director de Ingeniería de Almacenamientos, Francisco Pinilla, los cuales han sido muy generosos al facilitarme la accesibilidad a los datos sísmicos de su propiedad sobre los diapiros de Salinas de Añana y de Maestu. Además, me gustaría dar las gracias a Juan García por compartir conmigo sus conocimientos de la geología del País Vasco. Finalmente, desearía mostrar mi agradecimiento a los Doctores expertos en geofísica: Dr. Mark Brennan (Australia) y Dr. Hans Lohmann (Suiza) por la amabilidad de dedicar generosamente su tiempo a la revisión de este trabajo.

## INDICE

RESUMEN	1
PROLOGO	2
INTRODUCCIÓN	4
ANTECEDENTES DE LA TECTÓNICA SALINA	6
<b><u>CAPÍTULO 1</u></b>	<b>La Pared de Sal Euskal Balea, Cuenca Offshore de Parentis</b>
-INTRODUCCIÓN A LA PARED DE SAL EUSKAL BALEA	9
-DENOMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA DIAPÍRICA	9
-LOS DATOS DISPONIBLES	9
-DEFINICIÓN DEL FLANCO SUR DE LA CUENCA DE PARENTIS	13
-LA PARED DE SAL EUSKAL BALEA	15
-ORIENTACIÓN ESTRUCTURAL DE LA PARED DE SAL	22
-EXTENSIÓN HACIA EL OESTE DE LA CUENCA PARENTIS	25
-RECONSTRUCCIÓN DE UNA SECCIÓN N-S POR LA PARTE SUR DE LA CUENCA PARENTIS Y POR LA PARTE NORTE DEL ALTO DE LAS LANDAS	25
-CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO I	30

### Lista de Figuras del Capitulo 1

Figura 1-1	Mapa de localización de mallas seleccionadas de datos sísmicos en el Golfo de Vizcaya	10
Figura 1-2	Eliminación de refracciones y borrado de onda no deseada	13
Figura 1-3	Posición del límite sur de la Cuenca de Parentis / límite norte del Alto de Las Landas	14
Figura 1-4	Mapa de la ubicación de algunos sondeos offshore	14
Figura 1-5	La Estructura Euskal Balea	16
Figura 1-6	El Sondeo Golfo de Vizcaya 1	18
Figura 1-7	Comparación de estructuras basculadas, en las cuencas Kwanza y Parentis, por la retirada de la sal	20
Figura 1-8A	Vista 3D del suroeste de la Pared de Sal Euskal Balea	21
Figura 1-8B	Vista 3D del suroeste de la Pared de Sal Euskal Balea	22
Figura 1-9A	Vista 3D desde arriba de la Pared de Sal Euskal Balea desde el OSO	22
Figura 1-9B	Vista 3D desde arriba de la Pared de Sal Euskal Balea desde el OSO	23
Figura 1-10	Interpretación de ENIEPSA de la localización de los rasgos estructurales del Golfo de Vizcaya	23
Figura 1-11	Tres cuerpos de sal interpretados por Phillips Petroleum	24

Figura 1-12	Mapa de la localización de la línea sísmica V80-28	26
Figura 1-13	Fin del Jurásico	27
Figura 1-14	Fin del Cretácico Inferior	27
Figura 1-15	Fin del Cretácico	27
Figura 1-16	Fin del Paleógeno	28
Figura 1-17	Fin del Mioceno	29
Figura 1-18	Fin del Cuaternario	29

## **CAPÍTULO 2 Interpretación del Subsuelo Alrededor del Diapiro de Salinas de Añana**

-INTRODUCCIÓN	33
-GEOLOGÍA DE LA SUPERFICIE	34
-CONTROL DE SONDEOS	36
-GEOLOGÍA DE LOS SONDEOS Y CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS DE CADA UNIDAD	38
-CONTROL DE VELOCIDADES	39
-DATOS SÍSMICOS	41
-CORRELACION ENTRE SONDEOS Y REFLEXION SÍSMICA	53
-MAPAS DE ISOPACAS DE LOS ALREDEDORES DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA	57
-IMPLICACIONES DEL CAMBIO DE CIRCUMFERENCIA DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA	63
-BALANCEADO DE UNA SECCIÓN N-S POR EL DIAPIRO	66
-CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO 2	68

### Lista de Figuras de Capítulo 2

Figura 2-1	Posición relativa del control sísmico y de los sondeos en el área de Salinas de Añana	33
Figura 2-2	Ejemplo de correlación de formaciones aflorantes con datos sísmicos	35
Figura 2-3	Integración del perfil Interval Transit Time del sondeo Marinda 1	40
Figura 2-4	Posible dificultad de interpretación de una malla sísmica demasiado pequeña para definir de forma adecuada la estructura	42
Figura 2-5	Ejemplo de reconstrucción filtrada inicial	43
Figura 2-6	Ejemplo de sección con reprocesado post-apilamiento (FX, DAS y estáticas trim)	44
Figura 2-7	Ejemplo de sección migrada final	44
Figura 2-8	Geometría de los disparos y geófonos de un CMP	46
Figura 2-9	Ilustración de Binning	47
Figura 2-10	Línea SA-5 con estáticas de cuota de elevación (Elevation Statics)	47
Figura 2-11	Línea SA-5 con estáticas de refracción (Refraction Statics)	48
Figura 2-12	Línea SA-5 sin reducción de ruidos	49
Figura 2-13	Línea SA-5 tras la reducción de groundroll	49
Figura 2-14	Un filtro F-K para eliminar ruido coherente como groundroll	49
Figura 2-15	Efecto sobre el registro después de filtrar por número de onda y frecuencia (F-K) de los eventos atribuidos a ruido	50
Figura 2-16	Primera aplicación de estáticas residuales en SA-5	51
Figura 2-17	Segunda aplicación de estáticas residuales en SA-5	51

Figura 2-18.	Vistas del Conjunto de trazas (Gather); datos sumados a velocidades diferentes y Coherencia de datos (Seemblance) para determinar velocidades de apilamiento	52
Figura 2-19	Relaciones tiempo-velocidad en tres sondeos con estudios de velocidades	54
Figura 2-20	Correlación de unidades sísmicas entre los sondeos de San Antonio 1 y Marinda 1 en la línea sísmica SA81-4	55
Figura 2-21	Despegue de los niveles cabalgados sobre la sección de evaporitas del Keuper.	56
Figura 2-22	La causa de la “cuña” situada bajo el reflector del techo de las Calizas de Subijana	60
Figura 2-23	Secciones sucesivas Norte-Sur del diapiro de Oeste a Este	62
Figura 2-24	Cortes Este-Oeste a través del diapiro: a través de la mitad Norte del diapiro y a través de la mitad Sur	63
Figura 2-25	Actividad glacial de la sal durante el Neógeno y Cuaternario	64-65
Figura 2-26	Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final del Turoniense	67
Figura 2-27	Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final de la deposición de la formación Zuazo	67
Figura 2-28	Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final del Coniaciense	67
Figura 2-29	Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final del Santoniense	67
Figura 2-30	Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final de la deposición del Pobes	68
Figura 2-31	Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana en la actualidad	68

#### Lista de Cuadros de Capítulo 2

Cuadro 2-1	Unidades geológicas en el área de Salinas de Añana	35
Cuadro 2-2	Niveles encontrados en Antezana 1	36
Cuadro 2-3	Niveles encontrados en San Antonio 1	37
Cuadro 2-4	Niveles encontrados en Marinda 1	37
Cuadro 2-5	Litologías de las unidades geológicas del sondeo San Antonio 1	38
Cuadro 2-6	Relaciones tiempo velocidad, debajo del datum de referencia 570.29 m en el sondeo de Antezana 1	39
Cuadro 2-7	Relaciones tiempo velocidad, debajo del datum de referencia 757 m en el sondeo de San Antonio 1	39
Cuadro 2-8	Relaciones tiempo velocidad, debajo del datum de referencia 600 m en el sondeo de Marinda 1	40
Cuadro 2-9	Líneas sísmicas escaneadas, reconstruidas, con reprocesamiento post-apilamiento y migradas por Phoenix Data Solutions para SHESA en 2003	41
Cuadro 2-10	Líneas sísmicas de cobertura simple, escaneadas, y reconstruidas, con reprocesamiento post-apilamiento y migradas por Spectrum EIT para SHESA en 2007	41
Cuadro 2-11	Líneas sísmicas reprocesadas por Spectrum EIT para SHESA en 2007	45
Cuadro 2-12	Las áreas de superficie del diapiro de Salinas de Añana en edades geológicas diferentes	65

### **CAPÍTULO 3 Interpretación del Subsuelo Alrededor del Diapiro de Maestu**

-INTRODUCCIÓN	71
-GEOLÓGIA DE LA SUPERFICIE	71
-CONTROL DE SONDEOS	71
-CONTROL VELOCIDAD	72
-INTERPRETACIÓN DEL SUBSUELO	74
-ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA DE LAS UNIDADES INTERPRETADAS	76
- EL CABALGAMIENTO DE LA SIERRA DE CANTÁBRIA	77
- BALANCEADO DE UNA SECCIÓN N-S POR EL DIAPIRO	80
-CONCLUSIONES	82

#### Lista de Figuras de Capítulo 3

Figura 3-1	Borde de la parte norte del Diapiro de Maestu en la línea sísmica MA97-05	74
Figura 3-2	Borde de la parte noroeste del Diapiro de Maestu en la línea sísmica MA97-04	75
Figura 3-3	Secciones sísmicas consecutivas, con orientación de suroeste a noreste, cruzando el Diapiro de Maestu	75
Figura 3-4	Secciones sísmicas consecutivas, con orientación de sureste a noroeste, cruzando el Diapiro de Maestu	75
Figura 3-5	El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en la línea sísmica ALL-05	77
Figura 3-6	El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en la línea sísmica ZÑ-03	78
Figura 3-7	El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en la línea sísmica ELZ-04	78
Figura 3-8	El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en las líneas ELZ-102 y RI-70 justo al norte del diapiro de Estella	79
Figura 3-9	El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria al oeste y al este del diapiro de Estella	79
Figura 3-10	Sección NE-SO por el diapiro de Maestu al final del Cenomaniense	80
Figura 3-11	Sección NE-SO por el diapiro de Maestu al final del Turoniense	81
Figura 3-12	Sección NE-SO por el diapiro de Maestu al final del Santoniense	81
Figura 3-13	Sección NE-SO por el diapiro de Maestu: situación actual	82

#### Lista de Cuadros de Capítulo 3

Cuadro 3-1	Relación de tiempo versus profundidad en el sondeo Alda 1	73
Cuadro 3-2	Relación de tiempo versus profundidad en el sondeo Gastiain 1	73
Cuadro 3-3	Relación de tiempo versus profundidad en el sondeo Zuñiga 1	73

#### Lista de Anexos del Capítulo 3

Anexo 1	Ubicación de datos sísmicos en el mapa geológico de Eulate	84
Anexo 2	Techo del Triásico	85



Anexo 3	Techo del Weald	86
Anexo 4	Techo del Aptiense	87
Anexo 5	Techo del Albiense Inferior	88
Anexo 6	Techo del Albiense Superior	89
Anexo 7	Techo del Cenomaniense	90
CONCLUSIONES GENERALES		91
ANEJO 1. DEFINICIONES DE TERMINOS GEOFÍSICOS		94
ANEJO 2. LISTA DE ACRÓNIMOS Y ABREVIACIONES		101
BIBLIOGRAFÍA		103

## **Lista de Apéndices**

### **PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS**

#### **APÉNDICE I**

El borde sur de la Cuenca de Parentis en los datos sísmicos de reflexión  
PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS OFFSHORE

Figura I-1	Línea sísmica 74B-104
Figura I-2	Línea sísmica 74B-103
Figura I-3	Línea sísmica V80-31
Figura I-4	Línea sísmica 74B-102
Figura I-5	Línea sísmica 71CF-3
Figura I-6	Línea sísmica V80-30
Figura I-7	Línea sísmica V80-29
Figura I-8	Línea sísmica V80-28
Figura I-9	Línea sísmica V80-27
Figura I-10	Línea sísmica MARCONI-3
Figura I-11	Línea sísmica V80-26
Figura I-12	Línea sísmica V80-25A
Figura I-13	Línea sísmica V80-24
Figura I-14	Línea sísmica TL81-1
Figura I-15	Línea sísmica V80-23
Figura I-16	Línea sísmica V80-22
Figura I-17	Línea sísmica V80-21
Figura I-18	Línea sísmica MARCONI 6
Figura I-19	Línea sísmica CS01-147
Figura I-20	Línea sísmica OC-14
Figura I-21	Línea sísmica CS01-146
Figura I-22	Línea sísmica MARCONI 11
Figura I-23	Línea sísmica CS01-145
Figura I-24	Línea sísmica CS01-144
Figura I-25	Línea sísmica CS01-143
Figura I-26	Línea sísmica CS01-142
Figura I-27	Línea sísmica CS01-141
Figura I-28	Línea sísmica CS01-140

- Figura I-29 Línea sísmica CS01-139  
 Figura I-30 Línea sísmica CS01-138  
 Figura I-31 Línea sísmica CS01-137

## **APÉNDICE II**

Calaje de horizontes sísmicos a niveles geológicos en los sondeos del Golfo de Vizcaya  
 PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS OFFSHORE

- Figura II-1 Ubicación de Orion 1 y Le Sextant 1  
 Figura II-2 Orion 1 y Le Sextant 1 en la línea sísmica 81BOM-56  
 Figura II-3 Antares 101 en la línea sísmica 81BOM-22  
 Figura II-4 Phoenix 1 en la línea sísmica SG-451  
 Figura II-5 Ubicación de Fregate 1 bis y Cormoran 1  
 Figura II-6 Fregate 1 bis y Cormoran 1 en la línea sísmica MM88-9C  
 Figura II-7 Ubicación de Pingouin 1  
 Figura II-8 Pingouin 1 en la línea sísmica 80GG-2  
 Figura II-9 Ubicación de Ibis 2  
 Figura II-10 Ibis 2 en la línea sísmica 91MZM-4  
 Figura II-11 Ubicación de Ibis 1  
 Figura II-12 Ibis 1 en la línea sísmica MM88-9<sup>a</sup>  
 Figura II-13 Ubicación de Pelican 1  
 Figura II-14 Pelican 1 en la línea sísmica 81GG-4  
 Figura II-15 Ubicación de Danu 1  
 Figura II-16 Danu 1 en la línea sísmica MM88-2  
 Figura II-17 Ubicación de Taranis 1  
 Figura II-18 Taranis 1 en la línea sísmica MM88-5

- Cuadro II-1 Relación tiempo-profundidad en Orion 1  
 Cuadro II-2 Relación tiempo-profundidad en Antares 1  
 Cuadro II-3 Relación tiempo-profundidad en Phoenix 1  
 Cuadro II-4 Relación tiempo-profundidad en Fregate 1 bis  
 Cuadro II-5 Relación tiempo-profundidad en Cormoran 1  
 Cuadro II-6 Relación tiempo-profundidad en Pingouin 1  
 Cuadro II-7 Relación tiempo-profundidad en Ibis 2B  
 Cuadro II-8 Relación tiempo-profundidad en Pelican 1  
 Cuadro II-9 Relación tiempo-profundidad en Danu 1

## **APÉNDICE III**

Observaciones sobre las interpretaciones de líneas sísmicas individuales  
 PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS OFFSHORE

- Figura III-1 Interpretación de la línea sísmica V80-21  
 Figura III-2 Interpretación de la línea sísmica V80-22  
 Figura III-3 Interpretación de la línea sísmica V80-23  
 Figura III-4 Interpretación de la línea sísmica V80-24A  
 Figura III-5 Interpretación de la línea sísmica V80-25A  
 Figura III-6 Interpretación de la línea sísmica V80-26  
 Figura III-7 Interpretación de la línea sísmica V80-28

- Figura III-8 Interpretación de la línea sísmica V80-29  
Figura III-9 Interpretación de la línea sísmica 74B-102  
Figura III-10 Interpretación de la línea sísmica V80-31

## **SALINAS DE AÑANA**

### **APÉNDICE IV**

Mapas de 9 horizontes sísmicos  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

Explicación de los mapas

- Mapa IV-1 Techo del Pobes  
Mapa IV-2 Techo del Santoniense  
Mapa IV-3 Techo del Osma  
Mapa IV-4 Techo del Subijana  
Mapa IV-5 Techo del Zuazo  
Mapa IV-6 Techo de Turoniense  
Mapa IV-7 Techo de Cenomaniense  
Mapa IV-8 Techo del Albo-Cenomaniense  
Mapa IV-9 Techo del Albense

### **APÉNDICE V**

Vistas de las líneas sísmicas en el área del diapiro de Salinas de Añana  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

- Figura V-1 Línea Sísmica CC-1  
Figura V-2 Línea Sísmica CC-2  
Figura V-3 Línea Sísmica PM-11  
Figura V-4 Línea Sísmica PM-12  
Figura V-5 Línea Sísmica PM-16  
Figura V-6 Línea Sísmica PM-23  
Figura V-7 Línea Sísmica PM-24  
Figura V-8 Línea Sísmica PM-25  
Figura V-9 Línea Sísmica PM-26  
Figura V-10 Línea Sísmica PM-27  
Figura V-11 Línea Sísmica PM-29  
Figura V-12 Línea Sísmica PM-31  
Figura V-13 Línea Sísmica R-15  
Figura V-14 Línea Sísmica R-16  
Figura V-15 Línea Sísmica R-17  
Figura V-16 Línea Sísmica R-18  
Figura V-17 Línea Sísmica R-19  
Figura V-18 Línea Sísmica R-20  
Figura V-19 Línea Sísmica R-21  
Figura V-20 Línea Sísmica R-22  
Figura V-21 Línea Sísmica R-23  
Figura V-22 Línea Sísmica R-25  
Figura V-23 Línea Sísmica R-26  
Figura V-24 Línea Sísmica R-57  
Figura V-25 Línea Sísmica SA-1

Figura V-26	Línea Sísmica SA-2
Figura V-27	Línea Sísmica SA-3
Figura V-28	Línea Sísmica SA-4
Figura V-29	Línea Sísmica SA-5
Figura V-30	Línea Sísmica SA-81-01
Figura V-31	Línea Sísmica SA81-2
Figura V-32	Línea Sísmica SA81-3
Figura V-33	Línea Sísmica SA81-4
Figura V-34	Línea Sísmica SA81-5
Figura V-35	Línea Sísmica SA97-01
Figura V-36	Línea Sísmica SA97-02
Figura V-37	Línea Sísmica SA97-03
Figura V-38	Línea Sísmica SA97-04
Figura V-39	Línea Sísmica SA97-05
Figura V-40	Línea Sísmica SA97-06
Figura V-41	Línea Sísmica SA97-07
Figura V-42	Línea Sísmica SA97-09
Figura V-43	Línea Sísmica SA97-11
Figura V-44	Línea Sísmica ZU-1
Figura V-45	Línea Sísmica ZU-2
Figura V-46	Línea Sísmica ZU-5
Figura V-47	Línea Sísmica ZU-6

## **APÉNDICE VI**

Visualización de la historia tectónica del diapiro de Salinas de Añana por la  
reconstrucción de una sección por periodos de deposición  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

### INTRODUCCIÓN

ELECCIÓN DE LA SECCIÓN SÍSMICA PARA LA CREACIÓN DE LAS VISTAS  
DE APLANAMIENTO

Figura VI-1	Aplanamiento del techo del conglomerado de Pobes
Figura VI-2	Aplanamiento del techo del Santoniense
Figura VI-3	Aplanamiento del techo del Subijana
Figura VI-4	Aplanamiento del techo del Zuazo
Figura VI-5	Aplanamiento del techo del Turoniense

## **APÉNDICE VII**

Los diapiros de Salinas de Añana y Maestu en 3D  
ÁREAS DE SALINAS DE AÑANA Y MAESTU

Diapiros de Maestu y Salinas de Añana  
Crecimiento del Diapiro de Maestu  
Crecimiento del Diapiro de Salinas de Añana

## **APÉNDICE VIII**

Mapas de Capítulo 2  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

Mapa de Referencia Conjunto de Mapas Geológicos con Líneas Sísmicas

Mapa 1	Isopacas en Tiempo del Techo del Albiense al techo del Keuper
Mapa 2	Isopacas en Tiempo del Techo del Albocenomaniense al techo del Albiense
Mapa 3	Isopacas en Tiempo del Techo del Cenomaniense al techo del Albocenomaniense
Mapa 4	Isopacas en Tiempo del Techo del Turoniense al techo del Cenomaniense
Mapa 5	Isopacas en Tiempo del Techo del Zuazo al techo del Turoniense
Mapa 6	Isopacas en Tiempo del Techo del Subijana al techo del Zuazo
Mapa 7	Isopacas en Tiempo de la Base del Osma a la Base de la Cuña
Mapa 8	Isopacas en Tiempo del Techo del Osma al techo del Subijana
Mapa 9	Isopacas en Tiempo del Techo del Santoniense al techo del Osma
Mapa 10	Isopacas en Tiempo del Techo del Pobes al techo del Santoniense
Mapa 11	Perspectiva 3D del Diapiro Salinas de Añana

## RESUMEN

El objetivo de esta tesis es la interpretación y publicación de datos sobre tres estructuras diapíricas en el País Vasco.

La primera estructura está ubicada en la parte española de la Cuenca Parentis, que está separada del Alto de Las Landas por una Falla de bajo ángulo ( $29^\circ$ ), denominada la falla de Landes por Ferrer, et al (2008). A lo largo de 10-13 km al norte del borde meridional de la cuenca se reconoce una Pared de Sal. Esta estructura salina, la Pared de Sal Euskal Balea, se formó en su mayor parte simultáneamente a la discordancia del Cretácico Medio y creció esporádicamente hasta el final del Mioceno, aunque el movimiento a este nivel pudo haber cesado antes localmente. El fallamiento posterior de las partes superiores de la estructura fue la respuesta al colapso por disolución de sal, o bien a una extensión tardía de la cuenca mientras el ascenso diapírico se encontraba activo. Además, se han detectado otras estructuras relacionadas con la sal tales como sinclinales en anillo y secciones sedimentarias basculadas.

La segunda estructura es el diapiro de Salinas de Añana, que está ubicada en la parte sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica donde las evaporitas del Keuper se han introducido en los sedimentos. Estos sedimentos van de la formación Gordexola de edad Albo-Aptiense a sedimentos de edad Oligo-Mioceno. El diapiro está desplazado hacia el Sur dentro la sección alóctona del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, con su plano de despegue ubicado sobre las evaporitas de facies Keuper. La reinterpretación de datos sísmicos antiguos y de una malla 2-D del año 1997 nos ha llevado a concluir que el diapiro ha crecido continuamente desde el Albiense hasta el presente, con un mínimo de crecimiento (mínimo de área horizontal) al fin del Coniaciense Inferior.

La tercera estructura es el diapiro de Maestu, ubicado en la parte sureste de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Como el diapiro de Salinas de Añana, el diapiro de Maestu ha sido desplazado hacia el sur por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. Su momento de crecimiento mínimo ha sido en el Cretácico Inferior, aunque faltan datos en sus flancos oeste y sur para confirmar esta suposición.

## PROLOGO

La existencia de una pared de sal en aguas españolas, paralela a unos doce kilómetros al norte del borde meridional de la Cuenca de Parentis, fue documentada en 1981 por primera vez por Phillips Petroleum (ahora ConocoPhillips) y ENI-EPSA (ahora Repsol). Ahora, esta pared de sal está cruzada por líneas de seis campañas geofísicas que han sido reprocesadas recientemente, además de otras mallas sísmicas adyacentes. La eliminación de múltiples y el uso de algoritmos de migración modernos han sido claves en producir líneas sísmicas mucho más claras a la hora de interpretarlas.

Con todas las mallas sísmicas reprocesadas, se pueden prolongar horizontes geológicos encontrados al este en sondeos franceses hasta el área de la Pared de Sal Euskal Balea. Sin embargo, no ha sido tan fácil llevar estos horizontes por diferencias de opinión de las edades de unidades geológicas encontradas en los sondeos mencionados anteriormente. Por ejemplo, el techo del Oligoceno está definido como más profundo en sondeos cerca de la costa que en los sondeos más alejadas de la costa. En cualquier caso, se han corregido interpretaciones anteriores que han permitido ubicar el techo del Eoceno en este nivel.

Los primeros desplazamientos salinos relacionados con la Pared de Sal comenzaron al final del Cretácico Inferior y continuaron esporádicamente a través del Cretácico Superior, Oligoceno y, en menor medida, del Mioceno. La disolución de la sal ha causado fallas que cortan la sección geológica encima de la pared de sal. Otros desplazamientos de sal al norte de la Pared de Sal Euskal Balea han creado estructuras como las que existen en la cuenca Kwanza de Angola.

La extensión occidental de la Cuenca de Parentis se ha interpretado hasta 5°30'W. La Pared de Sal probablemente se extienda hacia el oeste, más allá de la red sísmica de la costa de Vizcaya, pero no hay datos suficientes para confirmarlo. Igualmente, al tener solamente líneas sísmicas espaciadas de cinco en cinco kilómetros, no se puede saber con exactitud la forma de la pared de sal.

Datos sísmicos recogidos en 1997, en la parte sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica, para investigar la posibilidad de convertir los diapiros de Salinas de Añana y de Maestu en almacenes subterráneos de gas natural, nos han dado la oportunidad de conocer mejor el crecimiento de dichos diapiros. En los casos de ambos diapiros, tanto la geología de superficie como la encontrada en sondeos cercanos, fue integrada con nuevos datos sísmicos con los datos sísmicos más antiguos recientemente reprocesados.

Los niveles geológicos identificados en los sondeos Antezana 1, Marinda 1 y San Antonio 1, en el área alrededor del diapiro de Salinas de Añana, fueron trasladados a las líneas sísmicas que pasaban cerca de dichos sondeos. Se usaron los ensayos de velocidades de estos sondeos para relacionar sus profundidades con las profundidades en tiempo de las líneas sísmicas.

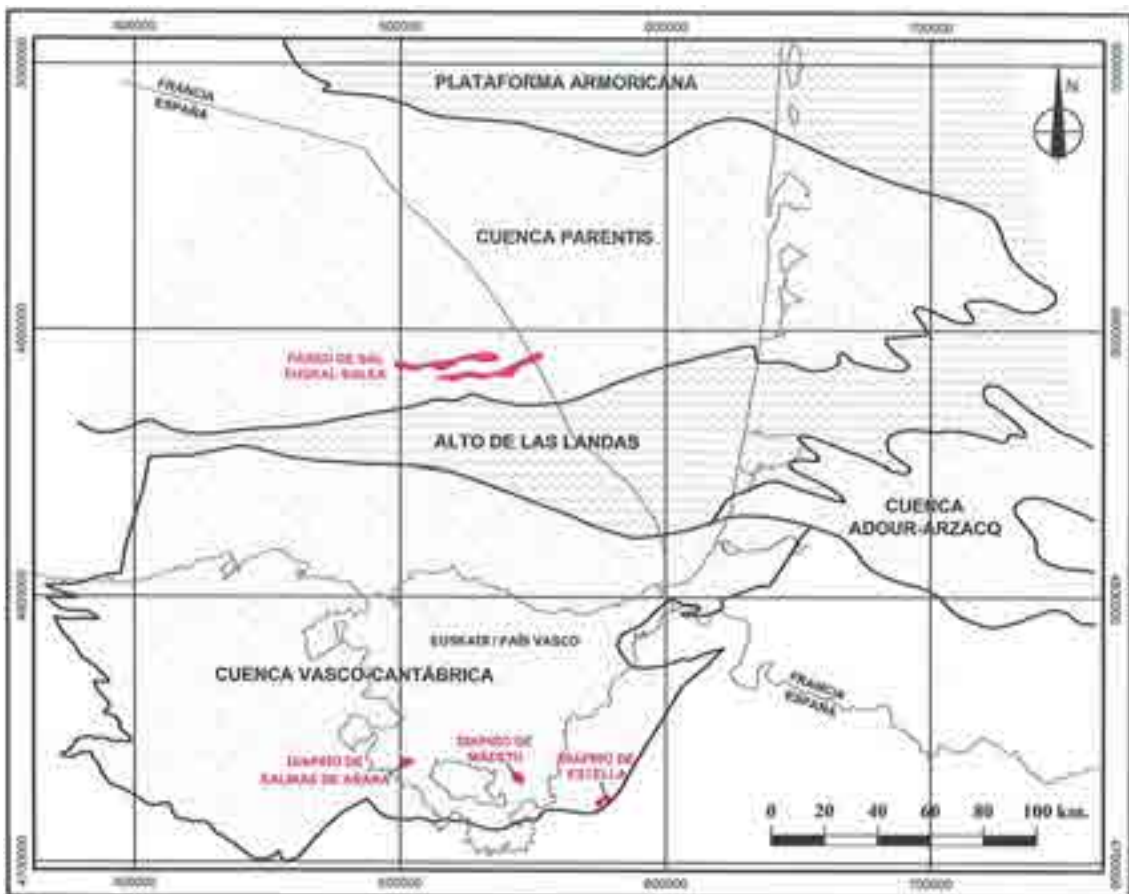
Las líneas sísmicas de las cuales no se han conservado los datos originales, fueron escaneadas, reconstruidas y reprocesadas post-apilamiento. Las líneas con datos digitales originales fueron reprocesadas como las de la Cuenca Parentis. Las técnicas modernas de tratamiento de datos han sido clave para producir un juego de datos coherentes para la interpretación de la historia geodinámica del diapiro.

Una de las herramientas más útiles que pueden utilizarse en la determinación de los periodos de movimiento de sal en un diapiro es el análisis de los mapas de isopacas de las unidades situadas en contacto con el diapiro. En este estudio se han elaborado once mapas de este tipo del diapiro de Salinas de Añana comprobándose como se formó en el Albiense como una extrusión del cuerpo de sal principal, quedando conectado a dicho cuerpo hasta después del Turoniense.



## INTRODUCCIÓN

El objetivo de esta tesis es comparar estructuras diapíricas situadas al Norte y Sur de los Pirineos. En la subcuenca de Parentis, de la Cuenca de Aquitania (Zona Norpirenaica), las estructuras de sal se disponen alargadas y paralelas a fallas extensionales antiguas. Véase abajo en el mapa la ubicación de la estructura diapírica Euskal Balea que fue elegida porque en ella se acomodó la extensión submeridiana de la cuenca. Más tarde, durante la fase compresiva pirenaica se produce una inversión estructural que comprimiría la Pared de sal Euskal Balea (Ferrer et al., 2008).



*Mapa de situación.*

En la Zona Surpirenaica la mayoría de los diapiros se han formado a favor de fallas hercínicas, debido a la acción de fuerzas gravitacionales sobre las unidades evaporíticas cubiertas por unidades más densas. Después, durante la orogénesis pirenaica, las fuerzas compresivas originan la inversión de partes de la cuenca, como el anticlinal de Bilbao y producen acortamientos asociados a cabalgamientos de poco ángulo. Por otra parte, muchos de los diapiros de la cuenca fueron cortados en su base y transportados con los sedimentos encajantes por grandes cabalgamientos que utilizan las evaporitas del Keuper como plano de despegue.

Los diapiros de Salinas de Añana y Maestu apenas sufren deformación durante la compresión pirenaica, porque estaban encapsulados dentro de la sección sedimentaria encajante. Tampoco detienen su crecimiento porque permanecen conectados a las

evaporitas del Keuper. No obstante, la pared de sal Euskal Balea, casi cesa su desarrollo por el cierre de su chimenea, aunque se aprecia un poco de crecimiento hasta tiempos recientes.

La razón por la que se han seleccionado estas tres estructuras diapíricas ha sido la disponibilidad de nuevos datos de sismica de reflexión adquiridos por ENAGAS en 1997 sobre los diapiros de Salinas de Añana y Maestu, y por el proyecto MARCONI sobre la pared de sal Euskal Balea en 2003. Además, los datos más antiguos adquiridos por varias compañías entre 1955 y 1991 han sido reprocesados y transformados a formato digital para facilitar su interpretación en una estación de trabajo con el Software Geographix. Este reprocesado ha permitido mejorar las interpretaciones existentes por la eliminación de múltiples y ruidos mezclados con los datos. En el caso de la pared de sal de Euskal Balea, la correlación entre sondeos franceses en la cuenca de Parentis y los datos sísmicos de los años 1980 y 1981 sobre la pared de sal de Euskal Balea ha sido posible por primera vez, por la integración de todos los datos que antes estaban en manos privadas.

Los datos de ENAGAS permiten definir por primera vez la forma de las paredes del diapiro de Salinas de Añana. Así mismo, los datos reprocesados alrededor del diapiro permiten una correlación de horizontes sísmicos en esta área, que las cortas líneas sísmicas de ENAGAS solas no permitían. Además, la migración de los datos sísmicos antiguos permite poner los horizontes interpretados más cerca de sus respectivas posiciones estructurales reales.

El material gráfico adjunto y su interpretación, justifican por si mismo la realización de esta tesis. Además, con independencia de las conclusiones obtenidas, en este trabajo se hace pública abundante información del subsuelo que, sin duda, será de gran utilidad en las futuras investigaciones pirenaicas.

Los colores de los horizontes fueron elegidos para que se apreciaran fácilmente frente a los colores (azul y rojo) de los datos de las líneas sísmicas y también para que se distinguieran entre si los horizontes rápidamente. Por ello, hay una alternancia de colores vivos en lugar de seguir los colores de la escala internacional (excepto el techo del Cenomaniense de las interpretaciones de Salinas de Añana y de Maestu que es de color verde oscuro y el techo del Triásico en la interpretación de Maestu que es de color verde azulado).

**NOTA:** Al final del trabajo se incluyen dos anejos: uno con la definición de términos geofísicos, y otro con los acrónimos y abreviaturas empleadas.

## ANTECEDENTES DE LA TECTÓNICA SALINA

Hay mucha literatura sobre la tectónica de sal. Una recopilación de alrededor de 1.800 entradas sobre diapirismo y diapiros fue publicada por Braunstein y O'Brien en 1968. En los siguientes 25 años, el número de trabajos se había doblado (Jackson et al., 1996). Hoy en día, hay más o menos 6.000 publicaciones sobre la tectónica de sal (GeoRef database). Una compilación de los artículos más importantes sobre la tectónica de sal fue publicada en AAPG's Re-Discovery Series (No. 6) (AAPG et al., 2003).

Los primeros trabajos se centran en los diapiros y su expresión en superficie. Hasta 1933, las investigaciones se centraban en las causas que originan el diapirismo. Desde 1934 hasta 1989, casi todos los investigadores pensaban que las estructuras de sal eran análogas a la superposición de dos fluidos con densidades invertidas. Desde 1989, los sedimentos que recubren las capas evaporíticas se consideran como una cubierta frágil pero competente, cuya deformación controla la tectónica salina. Deben mencionarse los trabajos de Vendeville y Jackson (1992a y 1992b) en los cuales se demuestra la pasividad de la sal, que se adapta a la deformación en vez de causarla.

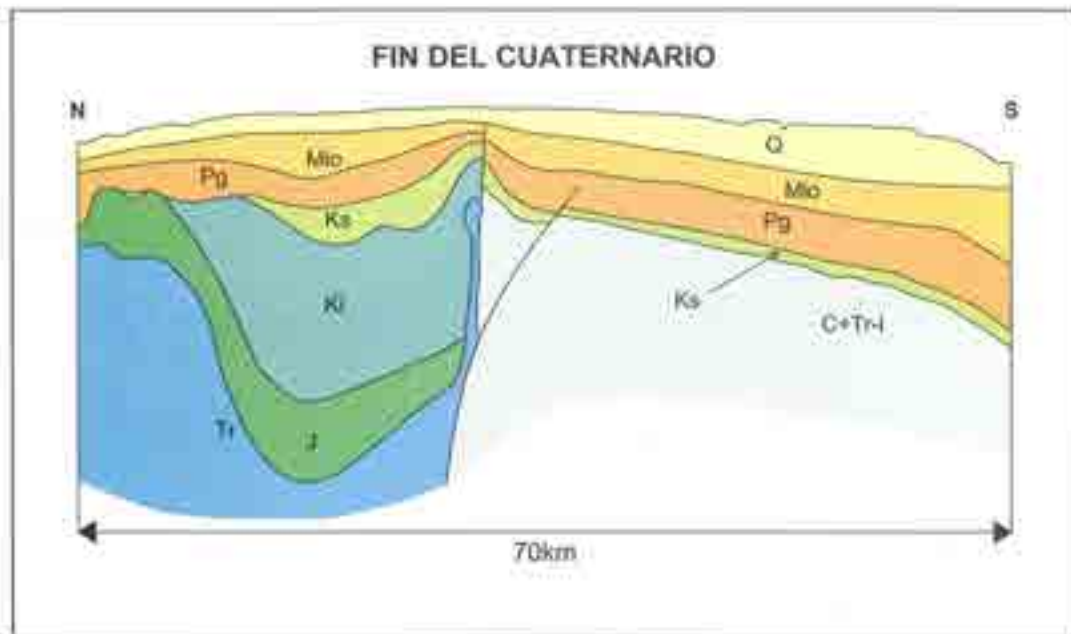
El término diapiro fue definido por Mrazec (1907), aunque algunas de sus propiedades básicas, como su emplazamiento intrusivo con las rocas encajantes, ya era conocido mucho antes (Posepny, 1871). La formación de diapiros en España fue explicada por vez primera por la contracción regional, como la descrita en los mantos del Rif por Yavanovitch en 1922. El flujo de un fluido fue postulado por Nettleton en 1934. Esta teoría reemplaza la contracción regional como el mecanismo más probable para la tectónica salina. Uno de los últimos artículos que utiliza una orogenia como causa de la tectónica salina es el de Richter-Bernburg y Schott (1959).

Barton (1933) fue el primero en proponer el downbuilding, esto es, el diapiro crece desde abajo sindeposicionalmente desde una cresta estática relativamente somera. Esta teoría fue finalmente confirmada como el mecanismo dominante en el crecimiento de domos de sal en zonas extensionales por reconstrucciones palinspásticas y por el uso de secciones balanceadas por Worrall y Snelson (1989). Seidal (1926) fue el primero en plantear que la extensión regional podría iniciar el diapirismo, pero la explicación mecánica no fue establecida hasta los modelos físicos de Jackson y Vendeville en 1990, que demostraron que las paredes de un diapiro crecen a una velocidad solo determinada por la velocidad de la extensión. Una vez que las capas sitas sobre el diapiro están adelgazadas y debilitadas, el diapiro puede atravesar estos materiales por el proceso de sobrecarga diferencial inducida.

Se puede encontrar una historia de la investigación salina más detallada en las primeras 28 páginas de Jackson et al., ed. (1996).

# CAPÍTULO 1

## La Pared de Sal Euskal Balea



Cuenca offshore de Parentis

# **CAPÍTULO 1**

La Pared de Sal Euskal Balea

Cuenca offshore de Parentis



## **INTRODUCCIÓN A LA PARED DE SAL EUSKAL BALEA**

El Triásico en facies Keuper ha desempeñado un papel muy importante en el desarrollo estructural de la cuenca off-shore de Parentis, la Cuenca Vasco-Cantábrica y cuencas adyacentes, facilitando: 1) un plano de despegue para fallas de bajo ángulo y 2) estructuras diapíricas que han perforado y plegado la cobertera sedimentaria.

El objetivo de este trabajo es presentar datos, hasta ahora inéditos, sobre la Pared de Sal "Euskal Balea". La existencia de una pared de sal en aguas españolas, paralela a unos doce kilómetros al norte del borde meridional de la Cuenca Parentis, fue documentada en 1981 por Phillips Petroleum (ahora ConocoPhillips) y ENIEPSA (ahora Repsol). En 1982, en cumplimiento de las obligaciones relativas a los trabajos realizados en los Permisos de Investigación Vizcaya E a J, los mapas con la estructura fueron enviados al Ministerio de Industria. Este trabajo incorpora otros datos diversos, y refina y expande estas primeras interpretaciones.

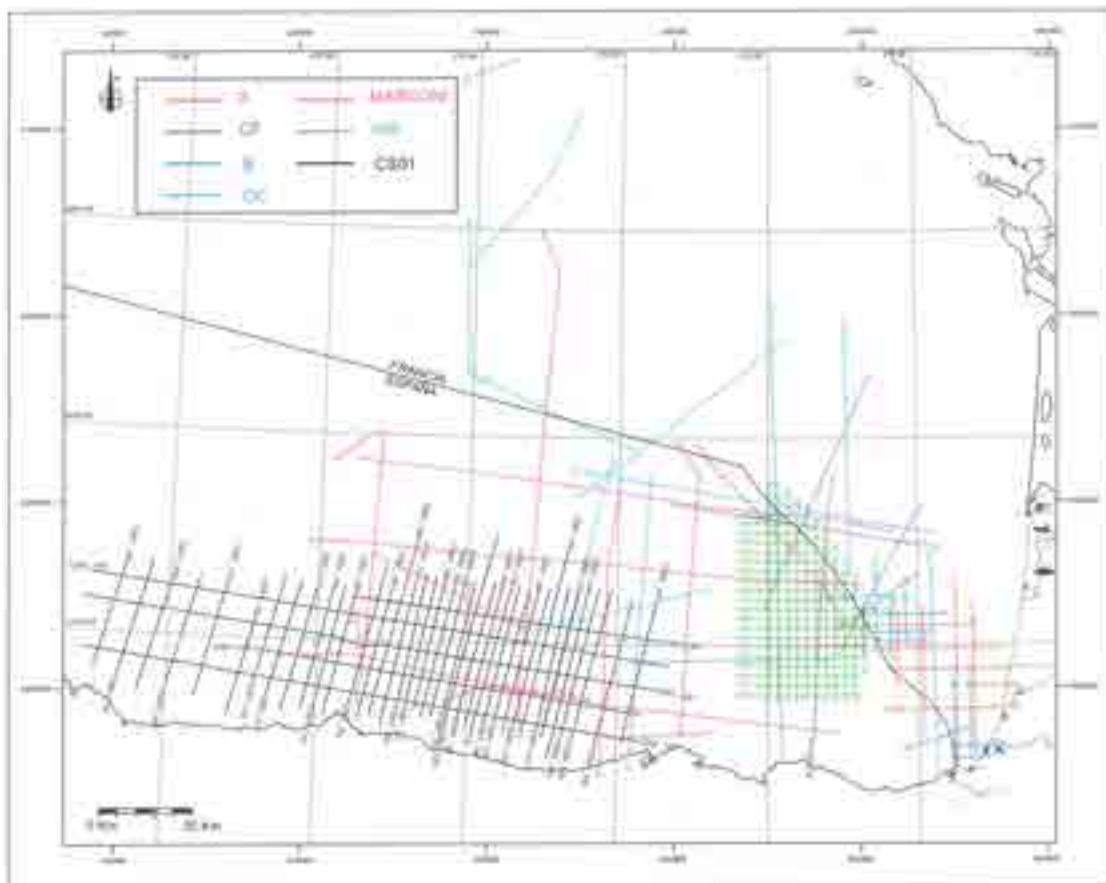
## **DENOMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA DIAPÍRICA**

Euskal Balea es el nombre en lengua vasca de la Ballena Vasca, también llamada Ballena Franca de Norte América (*Eubalaena glacialis*). La Ballena Vasca, a su vez, fue nombrada así por la población de la zona en la que fue cazada en el siglo IX. Mide 12 a 15 metros de largo, aunque se han registrado hasta 16,75 metros de tamaño y pesa más de 100 toneladas. Aunque común entonces, la ballena vasca fue cazada hasta su extinción en el Golfo de Vizcaya en el siglo XV. Aproximadamente 300 ejemplares se encuentran en la costa este de América del Norte, donde han sido protegidos desde 1935.

## **LOS DATOS DISPONIBLES**

Aunque la cartografía detallada de las estructuras de sal en la Cuenca Vasco-Cantábrica estaba en marcha a finales de los cincuenta (Pflug, 1957, reeditado en parte en 1967), Stackelberg, 1960 y Hempel, 1963), no se disponía de información en zonas de alta mar hasta 1968, cuando los intereses franceses llevaron al inicio de la recogida de datos sísmicos en el Golfo de Vizcaya. Debido a la profundidad del agua sobre la zona, de 950 metros en el Este a 1400 metros en el Oeste, sólo los datos sísmicos de reflexión (Figura 1-1) están disponibles para el análisis de las estructuras de sal. Los mapas gravimétricos y magnéticos producidos por Phillips en 1981 no reflejan la existencia de la estructura, tal vez debido a su escasa anchura, su profundidad y a la cercanía del borde sur de la Cuenca de Parentis.

La malla sísmica OC, de cobertura nominal (ver anejo de definiciones) de tres sumas (3-fold), consistente en trece líneas, fue adquirida por el IFP (Instituto Francés del Petróleo) para ERAP (ahora Total) entre 15/02/1968 y 20/3/1968. Estos datos fueron obtenidos utilizando Flexotir™ como la fuente de energía y registrados en un AS 626X. Las secciones escaneadas de este estudio, obtenidas del IFP, fueron digitalizadas, reprocesadas y migradas por Australian Seismic Brokers (ASB) para Hidrocarburos de Euskadi, S.A. en 2005.



*Figura 1-1 Mapa de localización de datos sísmicos seleccionados en el Golfo de Vizcaya*

Hay nueve líneas sísmicas de cobertura nominal de seis sumas en la malla A, que fue adquirida por el barco Richmond de Western Geophysical, para ESSOREP entre 27/10/1968 y 20/11/1968. Se obtuvieron estos datos utilizando Aquapulse™ a 9 metros de profundidad como fuente de energía, disparando cada 16,67 metros y grabado en una unidad de grabación REDCOR, con un intervalo de muestreo de 2 ms. Se utilizaron 24 grupos de hidrófonos en un cable de 2.400 m de longitud a una profundidad de 12 metros, manteniendo 225 metros de distancia entre la fuente y el primer grupo de hidrófonos. El filtro de grabación de paso bajo fue de 8 Hz y el filtro de paso alto de 80 Hz. La longitud del registro fue de 6,2 segundos.

La malla sísmica CF, de cobertura nominal de 24 sumas, consta de tres líneas, y fue adquirida por el buque Pollux de Prakla Seismos para ESSOREP entre 25/07/1971 y 06/08/1971. Se utilizaron como fuente de energía cañones de aire (Air-guns) y los registros de siete segundos fueron grabados en una unidad de grabación DFS III. Los



Air-guns se encontraban a once metros de profundidad y fueron disparados a cada 50 metros. El cable de 24 canales tenía 2.400 metros de largo y se mantuvo a una profundidad de 17 metros, manteniendo una distancia de 300 metros entre la fuente de energía y el grupo de geófonos más cercano. La grabación empleaba filtros de 8 Hz de paso bajo y 62 Hz de paso alto.

La malla B de cobertura nominal de 24 sumas consta de trece líneas, y fue adquirida por el barco Orio Artic de C.G.G. para ESSOREP entre 06/07/1974 y 09/07/1974. Para la adquisición de estas líneas, se utilizó una fuente Vaporchoc™ a cinco metros de profundidad y los datos fueron grabados en un SM328. La longitud del cable fue de 2.400 metros, con 48 grupos de hidrófonos en intervalos de 50 metros y 300 metros de distancia entre la fuente y el grupo de hidrófonos más cercano. Los datos fueron recogidos sin filtro de paso bajo y con un filtro de paso alto de 80 Hz. El intervalo de muestreo fue de 4 ms sobre un registro de cinco segundos. ESSOREP dio los datos de campo de los tres estudios mencionados previamente a SHESA, a cambio de los costes de copia y las copias de los datos reprocesados.

La malla sísmica V80, que consta de 32 líneas, fue adquirida y procesada por Western Geophysical Company of America (GTC) entre 1980 y 1981 para Phillips Petroleum Company (ahora ConocoPhillips). W.G.C. 103 Party adquirió los datos con el barco Western Artic utilizando una fuente Maxipulse™ a una profundidad de 12 metros, utilizando cargas de 0,5 libras cada 50 metros. Los datos se registraron en formato SEG-B en un DFS IV. El filtro de grabación fue 64 Hz de paso alto y sin paso bajo. La media de muestra fue de 4 ms con una longitud de registro de 8 ó 9 segundos. Los 3.000 metros de streamer (el tubo que contiene los hidrófonos) contenía 60 grupos de 40 hidrófonos por grupo espaciados a lo largo de 70 metros, y fue remolcado a una profundidad de 14 metros. La distancia entre la fuente y el primer grupo de hidrófonos era 238,6 metros. Incluida en la malla es una línea de prueba, TL81-1.

La campaña sísmica CS01 de 4.100 kilómetros fue recogida en 2001 por TGS-NOPEC en el buque fletado Nan Hai 502, en un proyecto compartido entre TGS-NOPEC Geophysical Company y la empresa Fugro Geoteam AS. Utilizaron una formación de fuentes de energía tipo cañones de aire comprimido con solo un orificio de salida de 360 grados, con una capacidad total de 3.410 pulgadas cúbicas y un streamer de 6.000 metros.

El buque de la Armada Española Hespérides, también recogió datos sísmicos para el Proyecto MARCONI (MARGen CONTinental NorIbérico) de la Universidad de Oviedo-Universidad de Barcelona-CSIC (Consejo Superior de Investigaciones Científicas) en septiembre de 2003. Se utilizó un dispositivo de airguns fabricado por la compañía Bolt Technology Corporation a 9 metros de profundidad con un intervalo de disparo de 40 segundos, 96 canales y 2.400 metros de cable, con un intervalo entre grupos de geófonos de 25 metros a una profundidad de 10 metros, con 98 metros de distancia entre la fuente y el primer grupo de hidrófonos. Los datos fueron registrados en una unidad Teledyne en formato SEG-D. El intervalo de muestra fue de 4 ms sobre un registro de 18 segundos. SHESA reprocesó ocho de estas líneas en 2005 junto con los datos de ESSOREP y Phillips, en Spectrum Energy & Information Technology Ltd.'s Geophysical Services Division.

Todos los datos excepto los de la campaña OC fueron reprocesados por Spectrum Energy & Information Technology en Woking, Inglaterra, utilizando sus ordenadores en Houston, Texas. La calidad del reprocesado fue controlada por el Jefe Geofísico de SHESA. La secuencia seguida en el procesamiento del Spectrum EIT fue:

- Recuperación de ganancia usando una corrección T (tiempo) al cuadrado.
- Filtro de paso bajo de 3 / 6 Hz.
- Aplicación de una ventana de deconvolución con una longitud de 240 ms y 12 ms o “predictive gap” (distancia delante de un segmento de una traza para calcular la señal que podría existir allí dados los datos previos).
- Corrección normal moveout (NMO) utilizando las funciones de velocidades interpretadas en un intervalo de dos kilómetros.
- Filtro transformado Radon para quitar múltiples (un filtro Tau-P para filtrar los datos de ESSO REP).
- Nueva corrección normal moveout usando las funciones de velocidades interpretadas en un intervalo de dos kilómetros.
- Corrección dinámica en capas inclinadas, DMO (Dip Move Out) Kirchhoff.
- F-K (Stolt) migración con una velocidad constante de 1700 m / s.
- Nueva corrección NMO (transformación de la trayectoria hiperbólica de los eventos de reflexión), en el eje del tiempo, en una línea horizontal (paso a offset cero) de manera que todas las trazas estén en fase, usando funciones de velocidades interpretadas cada medio kilómetro.
- Eliminación de las refracciones (véase Figura 1-2).
- Borrado directo por zonas para suprimir trenes de ondas no deseados (con excepción de los datos MARCONI).
- Filtro pasa banda (0-2.5 segundos: 2/4-70/80 Hz, 3.5-4.0 segundos: 2/4-50/60 Hz y 5.0-7.0 segundos: 2/4-40/50 Hz).
- Migración Kirchhoff utilizando el 100% de las velocidades de apilamiento alisadas.
- Filtro de paso por bandas tipo tiempo variante (0-2.5 segundos: 3/6-65/75 Hz, 3.5-4.0 segundos: 3/6-45/55 Hz y 5.0-7.0 segundos: 3/6-35/45 Hz).
- Edición de la reflexión del fondo del mar, aplicando un borrador cosmético.
- Aplicación de ecuilización mediante ventanas de equilibrio expansivas (control de ganancia automático usando una ventana de 500 ms para los datos MARCONI).

Las líneas sísmicas del estudio OC fueron escaneadas, digitalizadas, reconstruidas, reprocesadas post-apilamiento y migradas por Australian Seismic Brokers of Perth, Western Australia. La carga de datos se subcontrató a Geocom.

Se puede ver la mejora de los datos sísmicos procesados por Spectrum EIT sobre el procesamiento original comparando el tratamiento de las líneas originales V80-25 y 74B-102 (Figuras I-12 y I-4 del Apéndice I, con las Figuras III-5 y III-9 del Apéndice III, respectivamente). El reprocesamiento de los datos limpió las secciones (menos ruidos aleatorios y menos múltiples), lo que permite una interpretación más precisa de la geología del subsuelo de la cuenca.

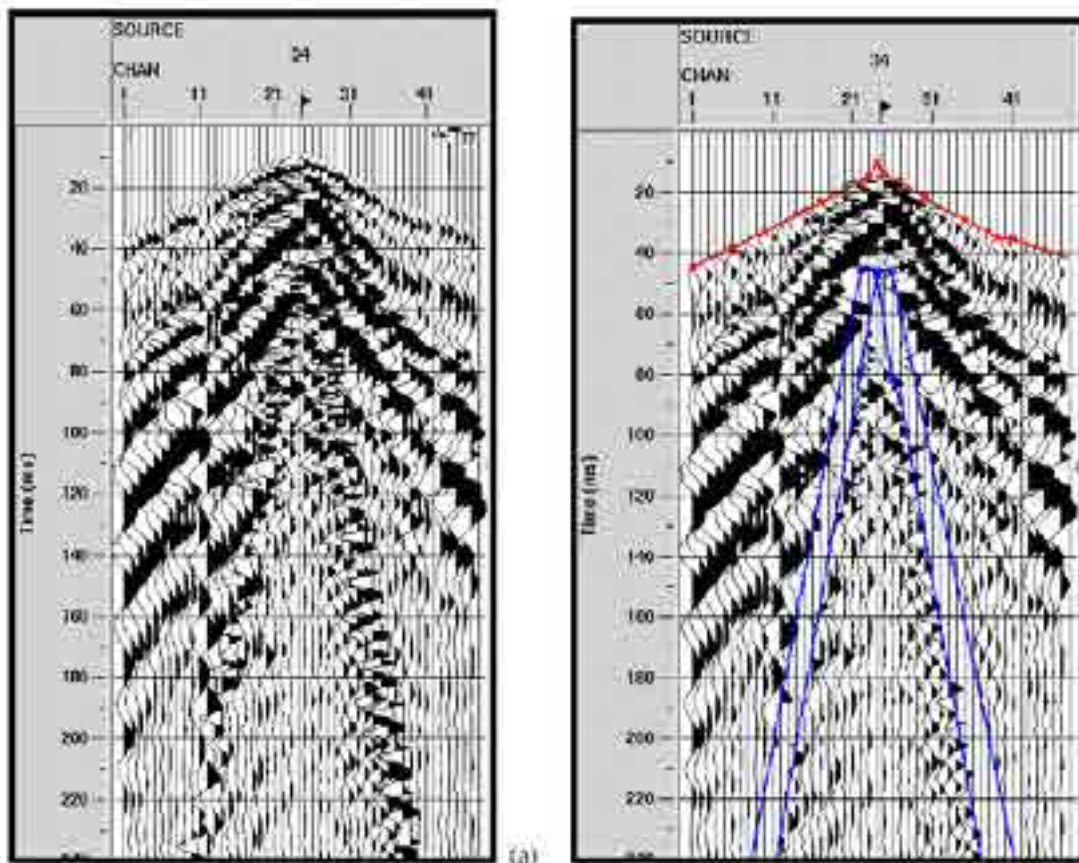


Figura 1-2 Eliminación de refracciones (rojo) y borrado de onda no deseada (zona azul).

### DEFINICIÓN DEL FLANCO SUR DE LA CUENCA DE PARENTIS

La Cuenca offshore de Parentis (Figura 1-3) está limitada al Sur por una falla normal, dando a la cuenca su forma de semi-graben (Pinet, 1987). Al Sur de la falla queda erosionado el Alto de Las Landas. Según ocho de los perfiles sísmicos de reflexión utilizados en este estudio, la inclinación de la falla varía entre 21° y 35° al norte, con un promedio de 28°, una mediana de 30° y una moda (valor más frecuente) de 31°. La dirección de la falla en aguas españolas es N87°E, aunque a pequeña escala es bastante sinuosa. En aguas francesas la dirección es N77°E, hasta cuatro kilómetros antes de alcanzar la costa, donde toma una dirección sureste.

La estratigrafía de las cuencas de Parentis y del Alto de Las Landas cerca del litoral es bien conocida a partir de 26 sondeos perforados en aguas francesas, además de los sondeos en aguas españolas (Figura 1-4). El alto de Las Landas está fuertemente erosionado, con el Cretácico Superior descansando sobre el Carbonífero en aguas españolas y conservándose parte de Triásico en aguas francesas. En los sondeos en aguas francesas, hay espesores diferentes del Triásico: al menos 317 metros en el sondeo Esus 1 (Tanniou, 2001), 380 metros en Danu 1 (Humbel and de Feraudy, 1981) y por lo menos 1.051 metros en Taranis 1 (Humbel, 1981). Resulta complicado determinar la desaparición del Triásico hacia el oeste porque, en ausencia de datos de sondeos, es muy difícil reconocer las unidades triásicas por la baja calidad de los datos sísmicos disponibles. En la costa francesa, en el sondeo Labenne 1, el Triásico se encuentra directamente sobre el Silúrico.

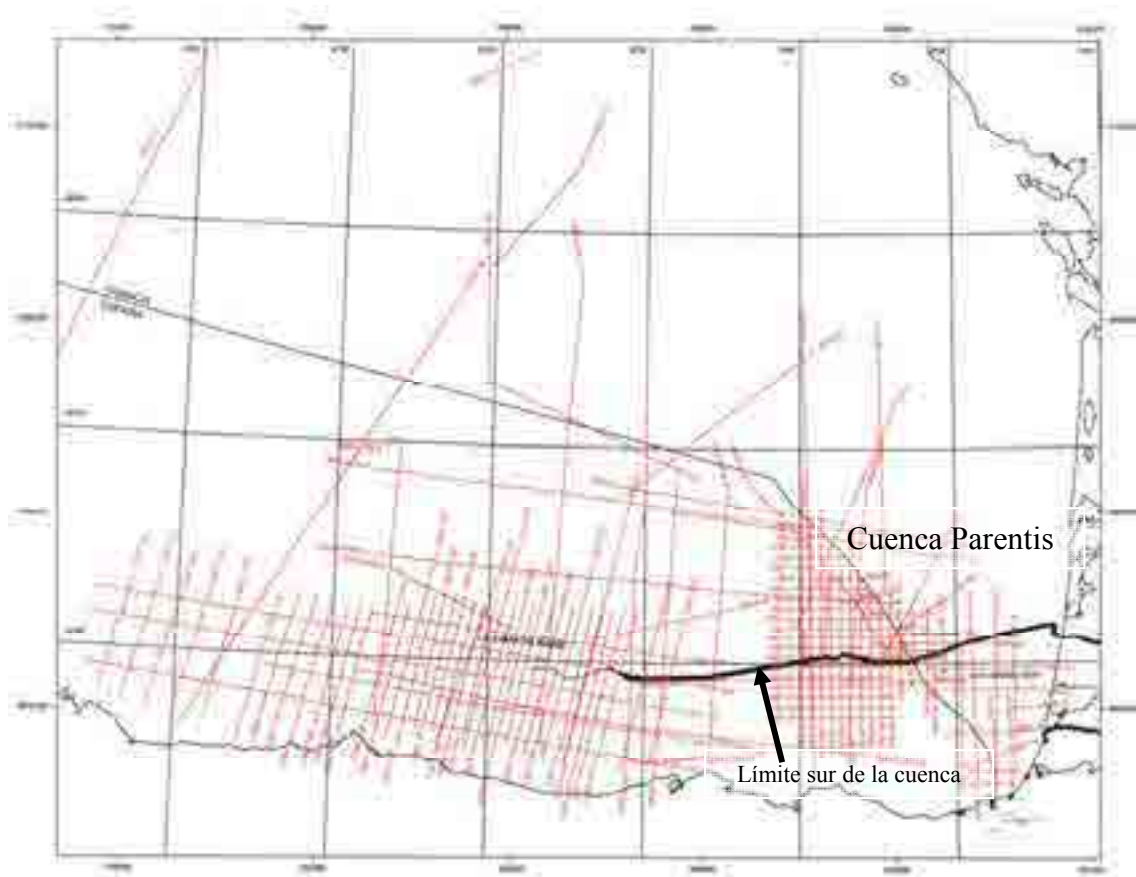


Figura 1-3 Posición del límite sur de la Cuenca de Parentis y límite norte del Alto de Las Landas

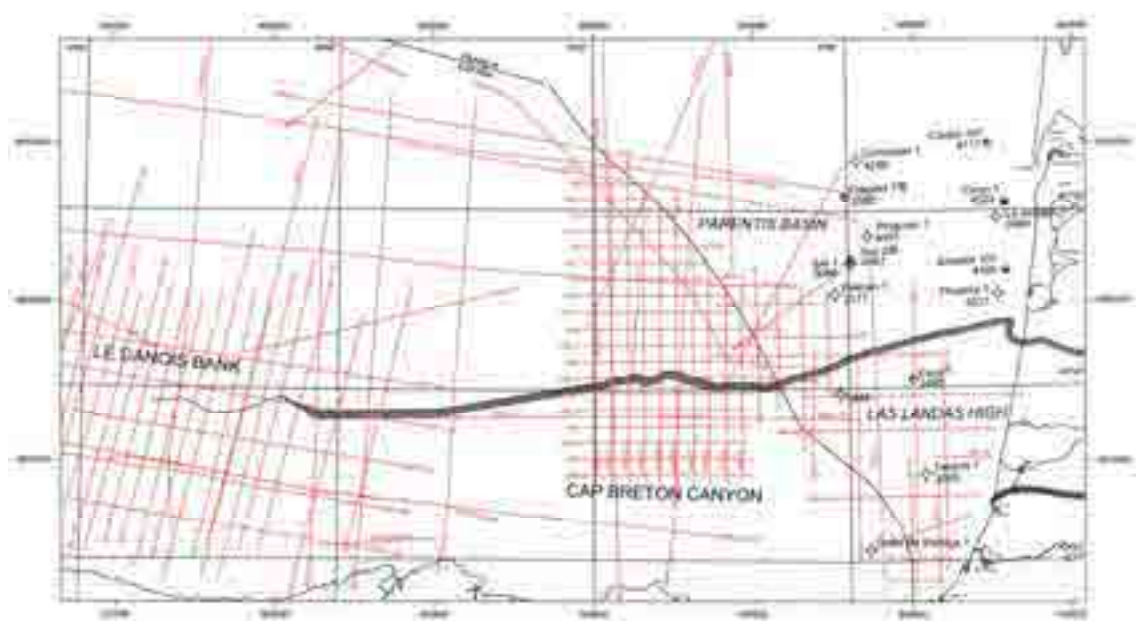


Figura 1-4 Mapa de localización de algunos sondeos offshore

La cuenca marina de Parentis presenta potentes series del Jurásico y Cretácico Inferior, además de una potente sección triásica. Todas las series buzan suavemente hacia el norte, en contraposición a los materiales terciarios que se inclinan suavemente hacia el sur, a ambos lados de la falla que es el borde sur de la cuenca. El techo del Lías es el nivel más profundo que puede ser cartografiado con datos sísmicos convencionales. El Jurásico Medio y Superior alcanza un espesor de un segundo en la sísmica (Taylor, 1989): 1.621 metros en el sondeo Castor 101. Los carbonatos del Jurásico Superior-Purbeckiense tienen normalmente 400-500 m de espesor, salvo en caso de erosión en la parte superior de las estructuras salinas. El Kimmeridgiense inferior varía de 300 metros en los flancos de la cuenca a más de 900 metros en el centro. En el sondeo Orion 1, el Cretácico Inferior tiene un espesor medido de 2.516 metros y el Cretácico Superior 583 metros (Coutre, 1966).

### **LA PARED DE SAL EUSKAL BALEA**

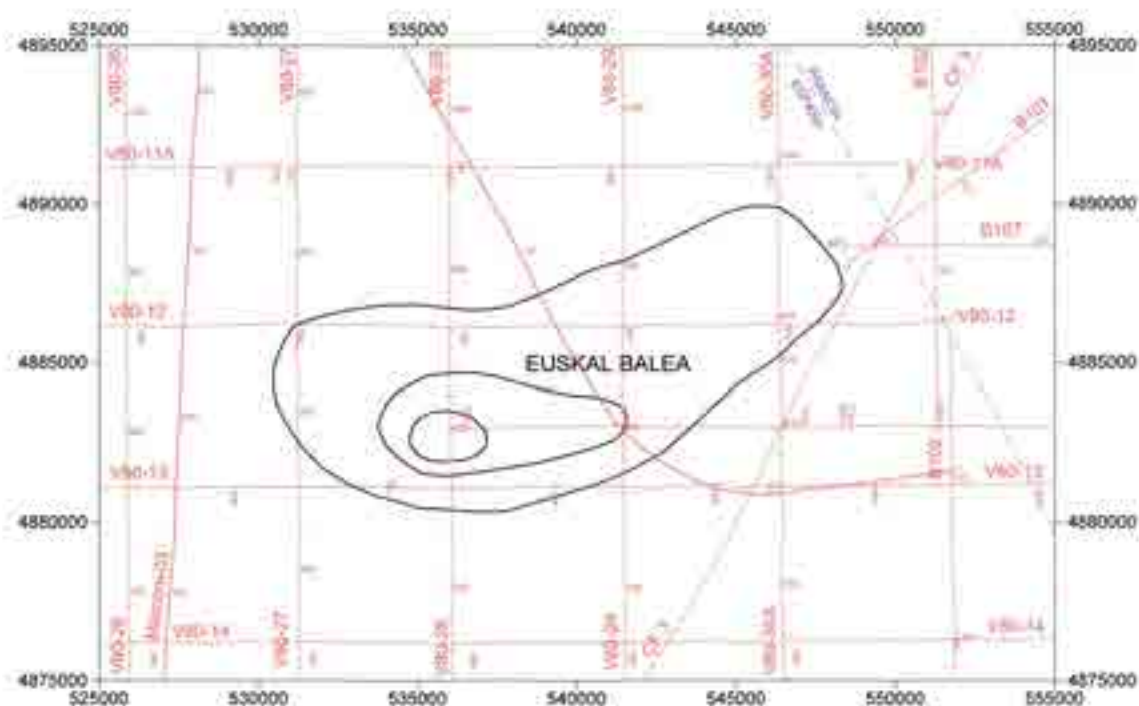
Como ya se ha definido previamente, paralela al límite sur de la cuenca de Parentis, en aguas españolas y a unos 10-13 km al norte de ese límite, existe una estructura diapírica intrusiva, de al menos 50 km de largo. La estructura varía en sección de un simple domo en la parte occidental (Apéndice I) a una complicada doble pared basculada (o paredes en batería), con desplazamiento de la sal hacia el este. La continuación occidental de la Pared de Sal es desconocida debido a la falta de información sísmica. Aunque según la información existente hay estructuras salinas más al oeste, las distancias entre las líneas sísmicas no permiten confirmar esta tendencia. Por ejemplo, en una posición similar con respecto al borde de la cuenca, en la línea MARCONI 11 (Apéndice I, Figura I-22), hay una estructura salina. Asimismo, la terminación oriental no está bien definida debido a la falta de control sísmico en la zona.

En este estudio se combinaron controles sísmicos a ambos lados de la frontera. En general, las compañías petroleras han mostrado escaso interés en la exploración de esta estructura. Ahora se sabe que en la parte superior de la Pared de Sal, los contornos de las rocas del Cretácico Superior se cierran antes de salir de las aguas españolas debido a la existencia de fallas en la parte oriental de la estructura. Es decir, la Pared de Sal alcanza su ápice más oriental en aguas españolas (Figura 1-5). El Cretácico suprayacente puede contener rocas-almacén, aunque la delgada cobertera y las fallas que cortan esta unidad son preocupantes en cuanto a si la estructura está sellada o no.

Una estructura diapírica despegada de la capa de sal más profunda ha sido interpretada por Ferrer, et al. (2004) donde la línea sísmica MARCONI 3 cruza la pared de sal. Ferrer (comunicación personal, 2007) ha deducido que la sal debe estar despegada, ya que el volumen de sedimentos en los sinclinales periféricos es igual a la cantidad de sal diapírica, algo que sólo es posible con un cuerpo de sal despegado. La Pared de Sal fue elevada desde el basamento en relación con una compresión, probablemente durante la orogenia pirenaica. Esta premisa está apoyada en la modelización de cuerpos salinos que Ferrer había hecho en Houston. Su interpretación de la estructura, en cartografía, coincide con el trabajo de ENIEPSA previamente citado.

También, la modelización citada ha confirmado que hay una relación entre el ángulo de la falla sur de la cuenca y la distancia de la pared de la falla. Hay que asumir que los primeros movimientos de sal fueron relacionados con fuerzas gravitacionales debido al

menor peso específico de la capa de sal triásica que solapa la falla, ambas con buzamientos al norte. Hay que hacer constar que los trabajos de Ferrer se concentraban en la línea sísmica MARCONI 3 (Ferrer, et al, 2008) y, por lo tanto, lo que se aprecia en esta línea podría variar a lo largo de la pared de sal.



*Figura 1-5 La estructura Euskal Balea (coordenadas UTM). Techo del Cretácico en tiempo: intervalo de los contornos de 50 ms.*

En esta interpretación, se puede ver la influencia de los trabajos de Ferrer comparando las líneas de una interpretación intermedia (Apéndice III), con la interpretación final (Apéndice I).

El hecho de que la Pared de Sal sea paralela al borde de la cuenca y que el borde de la cuenca esté controlado por una única falla normal de bajo ángulo, y teniendo en cuenta el buzamiento hacia el norte de la serie Mesozoica, nos lleva a creer que la posición de la estructura salina está controlada por una serie sencilla de fallas extensionales de edad Cretácico Superior. En tierra, los movimientos salinos en la Cuenca Parentis se inician en el Kimmeridgiense con almohadas salinas y sinclinales anulares primarios, continuando en el Apto-Albiense con diapirismo en etapa de crecimiento y desarrollo de sinclinales anulares secundarios (Taylor y Pesca, 1988). En general, este modelo no funciona en el offshore, aunque los rasgos extrusión-intrusión salina como los observados en los sedimentos Terciarios en torno al sondeo Ibis 1, todavía podrían conciliarse con lo observado en tierra. Un buen ejemplo de sinclinal anular en la parte española de la Cuenca de Parentis puede observarse en la línea sísmica V80-22 alrededor del punto de tiro (S.P.) 860 (Apéndice I, Figura I-16).

Sin más datos, sería muy difícil determinar la cronología del movimiento salino. Sin embargo, este estudio ha determinado que la interpretación previa de los datos sísmicos de la zona (Phillips Petroleum Company y ENI/ENPSA) tenía erróneamente atribuido el techo del Eoceno como techo del Oligoceno. Este error de interpretación ha podido

ocurrir bien, por el traslado del techo del Eoceno desde el sondeo Golfo de Vizcaya 1 (Figura 1-6), donde está repetido cuatro veces por cabalgamientos, o por una correlación errónea de los datos sísmicos en aguas francesas, o incluso por ambas razones. Este estudio utiliza datos de TotalFinaElf, Shell y ESSO REP para correlacionar horizontes de doce sondeos (Apéndice II: Cormoran 1, Fregate 1bis, Pingouin 1, Ibis 2, Ibis 1, Pelican 1, Danu 1, Taranis 1, Orion 1, Le Sextant 1, Antares 101 y Phoenix 1) de los 22 sondeos localizados en aguas francesas de la Cuenca de Parentis. Todo lo que puede verificarse por el momento es que el movimiento halocinético continuó hasta el final del Oligoceno y que probablemente terminó a finales del Mioceno, aunque también hay evidencia de movimientos holocenos sobre la estructura en los datos sísmicos de alta resolución del Proyecto MARCONI. Para conocer la edad del fin del movimiento salino será necesario datar los sedimentos terciarios aflorantes en el talud norte del cañón de Cap Breton o bien realizar un sondeo en la parte española de la cuenca de Parentis y así determinar con precisión la edad de los reflectores del Terciario.

En cuanto al horizonte del techo del Oligoceno que se ha interpretado, cabe mencionar que cerca del litoral, la interpretación de niveles en los sondeos es coherente entre sí. Los sondeos en alta mar también son compatibles entre sí, pero en un nivel más alto que en los sondeos cercanos a la costa. Hay varias explicaciones para esto. Una podría ser que la parte superior del Oligoceno reconocida en los sondeos cercanos a la costa corresponda al Oligoceno medio sin la presencia de sedimentos del Oligoceno superior, mientras que en alta mar los sondeos tienen una sección más completa del Oligoceno. Una segunda posibilidad es que sedimentos retrabajados del Oligoceno hayan llevado a investigadores previos a considerar el techo del Oligoceno demasiado alto en los sondeos muy alejados de la costa. Una tercera razón puede ser que los sondeos fueron perforados por Shell en el norte, entre 1969 y 1975, y por SNEA (P) en el sur, entre 1980 y 1982, mientras que los sondeos próximos a la costa fueron perforados por ESSO REP entre 1966 y 1995 y por el SNEA (P) / Elf, entre 1977 y 1995. La diferencia en la atribución reflejaría diferencias internas entre Shell y ESSO, con SNEA (P), siguiendo el criterio establecido por cada compañía en sus respectivos sectores.

Aunque podemos establecer generalidades, probablemente, la mayoría de los movimientos salinos comenzaron y se detuvieron en diferentes momentos a lo largo de los distintos sectores de la Pared de Sal. Los sedimentos del Mioceno no parecen estar afectados por el ascenso de sal en la línea sísmica V80-22 (Apéndice I, Figura I-16) y tampoco parecen afectados los sedimentos del Mioceno Superior en la línea sísmica V80-25A (Apéndice I, Figura I-12). Aunque los sedimentos eocenos no están adelgazados sobre la parte superior de la Pared de Sal en la línea sísmica 74B-103 (Apéndice I, Figura I-2), estos y el Mioceno Inferior están desplazados hacia arriba por movimientos miocenos. Por otro lado, se puede observar el crecimiento más reciente en las líneas V80-28, 29, 30 y 31 (Anexo I, Figuras I-8, I-7, I-6 y I-3, respectivamente). De hecho, parece haber un ligero relieve en la superficie sobre la Pared de Sal en las líneas sísmicas V80-24, 28 y 29, con una depresión superficial relacionada con un sinclinal anular en la línea V80-24 (Apéndice I, Figura I-13).

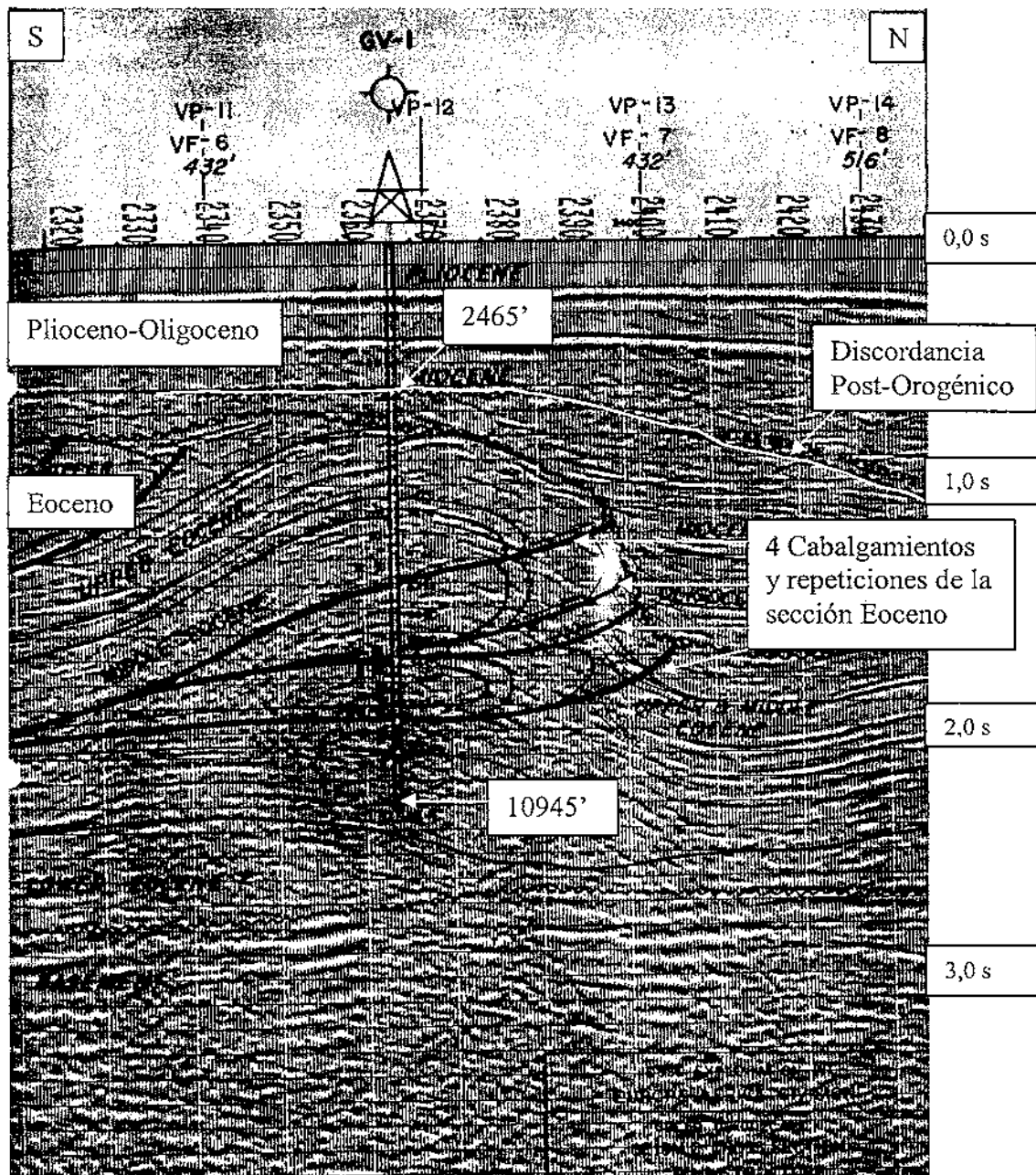


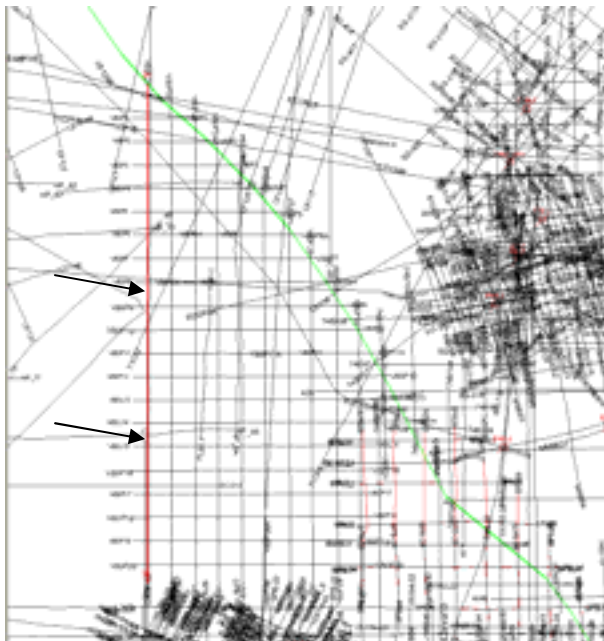
Figura 1-6. Sondeo Golfo de Vizcaya 1 (adaptado de ESSO Exploración Inc., 1973). Véase Figura 1-4 para la localización del sondeo.

El fallamiento de sedimentos suprayacentes complementado con el trazado de isopacas puede determinar la cronología del movimiento de ascenso de la sal. Posibles estructuras de colapso parecen haberse formado a lo largo de la parte superior de la Pared de Sal en la mitad occidental. La falla más prominente sobre la cresta de la estructura es un accidente inclinado hacia el sur, que a menudo coincide en profundidad con el flanco sur de la Pared de Sal. La extensión de la falla, sin embargo, parece ser limitada y a veces no coincide con el flanco sur del diapiro, desapareciendo en la parte superior de la Pared. La falla que mejor evidencia el colapso debido a la disolución de sal se encuentra en la línea V80-23 (Anexo I - Figura I-15).

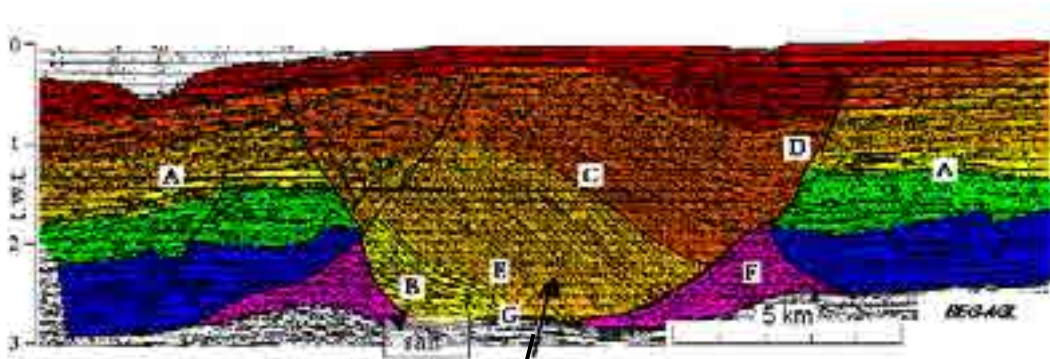


La gran falla antes mencionada corta hacia arriba hasta el Mioceno en las líneas V80-21 y 22 (Anexo 1 - Figuras I-17 y I-16, respectivamente) y se extiende más allá de la parte superior del Mioceno en las líneas V80-23, 24 y 26 (Apéndice I, Figuras I-15, I-13 y I-11, respectivamente), pero nunca alcanza el fondo marino.

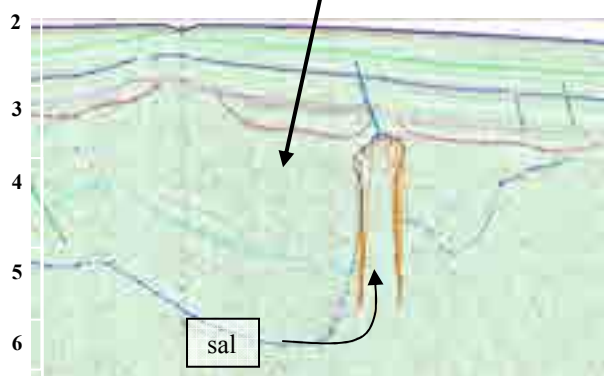
El comienzo del diapirismo es post-Aptiense y probablemente posterior al Albiense, como lo pone de manifiesto la inclinación de los sedimentos del Jurásico y Cretácico Inferior, debido a la retirada de sal al norte de la Pared de Sal. El arrastre debido a la retirada de sal en la cuenca de Kwanza, offshore de Angola (Guglielmo, et al, 1997), es muy similar a la que se ve en el sector español de la Cuenca de Parentis (Figura 1-7). Este tipo de deslizamiento por gravedad fue propuesto por primera vez por Buroillet (1995). En comparación, los sedimentos del Cretácico Superior están poco afectados. En la línea V80-21, los sedimentos del Cretácico Inferior (¿post-Barremiense?) son impulsados hacia arriba por la sal, causando la erosión del Cretácico Superior más allá de este punto. En la línea V80-22 (Figura III-2), la sal sigue sin perforar la parte superior del Cretácico Inferior, pero, en este caso, el Cretácico Superior, aunque muy perturbado, no está adelgazado. En las líneas V80-23 (Figura III-3) y 24 (Figura III-4), el techo del Cretácico Inferior está perforado por la sal, pero el Cretácico Superior no está adelgazado.



Mapa de posición.  
La parte de la línea sísmica V80-21 que aparece en la parte inferior de la Figura 1-7 (en la página siguiente) es la zona de la línea roja comprendida entre las dos flechas negras de este mapa.



Basculamiento de las secciones sedimentarias debido a la retirada de sal



*Figura 1-7: Comparación de series basculadas en las cuencas Kwanza (arriba) y Parentis (línea V80-21 abajo) por la retirada de sal (imagen superior adaptada de Guglielmo, 1997). (Tiempos dobles en segundos)*

En la línea V80-25A (Figura III-5) se observa un adelgazamiento del Cretácico Inferior, aunque el Cretácico Superior no ha sido perforado. En la línea V80-26 (Figura III-6), la sal está metida en el Cretácico Inferior, pero no se observa adelgazamiento. Sin embargo, a poca distancia hacia el este, aproximadamente a un kilómetro y medio, puede observarse la situación contraria en la que el Cretácico Inferior no es traspasado, pero el Cretácico Superior está adelgazado. En la línea V80-27, a cinco kilómetros al este de la línea 26, el Cretácico Superior ha sido perforado por la sal, pero no se observa adelgazamiento del Cretácico Superior. El Oligoceno está muy adelgazado, mientras que el Mioceno está sólo ligeramente adelgazado. En la línea V80-28 (Figura III-7), el techo del Cretácico Inferior no está perforado, pero se nota un adelgazamiento del Cretácico Superior. En la línea V80-30 (Figura III-8) el Cretácico Superior está perforado en un 75% así como adelgazado. En las líneas sísmicas V80-31 y 74B-102 (Anexo I, Figuras I-3 y I-4, respectivamente), el Cretácico Superior está adelgazado pero no perforado por la sal.

Aunque apenas hay evidencias en los datos sísmicos de reflexión de la industria petrolera, los últimos movimientos relativos hacia arriba de la Pared de Sal se ven claramente en la línea sísmica de alta resolución recogidos al mismo tiempo en la línea MARCONI 3. Movimientos recientes causados por desplazamientos de sal son también visibles en otras estructuras salinas en las líneas sísmicas de alta resolución adquiridas al mismo tiempo, tal como se observa en las líneas sísmicas MARCONI 7 y 8.

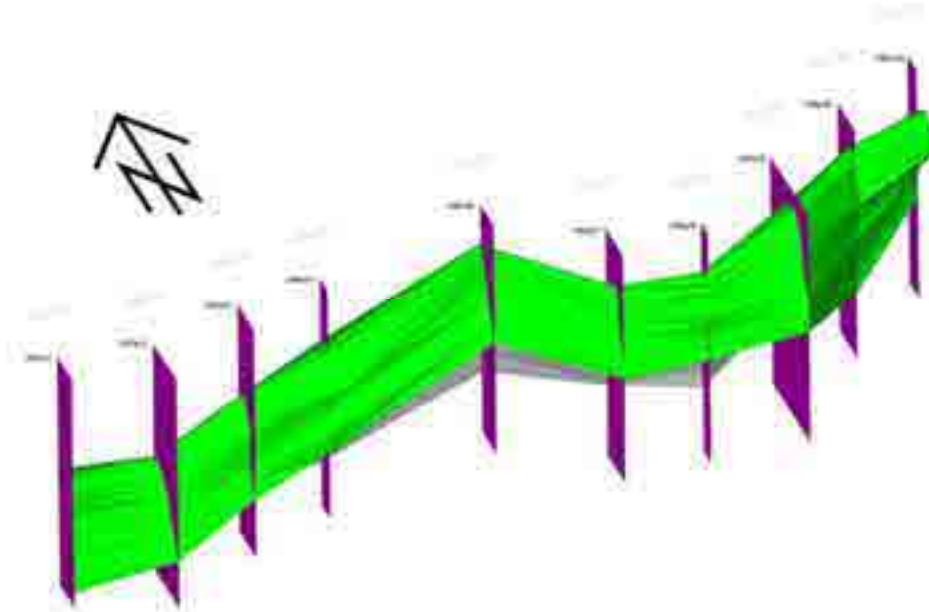
## ORIENTACIÓN ESTRUCTURAL DE LA PARED DE SAL

La Pared de Sal Euskal Balea es larga y continua, de anchura variable de 0,5 a 2 kilómetros (Figuras 1-8 y 1-9). Sin embargo, en su mitad oriental también puede ser interpretada como una serie de paredes en posición de batería. También puede ser interpretada como una pared doble (véase mapa de locación en la introducción y Figura 1-9, interpretación de ENIEPSA). Esta configuración puede ser debida a fallas transformantes N35°W que también explicarían el “dogleg” (cambio brusco en la dirección) en el borde de la cuenca, desplazándose gradualmente hacia el Sur, al este de la línea sísmica V80-26. No sólo el borde de la cuenca está desplazado hacia el norte, sino también la Pared de Sal y otras estructuras. Esta posible falla transformante ha sido cartografiada como una pequeña falla inclinada hacia el SO.

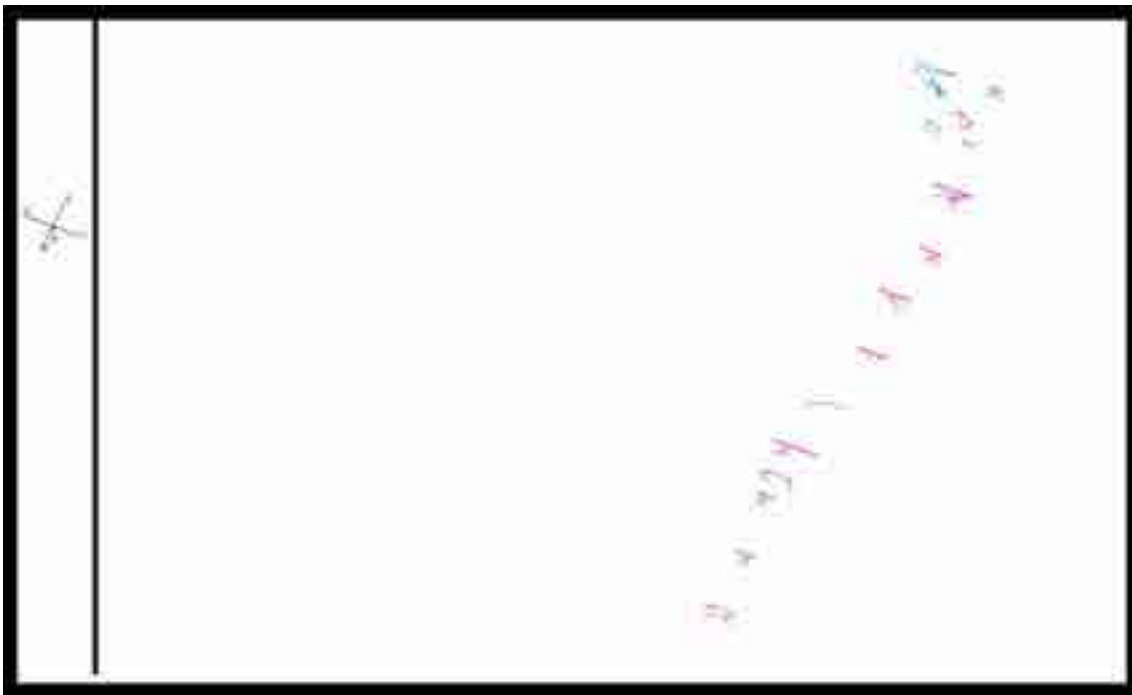
Otras estructuras salinas han sido descritas en la Cuenca offshore de Parentis por ENIEPSA y Phillips Petroleum, como se ve en las Figuras 1-9 y 1-10, respectivamente. La Pared de Sal Euskal Balea no tiene expresión en los mapas de anomalías gravimétricas de Bouguer realizados por Phillips, pero ello era predecible dada su delgadez, su cercanía al borde de la cuenca, su profundidad y el espaciamiento de las líneas de control. Tampoco se puede apreciar en los mapas de gravedad por satélite.



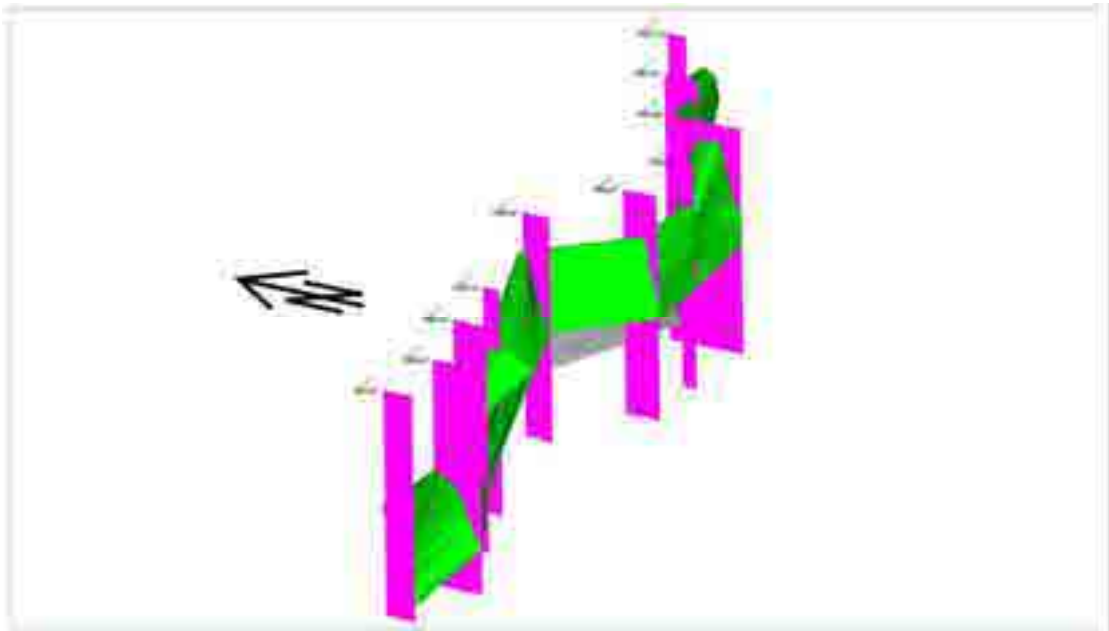
*Figura 1-8A Vista 3D del suroeste de la Pared de Sal Euskal Balea. En la parte más al este, la pared de sal (morado) disminuye en tamaño y una segunda pared (azul) empieza al norte. Solo vemos la pared donde hay líneas sísmicas que la cruzan. La distancia entre las trazas es de 5 km, descartando la cuarta y la penúltima traza del diapiro en esta figura.*



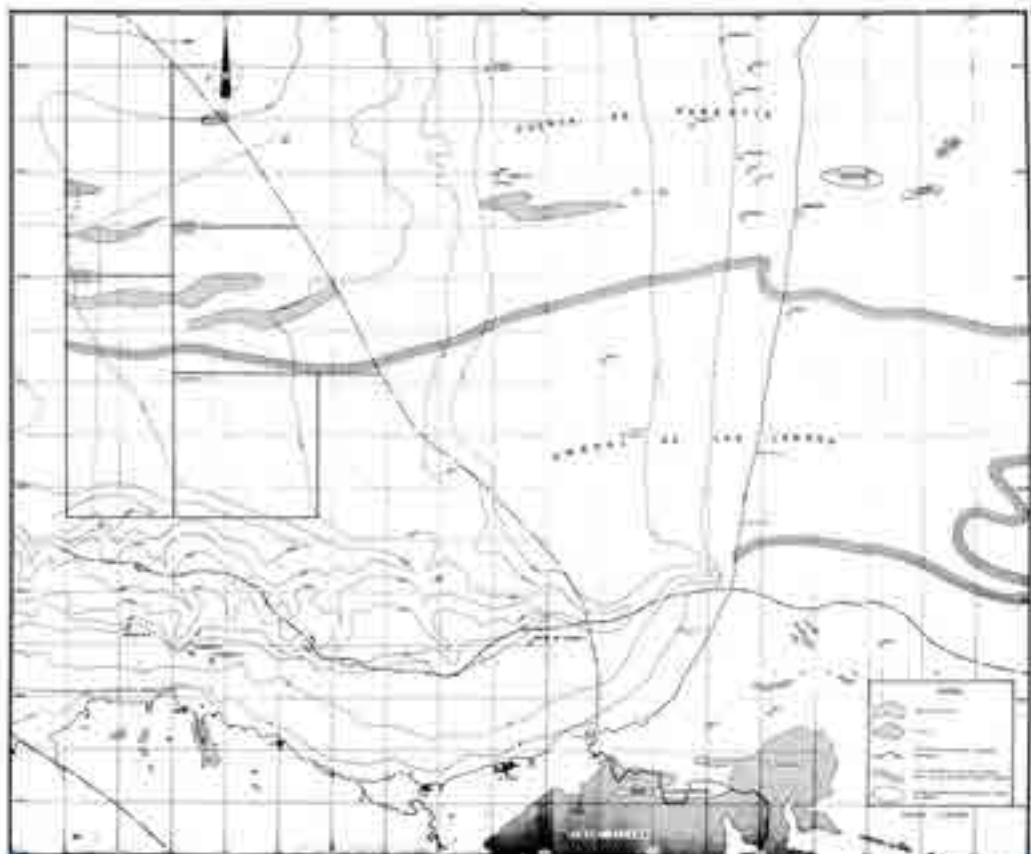
*Figura 1-8B Es la vista de la Figura 1-8A pero con más exageración vertical y las secciones interconectadas. Está constuida con solo diez de las trece secciones habiendo cinco kilometros entre secciones, salvo entre la cuarta y quinta donde hay diez kilometros.*



*Figura 1-9A Vista 3D desde arriba de la Pared de Sal Euskal Balea desde el OSO. La pared es bastante recta, como la falla que define el borde sur de la Cuenca Parentis justo al sur (derecha) de la pared. La posición de los dos diapiros en la penúltima línea sísmica no se alinea bien con la posición de los diapiros en las dos líneas adyacentes, probablemente, al menos en parte, por la migración de los datos. La migración de los datos de esta línea es incompleta porque la línea no cruza perpendicularmente el diapiro como en las demás líneas.*



*Figura 1-9B La vista 3D como en la Figura 1-9A, pero no desde tan arriba. La ilusión de no estar muy recta es, en parte, debida a los cambios de altura de la pared de sal.*



*Figura 1-10. Interpretación de ENIEPSA de la ubicación de los rasgos estructurales en el Golfo de Vizcaya. Las áreas rellenas con uves invertidas son áreas donde hay diapiros, las áreas moteadas son zonas productoras de los campos petrolíferos, las zonas rayadas son áreas paleozoicas de rocas masivas como las de Cinco Vilas, y la zona rodeada por un patrón de rayas es el Alto de las Landas.*

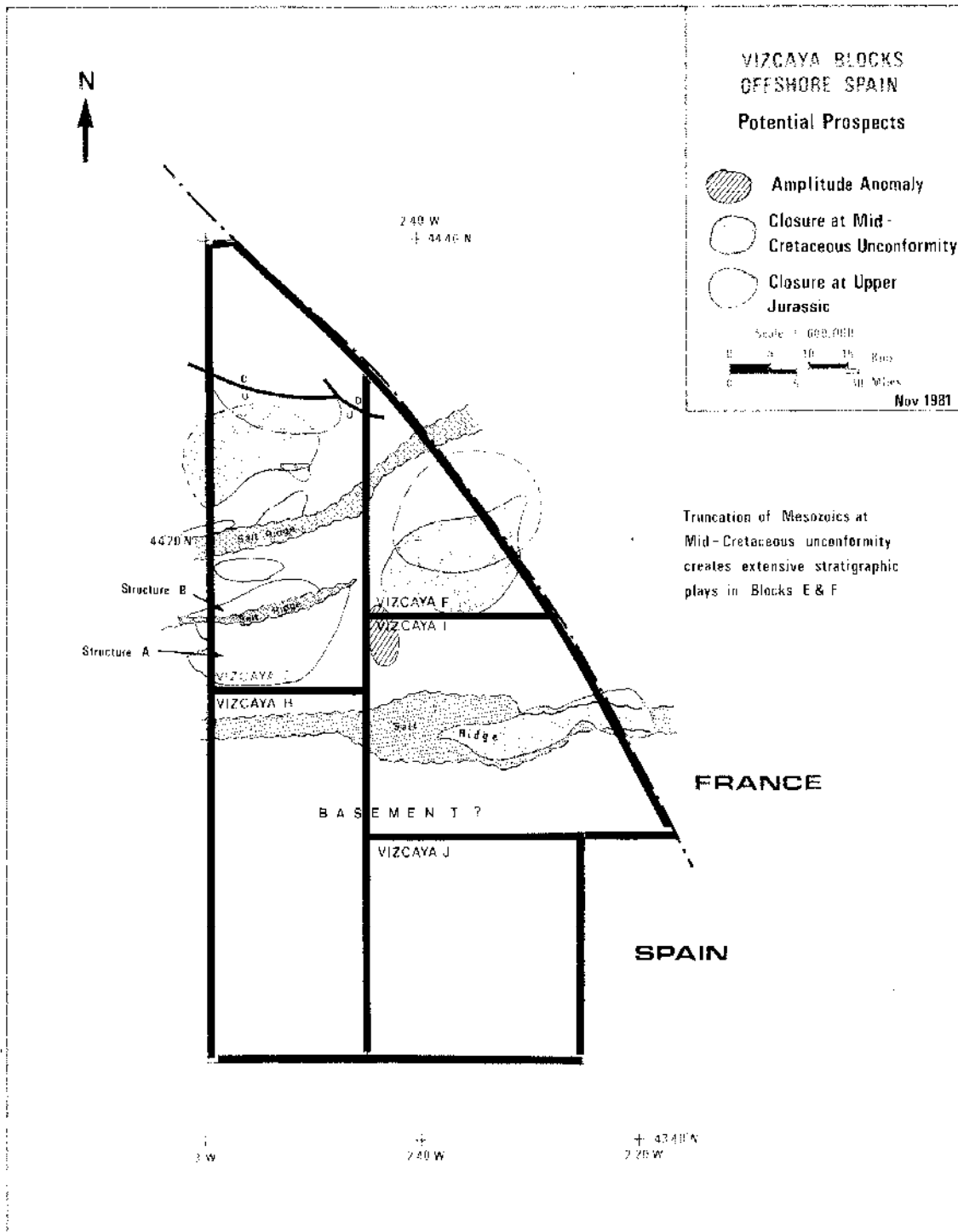


Figura 1-11. Tres cuerpos de sal interpretados por Phillips Petroleum. Lo marcado como "Salt Ridge" es la estructura Euskal Balea de esta tesis.

## **EXTENSIÓN HACIA EL OESTE DE LA CUENCA PARENTIS**

Quizás el hallazgo más importante de este trabajo es la evidencia de la continuación hacia el oeste de la cuenca de Parentis, probablemente más allá de 4°43'37.5" O, como se ha visto en diversos estudios sísmicos recogidos en 1968 por ERAP, 1971 y 1974 por ESSOREP, 1981 por Phillips, 2001 por Fugro Geoteam AS / TGS Nopec y en 2003 durante el proyecto MARCONI de la Universidad de Oviedo, la Universidad de Barcelona y el CSIC. Cerca de la longitud mencionada, se eleva el Banco Le Danois (localmente denominado el Caldero del Cachucho), pudiendo ser el responsable de la erosión de la sección sedimentaria del borde sur de la supuesta continuación de la Cuenca offshore de Parentis. Esto no elimina, sin embargo, la posibilidad de la preservación y continuación más hacia el oeste de la cuenca, por debajo del cabalgamiento del Banco Le Danois (véanse las Figuras I-20 y I-25 del apéndice I). El límite sur de la cuenca no está definido más allá de este punto por la falla que define el extremo norte del Alto de las Landas, sino por el cabalgamiento del Banco Le Danois.

Esta interpretación se ve corroborada por el trabajo de Pulgar et al. (2004), donde interpreta una sección Mesozoica conservada bajo cabalgamientos al norte de la línea sísmica MARCONI 5 en aproximadamente 5°30' O. Sin embargo, no llegó a la conclusión de que estos sedimentos pertenecen a la Cuenca de Parentis.

## **RECONSTRUCCIÓN DE UNA SECCIÓN N-S POR LA PARTE SUR DE LA CUENCA PARENTIS Y POR LA PARTE NORTE DEL ALTO DE LAS LANDAS**

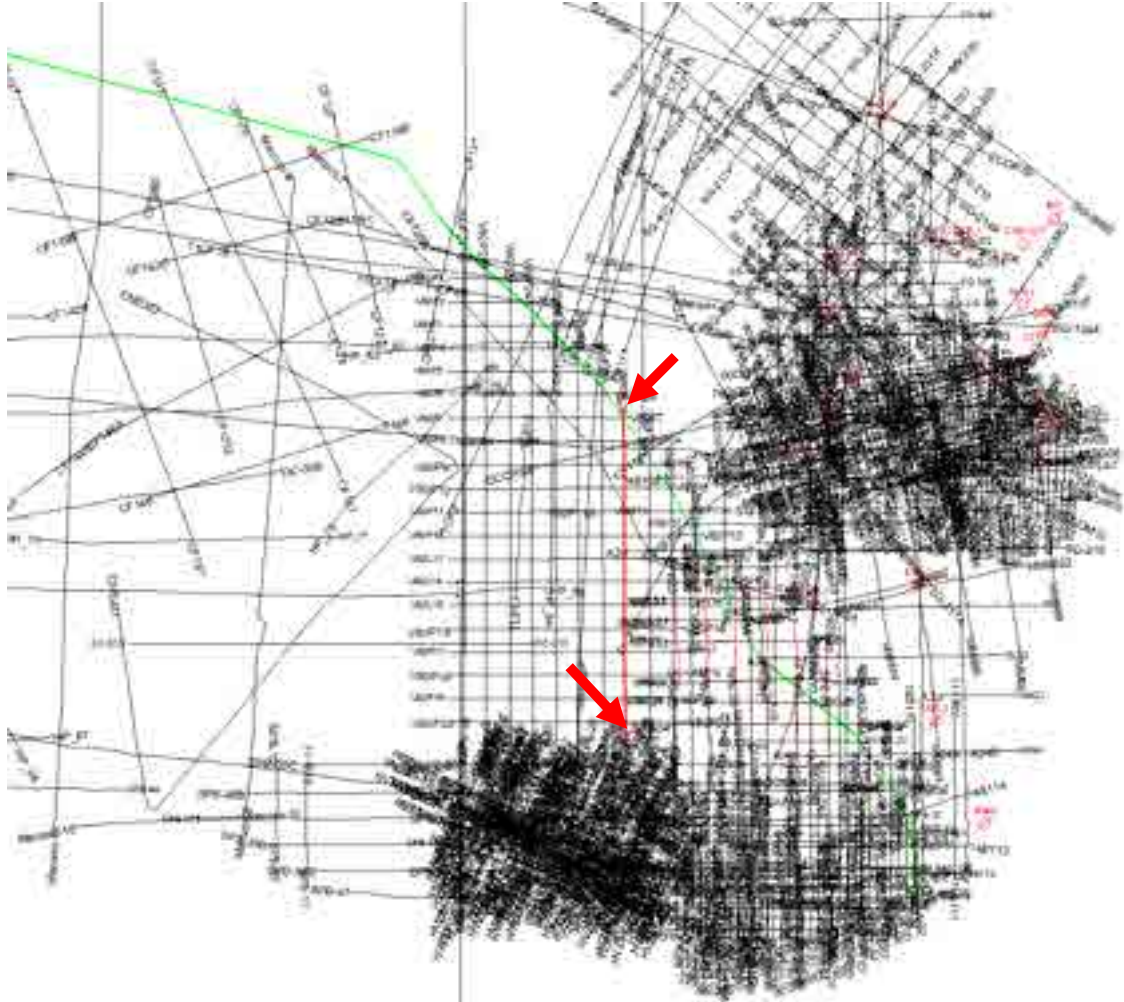
Una sección coincidente con la línea sísmica V80-28 (Figura 1-12) ha sido elegida para reconstruir la historia de la parte sur de la Cuenca de Parentis y la parte norte del Alto de Las Landas. La sedimentación del Jurásico empezó por rellenar los restos de un graben triásico. Los sedimentos, probablemente calizas, cubrieron una plataforma tranquila. Su potencia sólo puede suponerse en el Alto de Las Landas, por su posterior erosión (Figura 1-13).

Los movimientos salinos dieron comienzo en el Cretácico Inferior, tal como se comprueba por sus efectos sobre los espesores de las unidades del Cretácico Inferior (Figura 1-13). En gran parte, la anchura de las estructuras diapíricas cerca del borde sur es la respuesta a la extensión de la cuenca, que podría haber sido de 4 a 6 km. Esta extensión se tradujo en un importante desplazamiento vertical por la falla principal que limitaba la Cuenca de Parentis y el Alto de Las Landas. Durante el Cretácico Inferior, se habrían erosionado completamente todas las unidades Jurásicas sobre la parte norte del Alto de Las Landas. La rotación de la placa ibérica (Dercourt et al., 1993) está marcada por el cambio de la dirección de la sección como vemos en la parte superior de cada vista desde NE-SO en la Figura 12 (Cretácico Inferior) a N-S en la Figura 17 (situación actual).

Al finalizar el Cretácico Inferior habría un periodo de erosión en toda el área, tal como se aprecia en el relieve producido sobre esta superficie en la Cuenca Parentis.

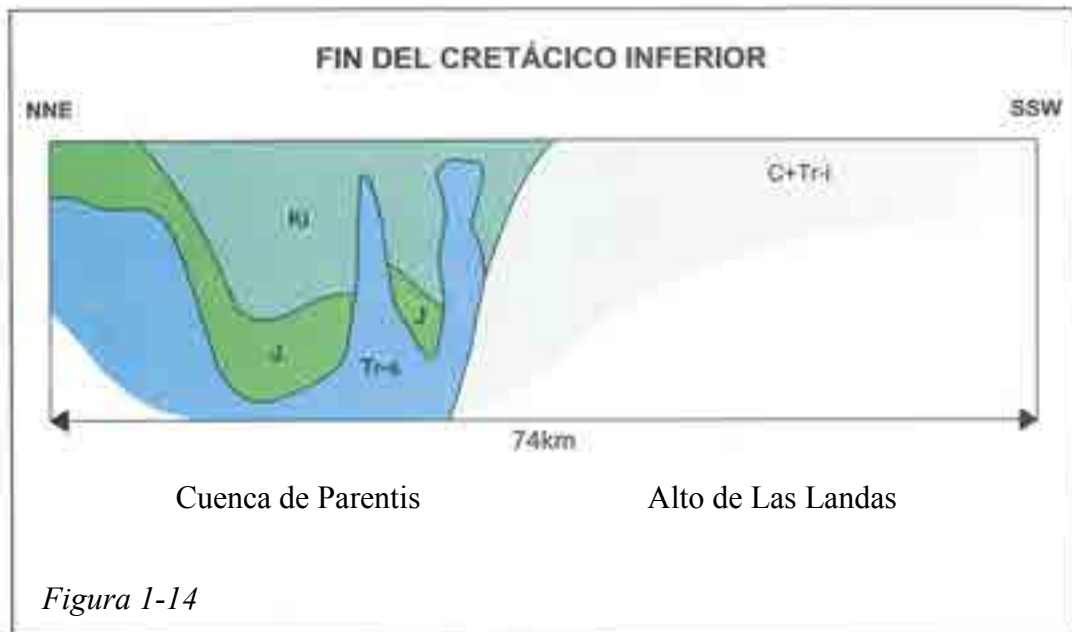
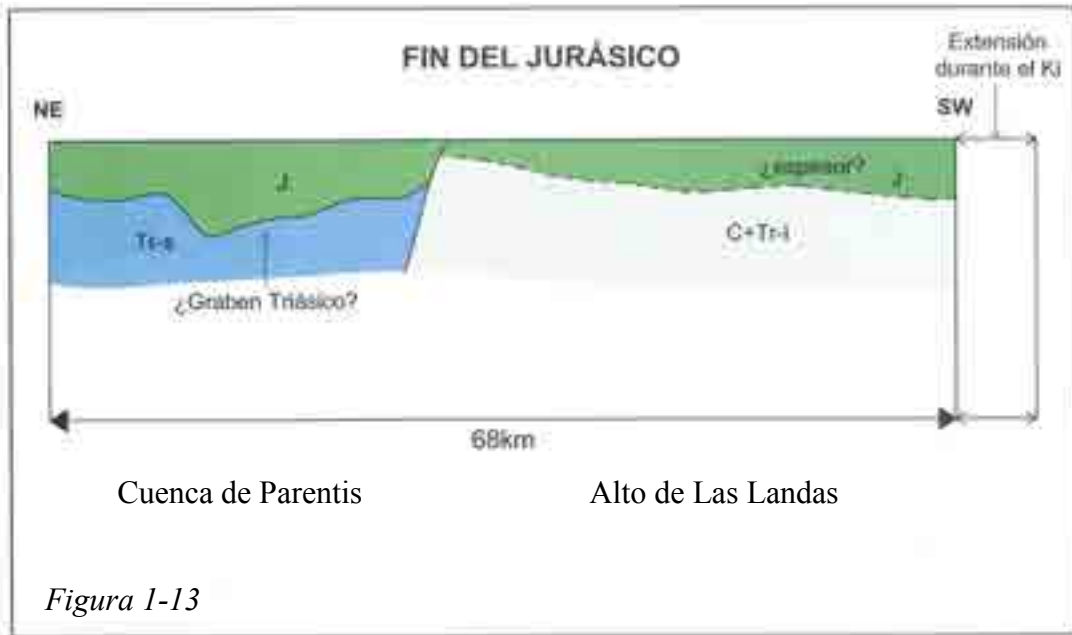
La deposición posterior, desde el Cretácico Superior hasta el presente, fue muy regular, con las excepciones de dos periodos de erosión: al final del Oligoceno y en el

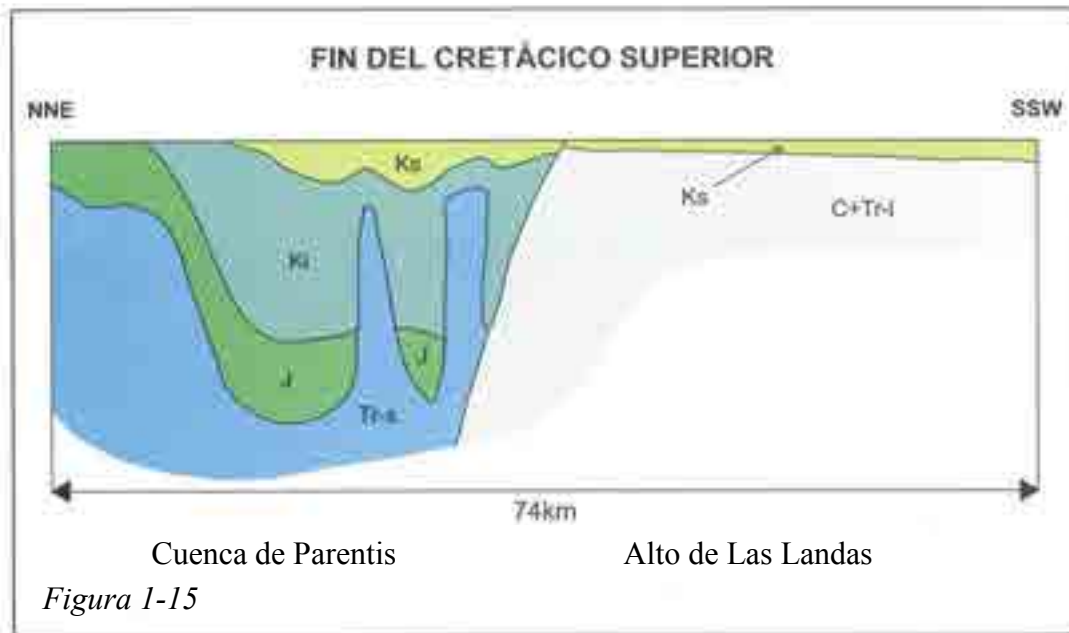
cuaternario. Salvo el basculamiento generalizado, no se observan movimientos verticales. La sedimentación durante el Cretácico Superior rellenó el relieve del Cretácico Inferior y, sobre todo, la plataforma del Alto de Las Landas. El depósito de una serie de calizas cretácicas directamente sobre el basamento de rocas carboníferas y/o del Triásico Inferior (Figura 14), es muy similar al reconocido por datos de sondeos en el área norte del Cabo Matxitxako.



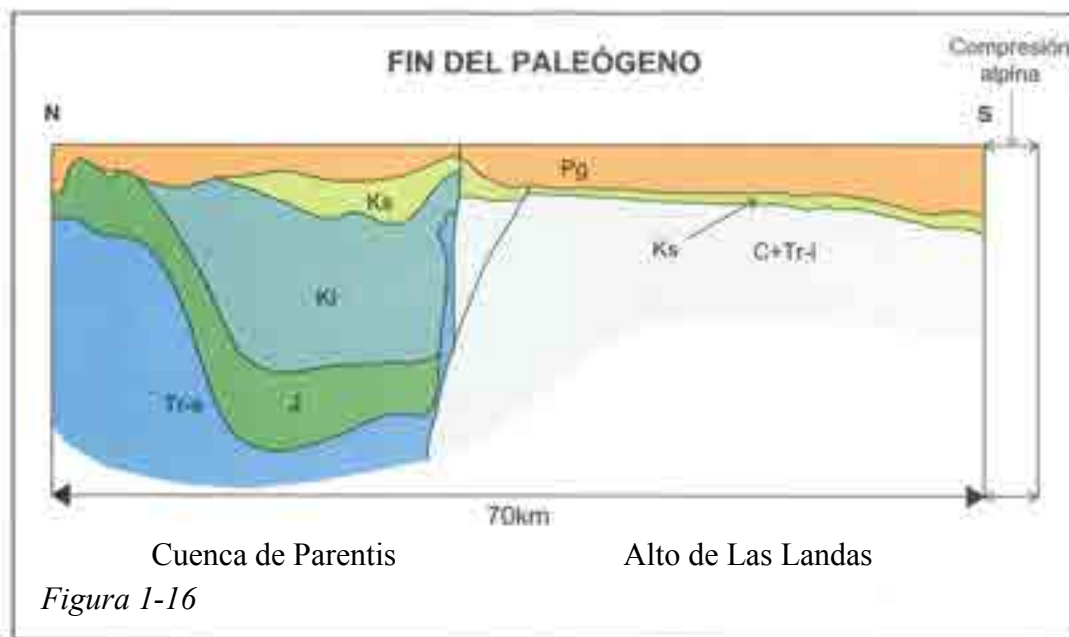
*Figura 1-12 Mapa de localización de la línea sísmica V80-28 (línea roja N-S) usada en la reconstrucción de sección (Figuras 1-13 a 1-18). Frontera marítima España-Francia en color verde claro.*







Al final del Paleógeno (Figura 1-16), la sección ya está comprimida unos 4 km, constriñéndose coetáneamente los cuerpos salinos en la cuenca de Parentis, posiblemente eliminando por completo el cuerpo salino más septentrional. Como resultado de la fase compresiva pirenaica únicamente queda una pared muy estrecha, pero suficiente para condicionar el depósito de sedimentos paleógenos (véase el poco espesor del Paleógeno (Pg) sobre la Pared de Sal Euskal Balea). La compresión alpina cesa los movimientos extensionales de la falla entre la cuenca de Parentis y el alto de Las Landas. En este punto debe destacarse lo que podría denominarse protocañón de Cap Breton en la terminación meridional de la línea (Figura 1-17).



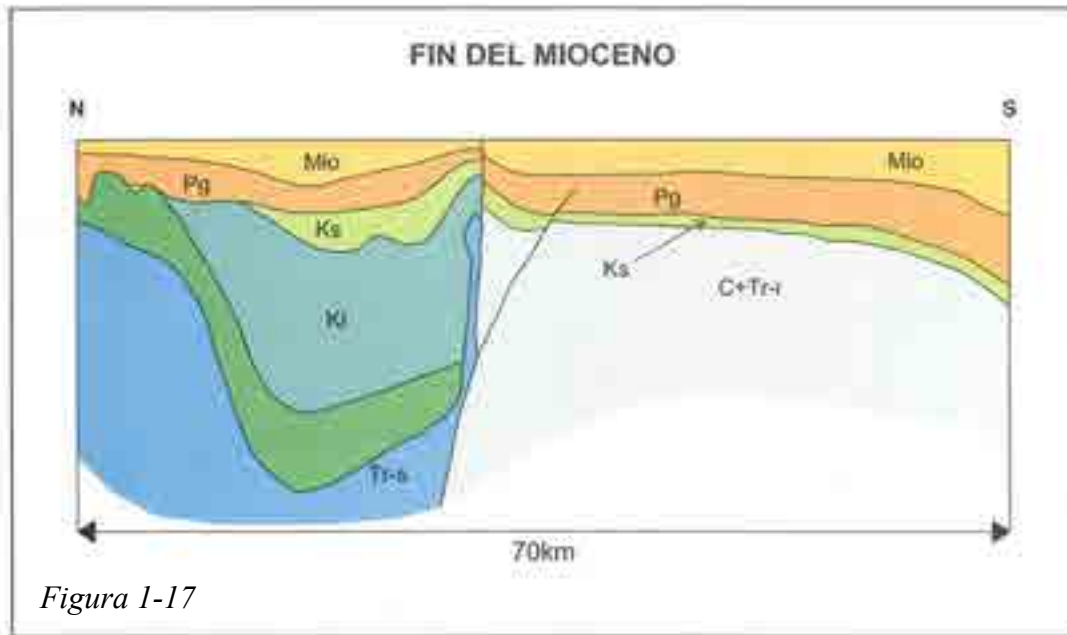


Figura 1-17

Al igual que el Paleógeno, el espesor del Mioceno está reducido sobre la Pared de Sal Euskal Balea. También, como en el Paleógeno, se aprecia un incremento del espesor de sedimentos al sur sobre el alto de Las Landas por el basculamiento de la plataforma en esta dirección. El final del Mioceno casi da por finalizada la influencia de la Pared de Sal Euskal Balea sobre la sedimentación del área.

La sección como está hoy (Figura 1-18) muestra un mayor basculamiento de la plataforma de Las Landas al sur y erosión importante sobre la parte central del alto por el cañón de Cap Breton.

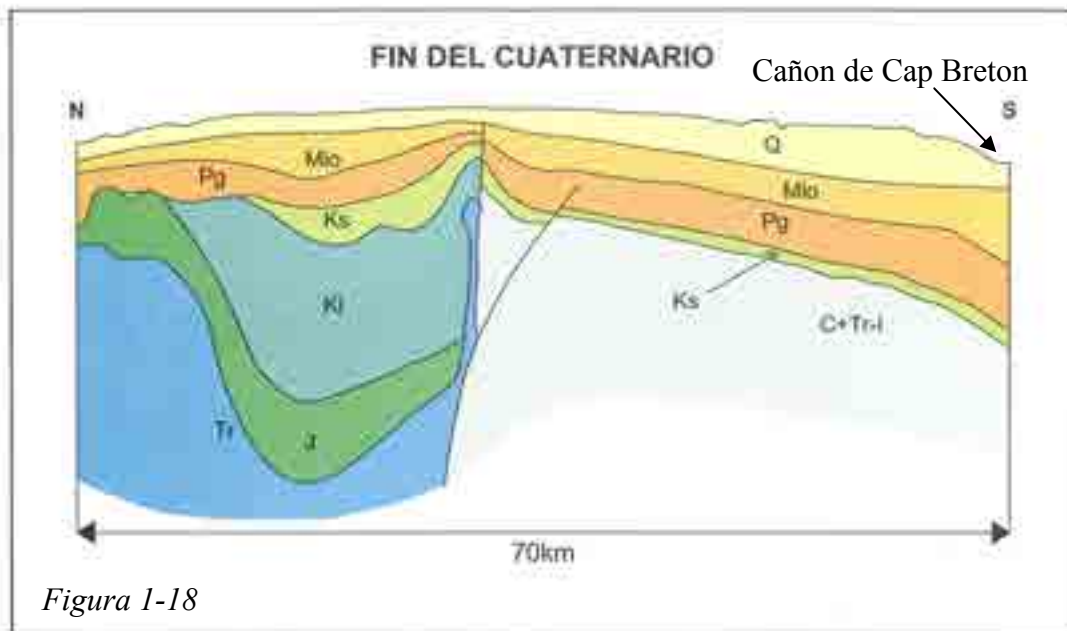
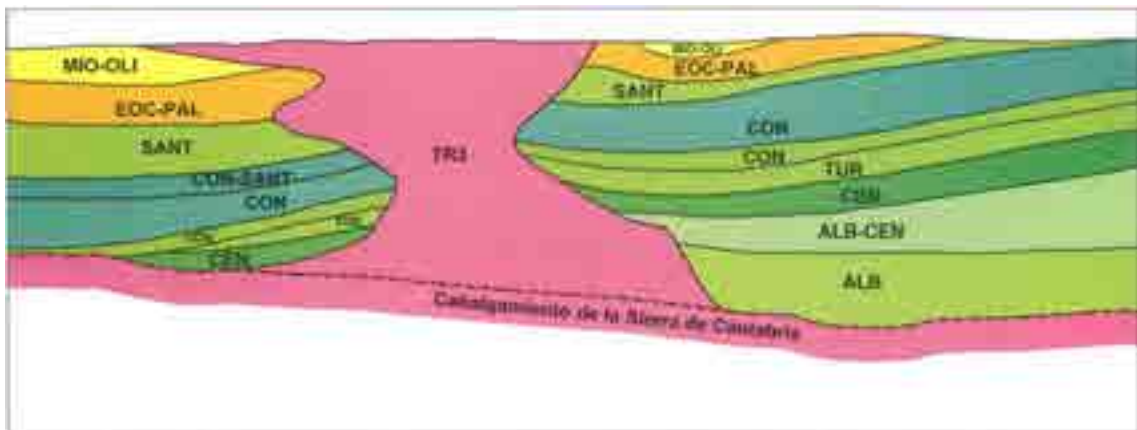


Figura 1-18

## **CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO I**

En resumen, y en términos generales, los principales movimientos salinos relacionados con la Pared de Sal al sur de la cuenca de Parentis comenzaron al final del Cretácico Inferior y continuaron esporádicamente a través del Cretácico Superior, Oligoceno y, en menor medida, del Mioceno. El diapirismo durante el Paleoceno y Eoceno no puede ser documentado en esta zona por falta de sección sedimentaria. La posible continuación hacia el Oeste de la Pared de Sal, así como la confirmación de la continuación hacia el oeste de la cuenca de Parentis, requerirá la adquisición de nuevos datos sísmicos de reflexión.

## CAPÍTULO 2



Interpretación del subsuelo alrededor del diapiro de Salinas de Añana

## **CAPÍTULO 2**

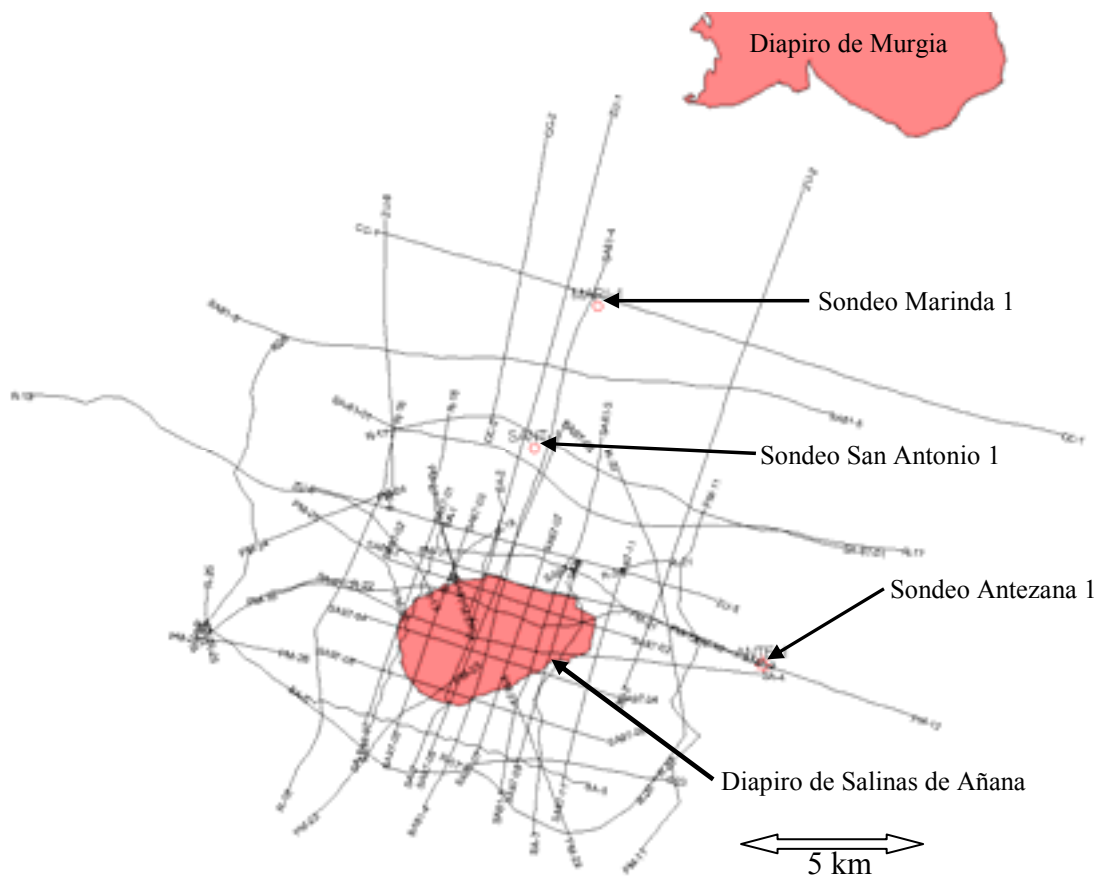
Interpretación del subsuelo alrededor del diapiro de Salinas de Añana



## INTRODUCCION

Sobre el diapiro de Salinas de Añana, en el denominado Valle Salado, se han documentado explotaciones de sal desde el 18 de noviembre del año 822, aunque parecen haber existido desde la época romana, e inclusive desde la Edad del Bronce. En dicha fecha, el Abad Vito dona 23 eras de extracción al Monasterio de San Román de Tobillas. En 1126, dada la importancia de la explotación, el rey Alfonso I incorpora este asentamiento a Navarra y Aragón, gracias a lo que Salinas de Añana (Gesaltza según la Academia de la Lengua Vasca) se convierte en la primera población alavesa en recibir el título de Villa. La explotación de sal por evaporación de agua hipersalina está declarada como Monumento y en la actualidad se está desarrollando un Plan Director de Restauración Integral del Valle Salado.

Para investigar la historia geológica del Diapiro de Salinas de Añana se han integrado datos de tres sondeos: San Antonio 1, Marinda 1 y Antezana 1, mapas geológicos de superficie y distintos registros de control sísmico (Fig. 2-1).



*Figura 2-1. Posición relativa de los controles sísmicos y los sondeos en el área de Salinas de Añana.*



## GEOLOGÍA DE SUPERFICIE

La proyección de la geología de superficie en el subsuelo consiste en establecer la continuación de los horizontes sísmicos, interrumpidos por las refracciones sísmicas ya borradas (el área entre las uves invertidas de datos de reflexión por debajo y la superficie por arriba), hasta su unión con los límites entre formaciones superficiales (Figura 2-2). Para ello se han georeferenciado en los mapas 1:25.000 las posiciones de las trazas de las líneas sísmicas (Mapa de Referencia). Los mapas usados incluyen las hojas 111-I y III Valdegovia (EVE, 1989a), 111-IV Cuartango (EVE, 1989b), 137-I y III Espejo (EVE, 1989c) y 137-II Ribera Alta (EVE, 1989d). Aunque existen mapas más detallados del área, no es necesario una mayor precisión, puesto que un horizonte sísmico visto con una señal media de 40 Hz, como la de la línea sísmica SA97-05, si se proyecta verticalmente sobre la superficie tendría 44 m de ancho. La intersección superficial de un elemento inclinado, de acuerdo con el teorema de Pitágoras, podría ser incluso mayor.

Los niveles geológicos dibujados en las secciones sísmicas de las figuras de este capítulo están codificados por colores según el siguiente listado:

Horizontes	
congl	
sal top	
santon	
osma	
subijan	
bw	
zuzazo	
turon	
cenom	
albocen	
albian	
keuper	
ofitas	
musch	

- Línea amarilla (**congl**) = Techo del conglomerado de Pobes
- Línea azul claro superior (**santon**) = Techo del Santoniense
- Línea azul (**osma**) = Techo del Osma
- Línea amarillo claro (**subijan**) = Techo del Subijana
- Línea naranja (**bw**) = Base de la unidad de la cuña
- Línea verde claro (**zuzazo**) = Techo del Zuazo
- Línea azul claro inferior (**turon**) = Techo del Turoniense (Techo del Garate)
- Línea verde (**cenom**) = Techo del Cenomaniense
- Línea verde oscuro (**albocen**) = Techo del Albocenomaniense
- Línea gris (**albian**) = Techo del Albiense
- Línea rosa (**sal top, sal o keuper**) = limite del Triásico Superior (evaporitas del Keuper)
- Línea morada (**ofitas**) = Techo de las ofitas dentro la sección del Keuper
- Línea azul marino (**musch**) = Techo del Triásico Medio (Muschelkalk)

Debido al software, en ocasiones, algún horizonte podría aparecer de color verde claro en lugar de su color clave.

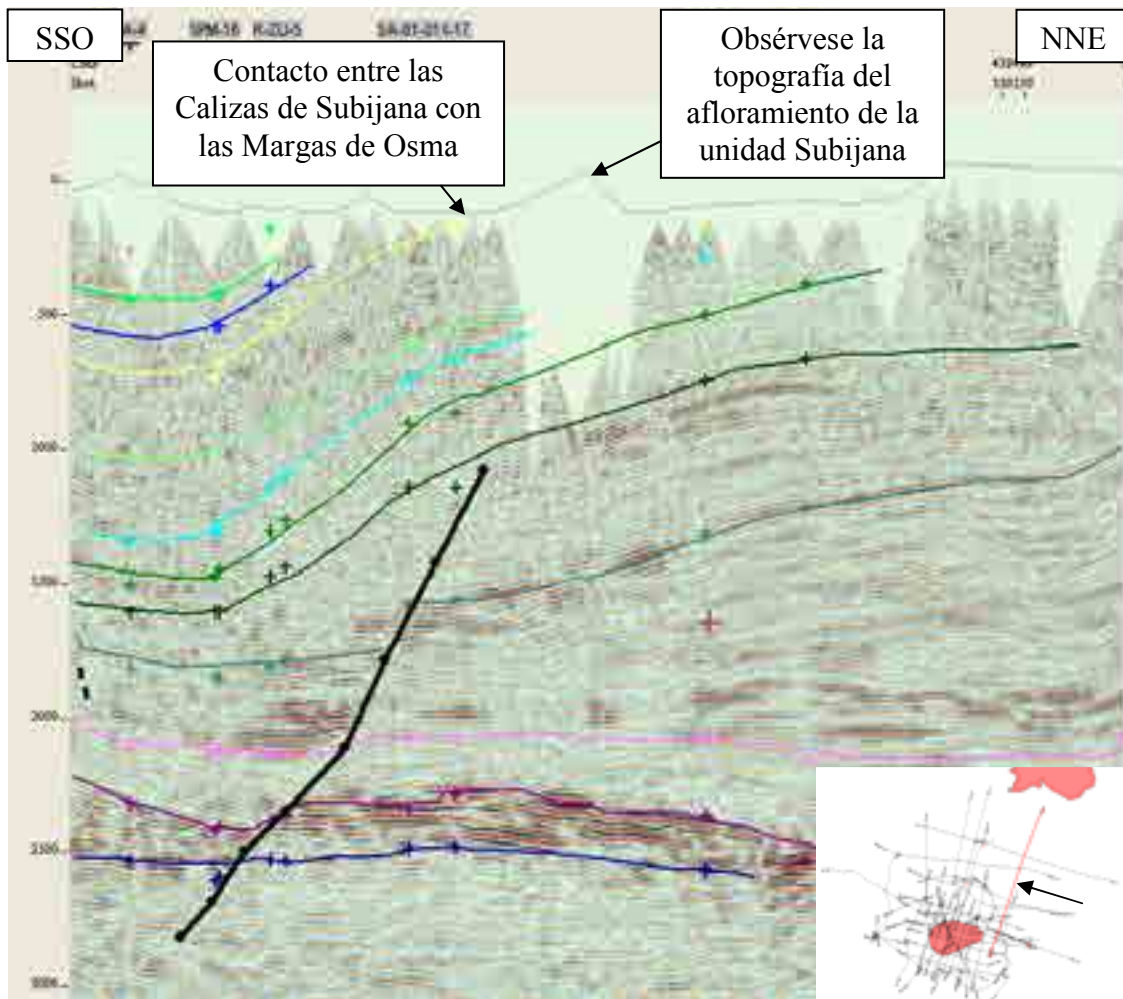


Fig. 2-2. Ejemplo de correlación de formaciones aflorantes con datos sísmicos en ZU-2 (la línea roja en el mapa índice).

Las unidades geológicas más importantes, tanto de la superficie como del subsuelo están listadas en el Cuadro 2-1

<u>NOMBRE DE UNIDAD</u>	<u>LITOLOGÍA</u>	<u>DESCRIPCIÓN</u>
Pobes	Conglomerado (Terciario)	EVE (1996)
Subijana	Calizas (Coniaciense)	Amiot en Vilas, et al (1982)
Zuazo	Margas (Coniaciense)	EVE (1996)
Garate	Calizas (Turonense Medio)	Amiot en Vilas, et al (1982)
Alternancias	Calizas y margas (Cenomaniense Superior)	Amiot en Vilas, et al (1982)
Fm. Valmaseda	Arcillas, lutitas y areniscas (Albiense Medio-Cenomaniense Medio)	García Mondéjar en Vilas, et al (1982)
Fm. Gordexola	Arcillas (Albo-Aptiense)	Zuluaga, et al (1996)
Weald	Clásticas continentales (Cretácico Inf.)	Lyell en Martin (1828)
Keuper	Evaporitas y arcillas (Triásico Sup.)	von Alberti (1834)
Muschelkalk	Calizas (Triásico Medio)	von Alberti (1834)

Cuadro 2-1. Unidades geológicas en el área de Salinas de Añana

## CONTROL DE SONDEOS

Antezana 1, situado 4,5 km al este del diapiro, fue iniciado por CIEPSA el 6 de noviembre de 1962 y abandonado el 14 de enero de 1963, no habiendo alcanzado el Albiense de acuerdo con los estudios paleontológicos efectuados en ese momento. Actualmente se ha demostrado, a partir de correlaciones de datos de reflexión sísmica, que se penetraron 479 m de la Formación Valmaseda, perteneciente al Albiense Superior-Cenomaniense Inferior. La profundidad total del sondeo fue de 4108,95 m. La geología general del sondeo de Antezana 1 se resume en el Cuadro 2-2.

PROF (M)	FORMACION	EDAD	FOSILES
0-300		Mioceno-Oligoceno	<i>Oogonios de Characeas</i>
300-877	580 Pobes Conglomerada.	Terciario	
877-1200	Caliza de Lacazina 877 Calizas Caranca 995 Calizas Laco 1110 Margas Ariñez	Santoniense	<i>Lacazina elongata</i> <i>Cibicidoides eriksdalensis</i> <i>Spiroplectammina baudouiniana</i>
1200-2710	1325 Margas Osma 1622 Bioherma superior 1690 Bioherma inferior 1825 Calizas Subijana 2240 Margas Zuazo	(Santoniense-) Coniaciense	
2710-3135	2945 Calizas Garate	Turoniense Med	<i>Globotruncana helvetica</i>
3135-3185?		Turoniense	<i>Glob. cf. paridubia</i>
3185?-3305	3245 Lutitas Plásticas (Alternancias Cenoman)	Cenomaniense	Sin fósiles
3305-4108	3630 Valmaseda	Cenomaniense Cenomaniense Inferior	<i>Rotalipora brotzeni</i> 3705 <i>Orbitolina concava</i>
4108			Sin fósiles Albienses

*Cuadro 2-2. Niveles encontrados en Antezana 1 (modificaciones a Bijvank, 1963)*

San Antonio 1, situado a 4 km al norte del diapiro, fue iniciado por ENIEPSA (hoy Repsol) el 5 de febrero de 1982 y suspendido el 26 de Enero de 1984, alcanzando una profundidad de 5292,3 m hasta el Muschelkalk. La geología del sondeo se resume en el Cuadro 2-3.

PROF	FORMACION	EDAD	FÓSILES
0	Margas de Osma	Coniaciense-Santoniense Inferior	Miliólidos y foraminíferos
152	Calizas de Subijana	Coniaciense	152-740 miliólidos
1020	Margas de Zuazo	Coniaciense	
1348	Calizas de Gárate	Turoniense	
1775	Alternancias Calcáreas	Cenomaniense Superior	
2060	Alternancias Calcáreas	Cenomaniense medio	(GR correlación)
2334	Lutitas de Valmaseda	Albiense medio-Superior – Cenomaniense Inferior	2480-2486 orbitolinas y lamelibranchios 3019-3207 orbitolinas
3207	Areniscas de Valmaseda	Albiense Inferior y Medio	3285 Orbitolinas? 3395 Orbitolinas 3480 Orbitolinas 3500 Orbitolinas 3509-3510 Orbitolinas
4155	Arcillas de Gordexola (Valmaseda más inferior)	Albo-Aptiense	
4455	Keuper	Triásico Superior	
5255	Muschelkalk	Triásico Medio	

*Cuadro 2-3. Niveles encontrados en San Antonio 1 (ENIEPSA, 1984).*

Marinda 1, 7,5 km al norte del diapiro, fue iniciado por ENPASA (Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, S. A.). ENPASA después se integró en ENIEPSA (Empresa Nacional de Investigación y Explotación de Petróleos S. A.) y más tarde se fusionó a su vez a otras compañías nacionales de hidrocarburos para formar Repsol el 21 de septiembre de 1974. Marinda 1 fue terminado el 14 de enero de 1976 y abandonado el 28 de Enero de 1976. La profundidad total del sondeo fue de 5.354 m hasta el Keuper (según la litología). La geología general del sondeo se resume en el Cuadro 2-4.

PROF (m)	FORMACION	EDAD	FÓSILES
0-39	Margas de Zuazo	Coniaciense	
39-77		Turoniense	
77-2279	393 Calizas Gárate 773 Alternancias 1418 Lutitas Valmaseda	Turoniense-Albiense (1195 Cenomaniense medio – establecida por correlación del log Rayos Gamma)	
2279-4796	2471 Areniscas Valmaseda 4196 Fm Gordexola	Albiense Medio-Inferior	
4796-4998		Clansayesiense-Gargasiense	Simplorbitolina
4998-5122		Bedouliense	Orbitolinas
5122-5142		Infralías-Triásico	
5142-5354	Keuper	Triásico Superior	Sin fósiles

*Cuadro 2-4. Niveles encontrados en Marinda 1 (ENPASA, 1976).*

## GEOLOGÍA DE LOS SONDEOS Y CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS DE CADA UNIDAD

Las litologías de las unidades geológicas atravesadas por el sondeo San Antonio 1, situado al norte del diapiro de Salinas de Añana, se detallan en el Cuadro 2-5.

<u>PROF</u>	<u>FORMACION</u>	<u>EDAD</u>	<u>LITOLOGÍA</u>
0	Margas de Osma	Coniaciense - Santoniense Inferior	Margas y calizas margosas
152	Calizas de Subijana	Coniaciense	Calizas y calizas grises margosas
1020	Margas de Zuazo	Coniaciense	Margas con pasadas ocasionales de calizas grises margosas y delgados lechos de carbón
1348	Calizas de Garate	Turoniense	Calizas gris claro, calizas arcillosas y margas gris oscuro
1775	Alternancias Calcáreas	Cenomaniense Superior	Alternancia de margas gris oscuro con niveles de calizas grises y calizas arcillosas
2334	Lutitas de Valmaseda	Albiense Medio y Superior – Cenomaniense Inferior	Arcillas limosas negras con intercalaciones de arenas finas, en la parte inferior, con areniscas blancas a gris claro
3207	Areniscas de Valmaseda	Albiense inferior - medio	3285 Orbitolinas? Areniscas blancas y grises con lutitas limo-arenosas, micáceas, gris negro
4155	Gordexola (Valmaseda)	Albo-Aptiense	Areniscas blancas y grises con capas de lutitas limosas grises o negras
4455	Keuper	Triásico superior	4455-4729 Sal masiva con niveles de anhídrita blanca 4729-4888 Ofitas masivas 5013-5130 Sal masiva 5150-5255 Sal masiva con niveles ocasionales de anhídrita blanca y lutitas grises y rojas
5255	Muschelkalk	Triásico medio	Dolomita arcillosa gris oscuro y lutitas grises y rojas

*Cuadro 2-5. Litologías de las unidades geológicas del sondeo San Antonio 1 (ENIEPSA, 1984).*

El carácter sísmico de las unidades es, en general, rayado (stripy: alternancias de picos y valles fuertes), aunque la formación Gárate y las zonas evaporíticas del Keuper casi carecen de reflectores. Las ofitas de la base del Keuper generan reflexiones de baja frecuencia muy fuertes. La Fm Valmaseda se inicia con muchos reflectores (stripy), pero la intensidad de los reflectores disminuye con la profundidad hasta el techo de las areniscas de Valmaseda, donde se repite el ciclo.

## CONTROL DE VELOCIDADES

Se realizaron disparos de control de velocidades en Antezana 1, San Antonio 1 y Marinda 1 (CIEPSA Geofísica, 1967, interpretación de los datos de campo por parte de A. Frankovic para esta tesis y Torre, G., 1975, respectivamente). Estos datos proporcionan una relación directa entre profundidades en el sondeo y el tiempo de reflexión de los datos sísmicos (Cuadros 2-6, 2-7 y 2-8, respectivamente), utilizando en el área integrada bajo la curva de un log sónico compensado del sondeo, para marcar las distancias de tiempos entre los valores de disparos de control (véase la Figura 2-3). Calculando los coeficientes de reflexión a intervalos de 4 ms a lo largo del log sónico, e integrando la información sobre densidades donde tal información existe, se obtiene un sismograma sintético calibrado que se ha utilizado para asignar la edad geológica de los eventos de las líneas sísmicas atravesadas en el sondeo.

Tiempo doble (ms)	Profundidad Vertical (metros)
0	0
166	300
278	500
412	830
700	1500
856	1900
1002	2315
1156	2673
1340	3089
1368	3180
1414	3297
1520	3545
1598	3735

*Cuadro 2-6. Relaciones tiempo velocidad, debajo del datum de referencia 570,29 m en el sondeo de Antezana 1 (C.I.E.P.S.A. Geofísica, 1967).*

Tiempo doble (ms)	Profundidad Vertical (metros)
0.00	0
272.6	675
604.0	1400
854.4	2000
1210.2	2740
1558.6	3540
1912.1	4475
2012.4	4700
2056.2	4850
2065.6	4895
2114.8	5007
2142.2	5050

*Cuadro 2-7. Relaciones tiempo velocidad, debajo del datum de referencia 757 m en el sondeo de San Antonio 1.*

Tiempo doble (ms)	Profundidad Vertical (metros)
0	0.00
169	328.29
308	708.29
621	1353.29
1158	2406.29
1953	5061.29

Cuadro 2-8. Relaciones tiempo velocidad, debajo del datum de referencia 600 m en el sondeo de Marinda 1 (Torre, 1975).

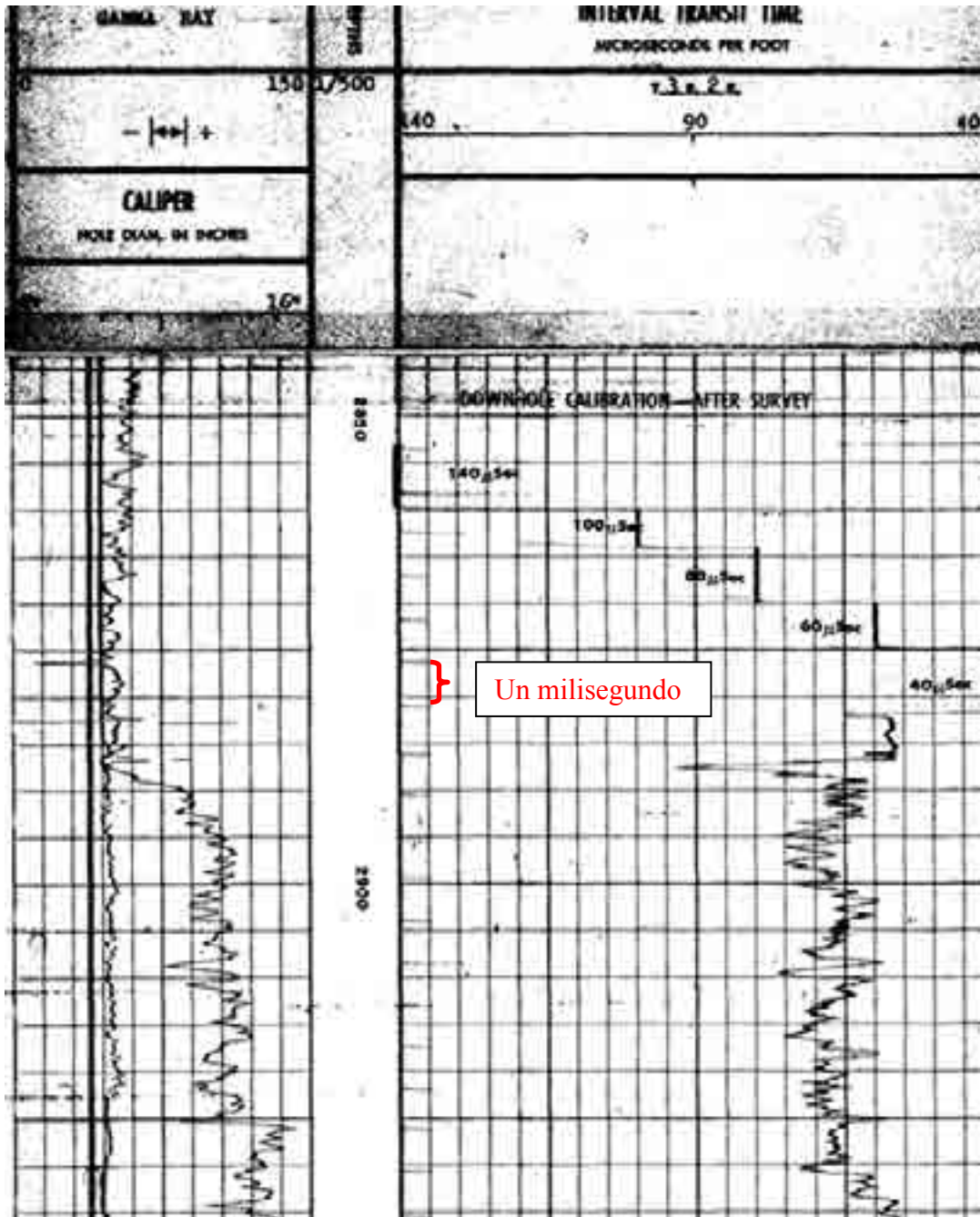


Figura 2-3. El resultado de la integración de la curva Interval Transit Time (Tiempo de Tránsito por Intervalo) da marcas de distancia que una onda de sonido atraviesa en un milisegundo. Ejemplo del sondeo Marinda 1 (véase Figura 2-1 para la ubicación de Marinda 1).

## DATOS SÍSMICOS

Aunque una empresa consultora realizó para ENAGAS una interpretación de los datos en 1977, parece que la poca longitud de las líneas podría haber inducido a errores de correlación. Esta primera impresión fue corroborada posteriormente por la incorporación de los datos reprocesados por SHESA (Figura 2-4). El control sísmico adicional corresponde a las líneas listadas en los Cuadros 2-9 y 2-10.

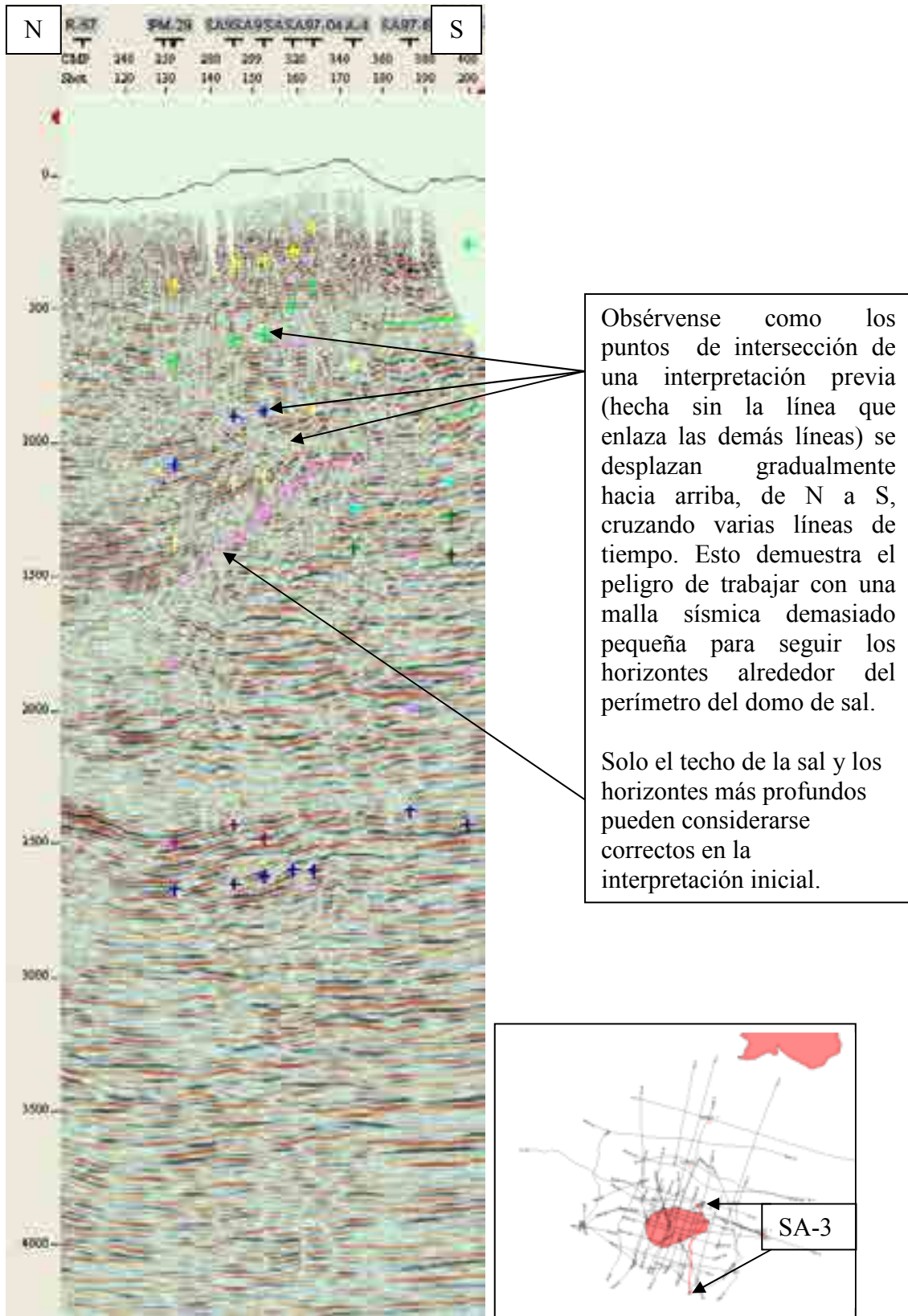
Área	Línea	Trazas	Adquisición		Procesado	
			Año	Por	Año	Por
Vitoria-Treviño	R-23	625	-	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-26	528	-	Rogers	68	C.G.G.
Salinas de Añana	SA-81-01	465	81	C.G.G.	marzo 81	C.G.G.
Salinas de Añana	SA-81-05	230	25/2-16/3 81	C.G.G.	mayo 81	C.G.G.

*Cuadro 2-9. Líneas sísmicas escaneadas, reconstruidas, con reprocesamiento post-apilamiento y migradas por Phoenix Data Solutions para SHESA en 2003.*

Área	Línea	Trazas	Adquisición		Procesado	
			Año	Por	Año	Por
Miranda de Ebro	PM-11	1668	55	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-12	720	55	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-16-I	960	56	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-16-II	276	56	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-23	1104	55	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-24	504	56	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-25	624	56	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-26	384	56	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-27	624	56	Prakla	67	GTS
Miranda de Ebro	PM-29	768	56	Prakla	67	GTS
Vitoria-Treviño	R-15	625	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-16	528	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-17	716	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-18	230	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-19	96	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-20	456	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-21	66	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-22	213	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-25	72	?	Rogers	68	C.G.G.
Vitoria-Treviño	R-57	198	?	Rogers	?	C.G.G.

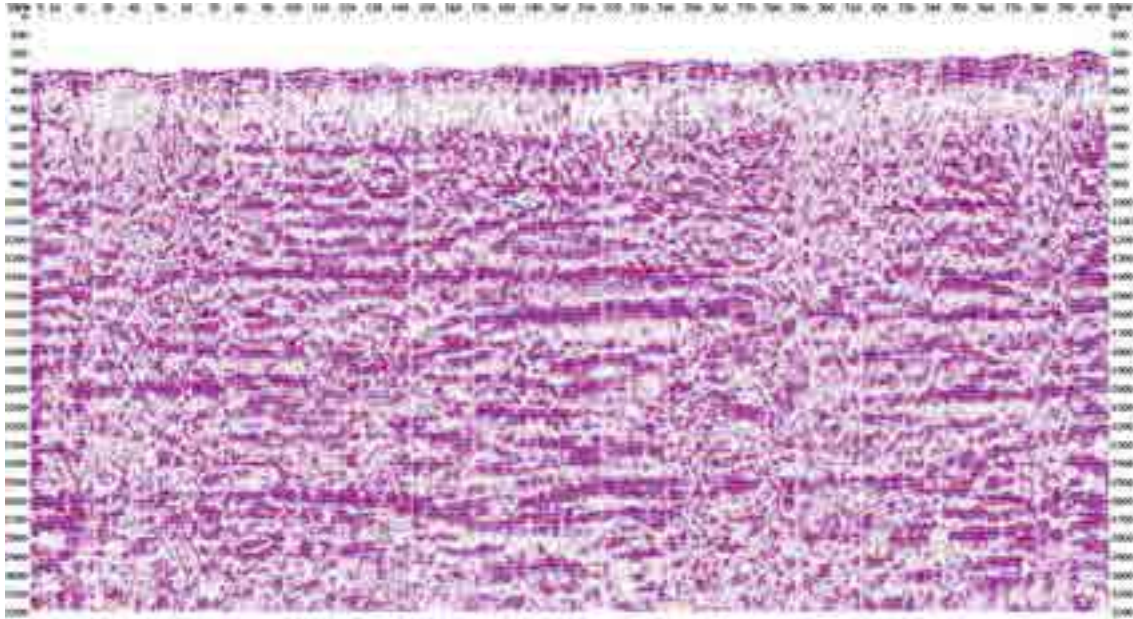
*Cuadro 2-10. Líneas sísmicas de cobertura simple, escaneadas, reconstruidas, con reprocesamiento post-apilamiento y migradas por Spectrum EIT para SHESA en 2007.*





*Figura 2-4. Posible dificultad de interpretación de una malla sísmica demasiado pequeña para definir de forma adecuada la estructura (línea sísmica SA-3 en rojo en el mapa índice, tiempo en ms).*

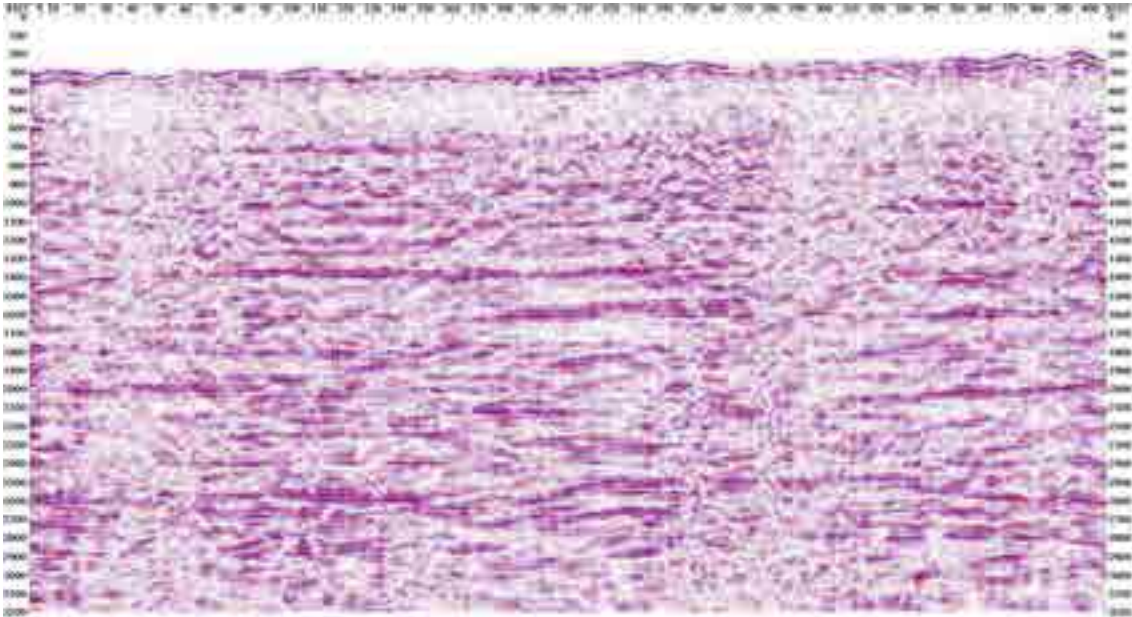
La reconstrucción de las líneas sísmicas escaneadas consiste en la digitalización de las trazas sísmicas a partir de una copia en papel, con objeto de trabajar los datos de reflexión sísmica en una estación de trabajo, cuando no existe una versión digital de la línea. Tras escanear la línea, las imágenes en formato TIFF son editadas en raster para eliminar los defectos de escaneo. Después se eliminan las líneas de tiempo para asegurar la exactitud de la digitalización. Tras digitalizar cada traza se aplica un borrador cosmético así como un filtro de paso banda, que en el caso de los datos manipulados por Spectrum fue un filtro Butterworth de 10Hz/12dB – 60 Hz/58 dB. Este filtrado se realiza para obtener una reconstrucción que se ajuste, tan exactamente como sea posible, a los datos originales (Figura 2-5).



*Figura 2-5. Ejemplo de reconstrucción filtrada inicial.*

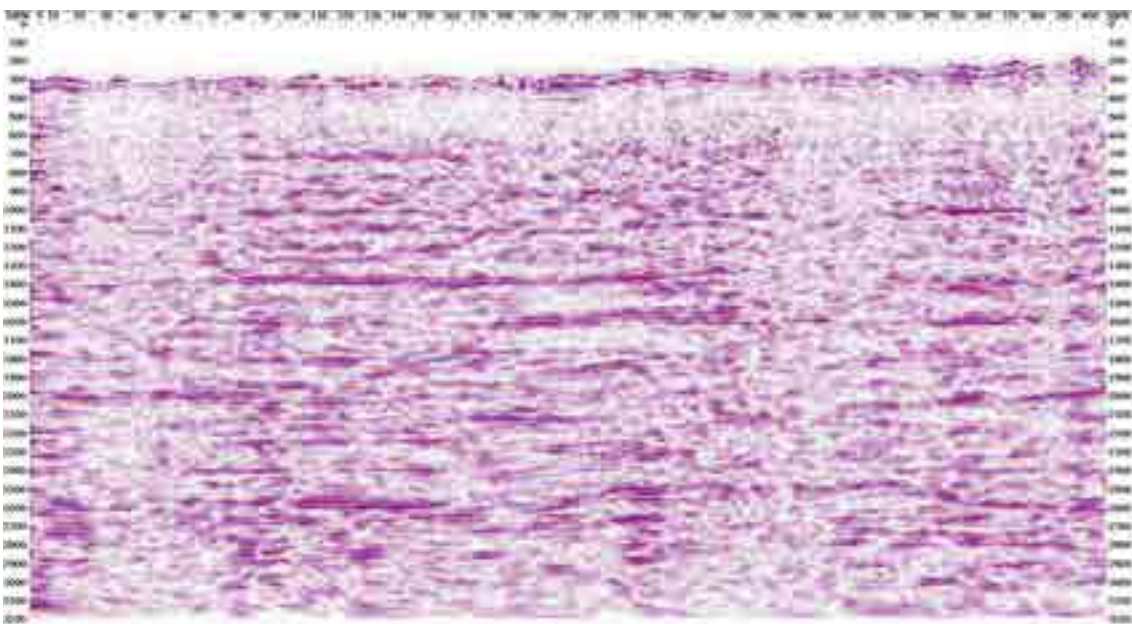
La sección sísmica digital obtenida se mejoró con técnicas de reprocesado post-apilamiento (Fig. 2-6). Inicialmente, se hizo un esfuerzo para suprimir el ruido de la sección utilizando un filtro FX. Se contrastaron varios filtros con 5, 9 y 13 puntos. La atenuación del ruido aleatorio fue buena en todos los casos, por lo que se concluyó que el número de puntos del filtro no influía mucho en los resultados y, por ello, se tomó la decisión de proceder con un filtro de 9 puntos.

Después, se investigó la deconvolución de los datos post-apilamiento (DAS) para tratar de colapsar los trenes de onda tanto como fuera posible (eliminando cualquier repetición, reverberación o múltiplo primario). De nuevo se probaron varios filtros variando el operador y el “gap” (la distancia delante de un segmento de una traza, donde se calcula la señal que podría existir allí dados los datos previos): 240/40 ms, 120/40 ms, 200/40 ms, 240/24 ms y 240/32 ms. Finalmente, se eligió el filtro de 240/32 ms (Fig. 2-6).



*Figura 2-6. Ejemplo de sección con reprocesado post-apilamiento (FX, DAS y estáticas trim).*

Se probaron estáticas trim (desplazamientos de las trazas muy pequeñas, generalmente menor que 6 milisegundos, para alinear los datos de reflexión) para reducir el jitter (vibración) en los datos reconstruidos. No se aplicaron las estáticas trim a todas las líneas, ya que la calidad de los datos era demasiado pobre para mejorarlos usando este proceso, especialmente en las áreas de fuerte buzamiento. Puesto que los datos originales solo estaban apilados (sumados), es decir, no estaban migrados, se aplicó un algoritmo de migración con objeto de eliminar la energía y colocar los eventos en su posición vertical tan correcta como fuese posible en un conjunto de datos 2D. Las velocidades de migración se establecieron como un 95% de las velocidades de apilamiento de los datos. La Figura 2-7 es la migración final de la línea sísmica mostrada en las Figuras 2-5 y 2-6.



*Figura 2-7. Ejemplo de sección migrada final.*

Se aplicaron desplazamientos del datum con objeto de llevar todos los datos a un datum común de 600 m, utilizando una velocidad de reemplazamiento de 3.500 m/s. Entonces se añadieron 400 ms adicionales a todos los datos, de forma que no se perdiesen datos encima del datum común al almacenarlos en la estación de trabajo. De otro modo, los datos mayores del tiempo cero (cuando la superficie del terreno se encuentra a más de 600 m por encima del nivel del mar) se habrían perdido. Se realizaron tests para determinar si los datos podían ser ecualizados, tratándolos con un filtro para estandarizar la fase de las ondas entre líneas, pero la pobre calidad de los datos no ofreció resultados significativos y, en consecuencia, no fue utilizado. Una vez terminado el reprocesamiento de los datos, se insertó una onda que representa la superficie del terreno sobre la traza, de manera que pudieran integrarse los datos geológicos de superficie en la interpretación de la línea. La fórmula para colocar correctamente esta representación de la superficie sobre cada traza fue  $\text{Tiempo (ms)} = 400 + ((600 - \text{elevación}) * 2000 / 3500)$ . Finalmente, los datos de navegación (información de la localización) de cada traza de datos fueron almacenados en las cabeceras de los datos, para facilitar el almacenamiento de la línea en la estación de trabajo sísmica. En las Figuras 2-5, 2-6 y 2-7, se expone la secuencia de procesado de una línea muestra de la campaña sísmica de PM. Hay pocas diferencias entre el reprocesado post-apilamiento y las secciones migradas debido a la ausencia de fallas y pliegues en las unidades geológicas en esta sección sísmica.

El control sísmico fue reprocesado cuando existían datos originales de campo (Cuadro 2-11). El primer paso en el reprocesado de los datos sísmicos es el reformateado de los datos a formato SEG-Y (formato estándar de fichas creado por la Society of Exploration Geophysicists para almacenar datos geofísicos). Debido a consideraciones operacionales, los datos originales fueron grabados en orden de tiempo de recepción (formato SEG-B), pero para trabajos posteriores, los datos fueron reorganizados por grupos de geófonos (formato SEG-Y).

Adquisición										
Área	Línea	S.P.	S.P. Distancia	Año	Por	Co b	Grupos	Distancia	Long m.	Notas
Salinas	SA-1	173	80 m	1977	C.G.G.	24	48	80 m	8.161	Dinamita
Salinas	SA-2	95	80 m	1977	C.G.G.	12	48	80 m	7.710	Dinamita
Salinas	SA-3	93	80 m	1977	C.G.G.	12	48	80 m	7.341	Dinamita
Salinas	SA-4	124	80 m	1977	C.G.G.	12	48	80 m	9.483	Dinamita
Salinas	SA-5	90	80 m	1977	C.G.G.	24	48	80 m	9.418	Dinamita
Orduña-Zuazo	ZU-1	34	360 m	1971	C.G.G.	6	48	60 m	15.722	Dinamita
Orduña-Zuazo	ZU-2	32	360 m	1971	C.G.G.	6	48	60 m	5.894	Dinamita
Orduña-Zuazo	ZU-5	26	360 m	1971	C.G.G.	6	48	60 m	11.721	Dinamita
Orduña-Zuazo	ZU-6	17	360 m	1971	C.G.G.	6	48	60 m	7.478	Dinamita
Salinas de Añana	SA-81-02	167	60 m	1981	C.G.G.	24	48	60 m	9.750	Línea eslalom
Salinas de Añana	SA-81-03	174	60 m	1981	C.G.G.	24	48	60 m	10.095	Línea eslalom
Zuazo	CC-2	35	150 ó 300	1969	C.G.G.	6	48	75 m	6.664	Dinamita

Cuadro 2-11. Líneas sísmicas reprocesadas por Spectrum EIT para SHESA en 2007.

El segundo paso fue introducir la geometría de los disparos y disposición de los receptores en el programa de procesamiento, puesto que estos datos determinan como agrupar los datos a puntos medios comunes (common mid point set o CMP). A menudo este procesado de datos antiguos es complejo debido a los registros incompletos, por lo que suele ser necesario la interpolación de datos entre los puntos existentes. Cuando el control sísmico es de cobertura múltiple (multi-fold), se registra más de un valor en cada punto de profundidad para cada posición en la superficie, puesto que la geometría de disparos y receptores permite el registro de múltiples trazas en el mismo punto. Es decir, cada dato de tiempo se registra en un punto determinado, utilizando varias combinaciones de disparos y receptores, siendo la única diferencia la distancia del punto en cuestión a los disparos y a los receptores en el conjunto disparo-receptor que va variando (ver Figura 2-8). En el caso de datos de tierra, dichos puntos medios pueden no caer unos encima de otros, pues la línea de disparos y receptores no es recta, como sucede en la adquisición de datos en el mar, por lo que se utiliza un proceso denominado binning (véase la definición en Anejo 1) para hacerlos coincidir en el mismo punto medio. El desplazamiento de los puntos rojos en la Figura 2-9 muestra esta dispersión de puntos medios. El binning intenta compensar la sinuosidad de la línea transfiriendo los puntos medios a una línea común, la línea media (la línea negra larga en la Figura 2-9).

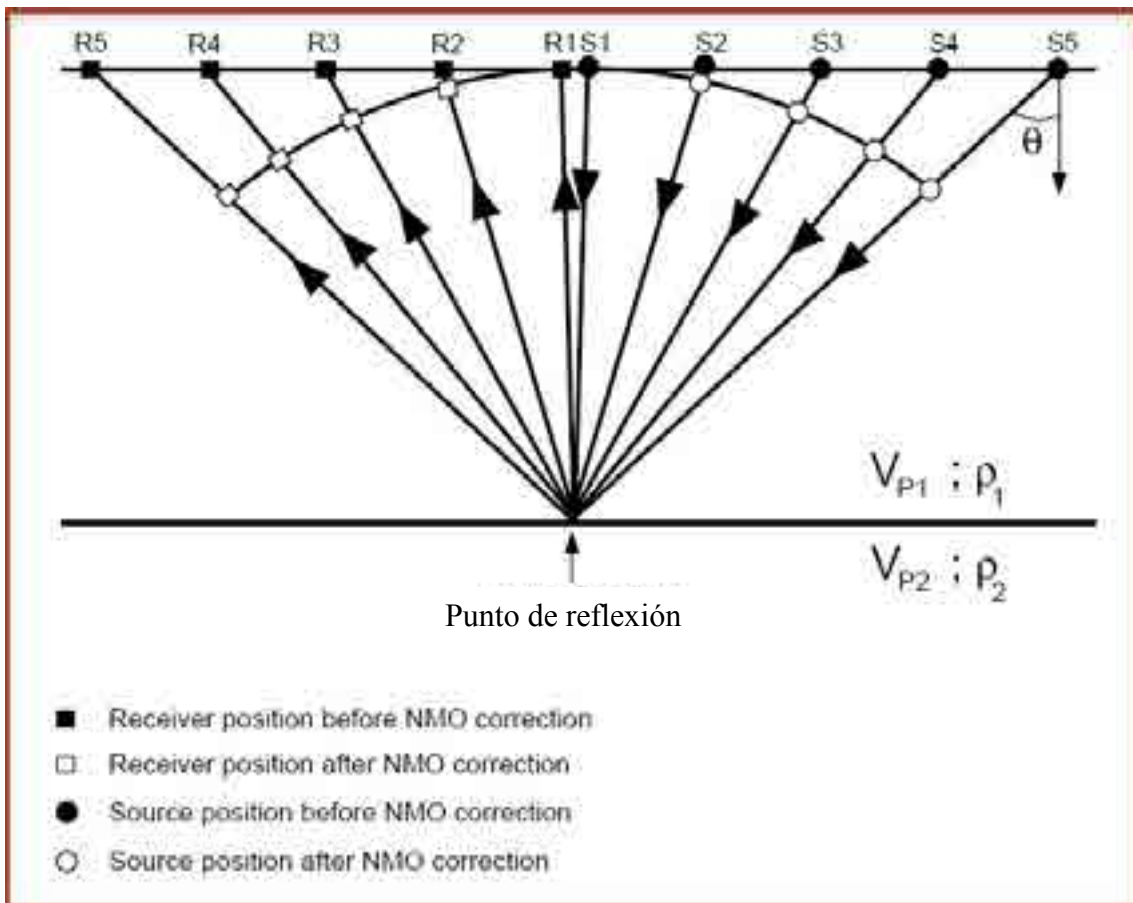
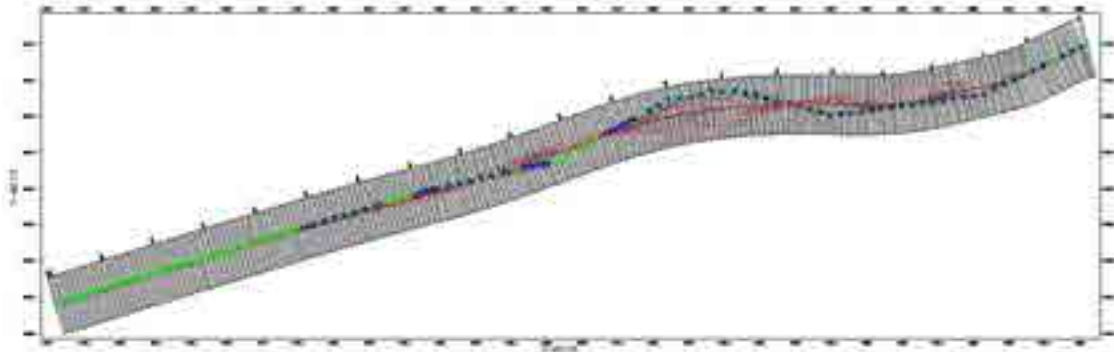


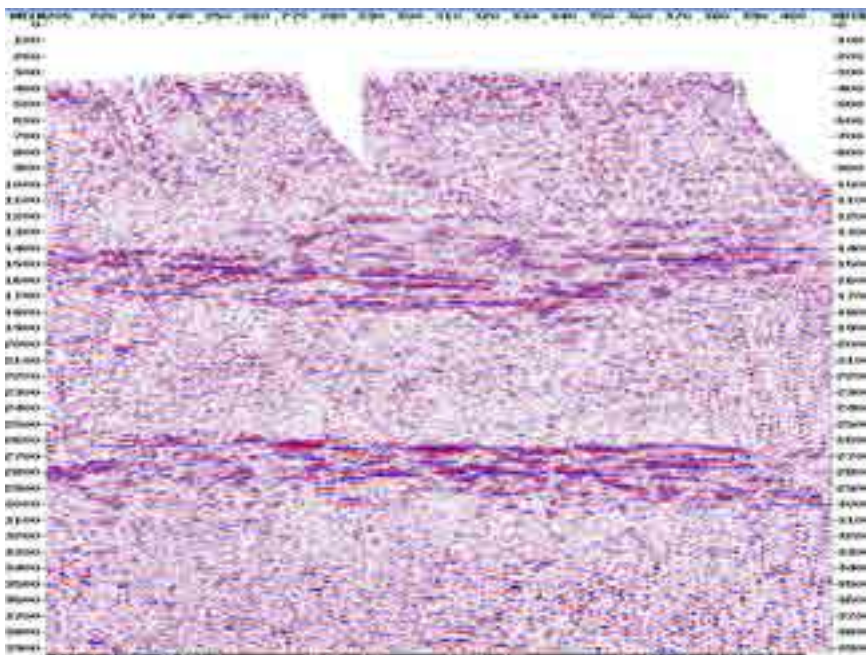
Figura 2-8. Geometría de los disparos y geófonos de un CMP. Reflection point = Punto medio común, S = posición de la fuente de energía, R = posición de grupo de geófonos receptores.



*Figura 2-9. Ilustración del binning. Calculando los puntos equidistantes entre los disparos en azul y receptores en verde, se obtendrán los puntos medios comunes (CMP) en rojo. El proceso de binning consiste en sumar todos los puntos rojos en la misma línea (líneas cortas negras) y así obtener la línea media común (línea negra larga pasando por la posición central de los puntos rojos).*

El siguiente paso es eliminar disparos y trazas con ruido excesivo. Generalmente se utiliza para ello una edición automática para eliminar los spikes (véase la definición en el Anejo 1) y reventones de ruidos y después se eliminan los disparos muertos y las trazas muertas (sin señal) o con ruido excesivo de forma manual.

Puede obtenerse una mejora significativa de la calidad de los datos utilizando el método de estáticas de refracción, modelando la refracción para obtener correcciones estáticas para luego apilar (sumar) mejor los datos CMP. Se trata de un proceso interactivo donde se construye un modelo inicial del terreno y se invierten los datos para ajustarse a la alineación de las refracciones. El modelo se somete a repeticiones sucesivas para reducir el error entre las señales de refracción modeladas y las obtenidas. Una vez obtenido el modelo final, se calcula la estática, descendiendo de forma progresiva por los refractores más profundos y volviendo finalmente al datum final. En el área de Salinas de Añana, se encontró que el modelo que mejor se ajustaba era uno de dos capas. El resultado final de este proceso puede verse en las Figuras 2-10 y 2-11.



*Figura. 2-10. Línea SA-5 con estáticas de cuota de elevación (Elevation Statics)*

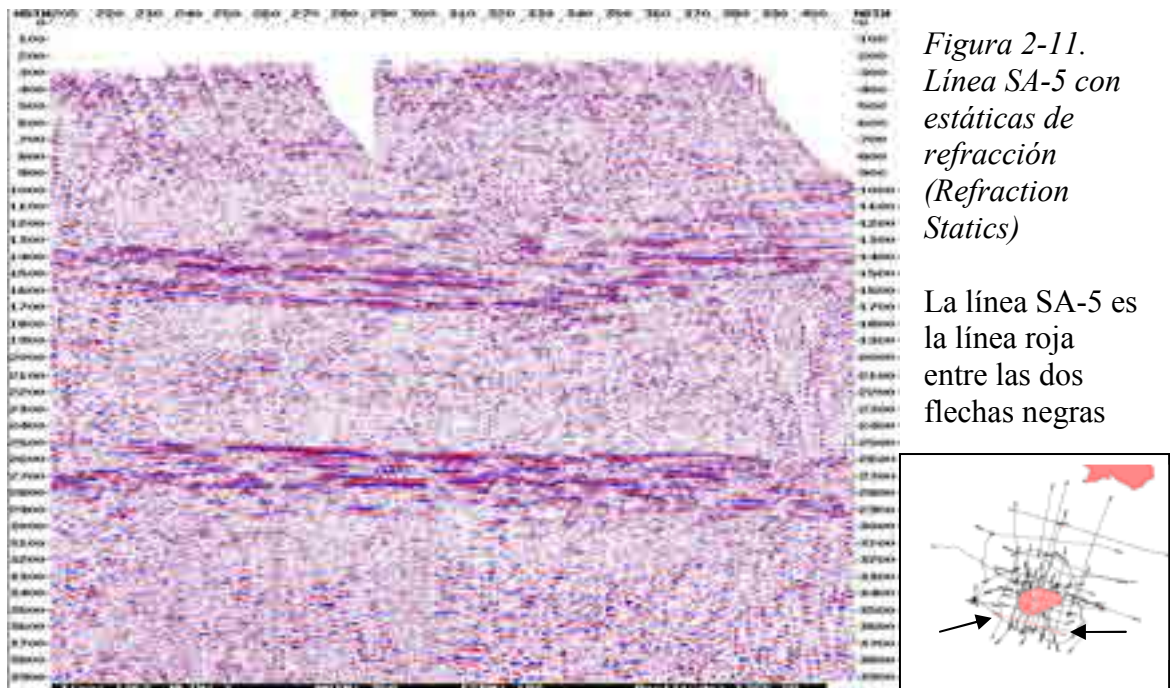


Figura 2-11.  
Línea SA-5 con  
estáticas de  
refracción  
(Refraction  
Statics)

La línea SA-5 es  
la línea roja  
entre las dos  
flechas negras

El siguiente proceso aplicado a las líneas fue el de recuperación de la amplitud de la señal recibida (Gain Recovery). Gain recovery es el proceso para producir amplitudes balanceadas temporalmente y espacialmente en cada registro de disparo, corrigiendo la pérdida de amplitud de la señal por la divergencia esférica y por la disminución de amplitud por absorción de la señal en función del tiempo. En el caso de los datos sísmicos del área de Salinas de Añana, se utilizó una corrección de divergencia esférica de  $T^{1.5}$  para llegar a este balance de amplitudes.

El groundroll (véase la definición en el Anejo 1) corresponde a una serie de ondas superficiales, típicamente una onda Rayleigh, generada por una fuente sísmica, que representa un tipo de onda de ruido de baja frecuencia, alta amplitud y baja velocidad; cuya amplitud y velocidad pueden estar relacionadas con las velocidades de las capas superficiales. El groundroll fue el tipo principal de ruido coherente y varía en intensidad a lo largo del área. Para tratar de reducir la cantidad de groundroll observado en los registros se utilizaron varios procesos de atenuación de ruido incluyendo un filtro F-K (un filtro de correlación en el dominio de frecuencia y espacio), deconvolución FX, filtro Tau-P y atenuación de ruido no organizado por correlación cruzada (Figuras 2-12 y 2-13).

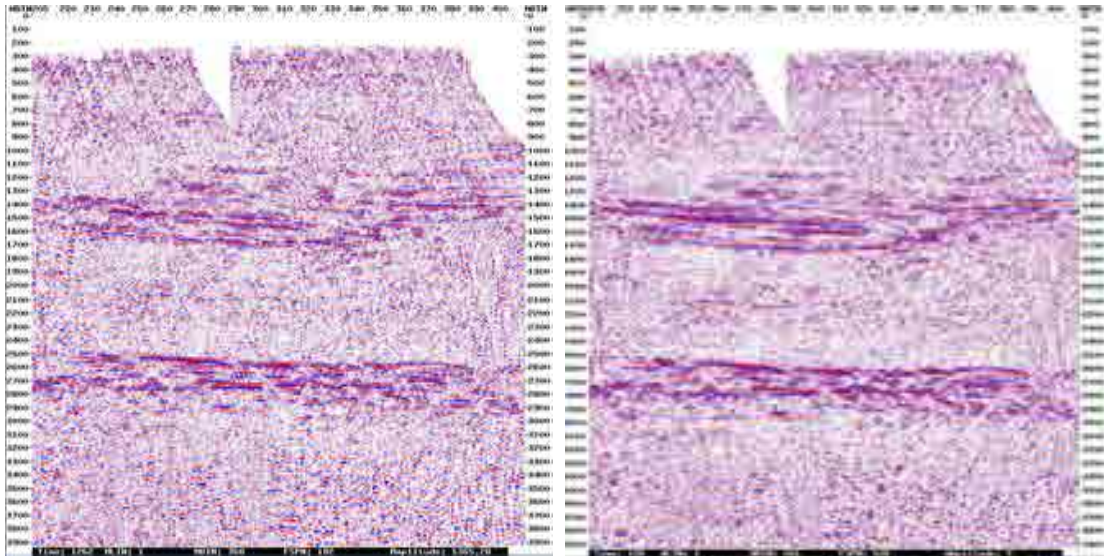


Fig. 2-12. Línea SA-5  
sin reducción de ruidos

Fig. 2-13. Línea SA-5 tras la reducción  
del Groundroll

El filtro F-K es útil para eliminar el ruido coherente que presenta una tendencia lineal. Se conoce también como filtro de velocidad ya que, en el espacio en el que opera (número de onda, frecuencia), se discriminan los distintos eventos por estar alineados según rectas cuyas pendientes definen las distintas velocidades. De esta forma los eventos lineales de baja velocidad se hallan con ángulos menores respondiendo a las bajas velocidades, mientras que las reflexiones se localizan en sectores angulares mayores (ver a Figuras 2-14 y 2-15)

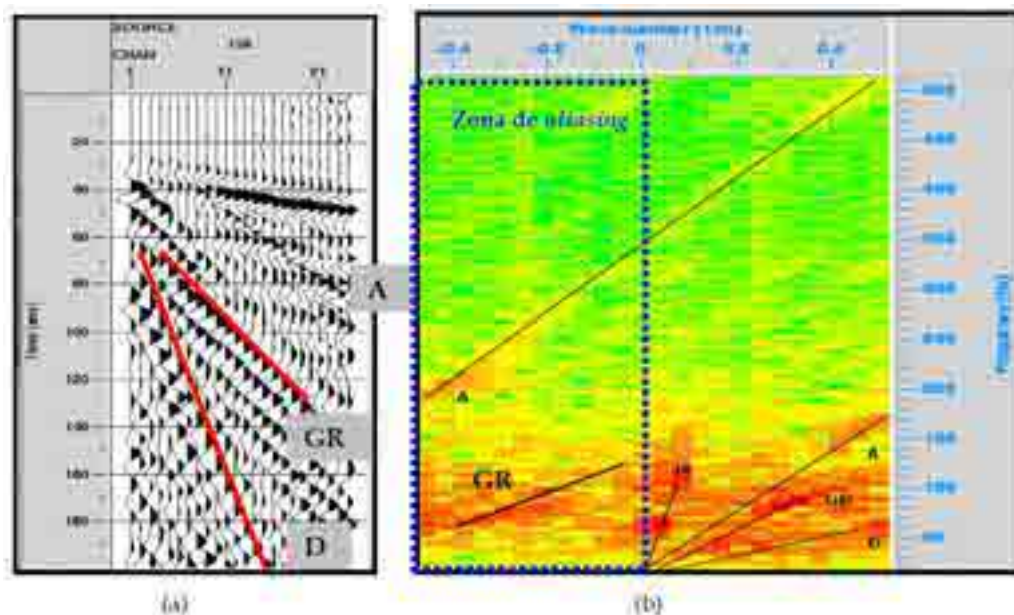
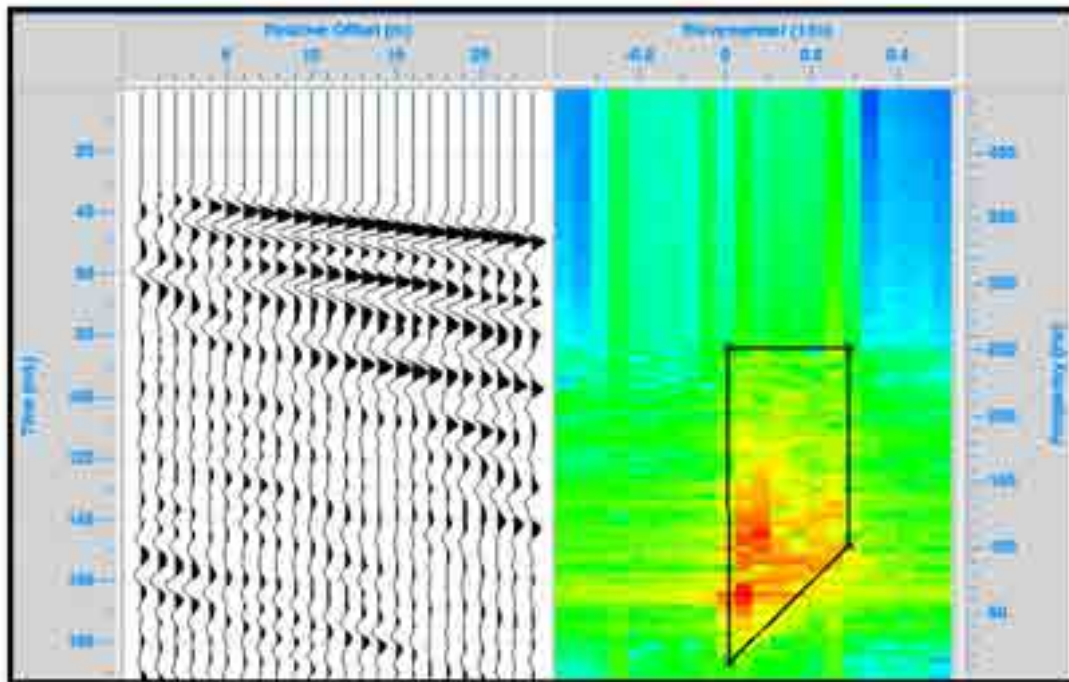


Figura 2-14. Esta figura muestra un filtro F-K para eliminar ruido coherente, como el groundroll, en el registro de campo (a), a la izquierda, y en el espectro en el espacio F-K (b), a la derecha. Los eventos más significativos están marcados: GR = Groundroll, A = Onda aérea y D = Onda directa. El área dentro de la línea azul de la vista (b) será eliminada y el groundroll que está allí será igualmente eliminado.





*Figura 2-15. Efecto sobre el registro después de filtrar por número de onda y frecuencia (F-K). Los eventos atribuidos al ruido (GR, A y D) ya no se aprecian. El filtro que se ha aplicado es de tipo trapezoidal (trazo negro) y consiste en dejar pasar las frecuencias y números de onda contenidos dentro del trapecio.*

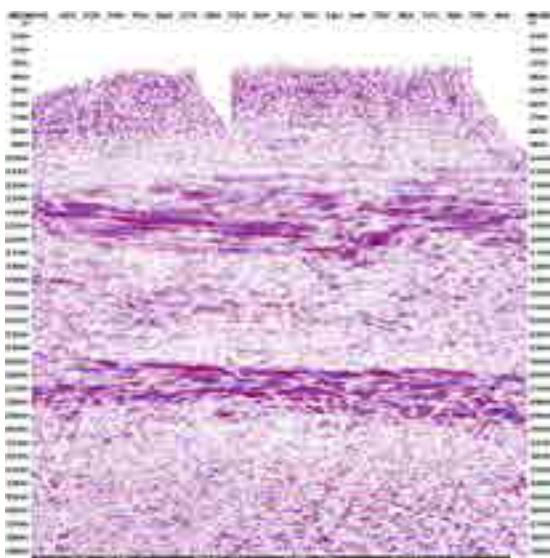
El filtro Tau-P es otro tipo de filtro de pendiente al igual que el F-K. En esta técnica la discriminación es en base al parámetro de rayo, donde los datos sísmicos están representados gráficamente con sus valores  $p$  y  $t$ , cuando  $p = dt/dx = 1/V_{app}$  y  $t =$  tiempo cuando la onda plana cruza el origen.

Para mejorar la resolución temporal y atenuar los múltiplos de energía de corto periodo, se utilizó la deconvolución. La deconvolución predictiva previa al apilamiento (stacking) ofrece resultados más limpios que la deconvolución spiking. La deconvolución spiking emplea un filtro inverso de mínimos cuadrados que se aplica a la ondícula sísmica (considerada de fase mínima) para encontrar su inversa, que también será de fase mínima. Posteriormente la convolución de la inversa de la ondícula con la traza sísmica genera la serie de reflectividad. El carácter de spikes de la serie de reflectividad dependerá de la fase de la ondícula, mientras más se parezca a una ondícula de fase mínima mejores serán los resultados (Yilmaz, 1991). En el caso de la deconvolución consistente a la superficie, no se ha encontrado diferencia apreciable entre aplicando la previa al apilamiento y aplicándola al conjunto. En consecuencia, una deconvolución predicativa le fue aplicada a los datos previa al apilamiento utilizando una longitud de operador de 200 milisegundos y un gap predicativo de 24 milisegundos más la adición de 0.1% de ruido de espectro continuo uniforme.

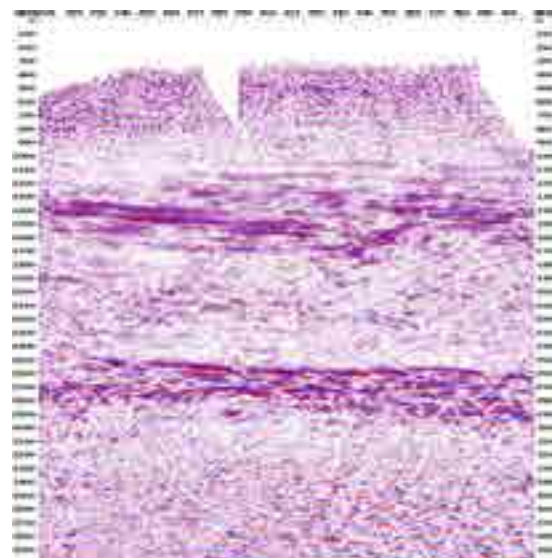
Con objeto de eliminar las anomalías estáticas de corta longitud de onda, se calculó y aplicó Surface Consistent Residual Statics. La metodología utilizada fue la estadística de correlación cruzada de trazas de CMP para producir picos de referencia. Se resolvieron después los componentes consistentes de superficie, tanto las estáticas residuales de las fuentes como receptores.

Para el paso inicial de la estática residual, el máximo valor de estática se limitó a 32 ms. Los valores de estática fueron en general +/-10msec, y hasta 20 ms en algunos puntos. Se realizaron pruebas de diferentes adquisiciones para contrastar las dos principales variables de entrada, longitud de la ventana y proporción de smash. Smash es el número de escanes consecutivos apilados para formar un escaneado de buzamiento. Estos controles mostraron que el apilamiento con pequeñas proporciones de smash (5 trazas) y una ventana superficial (250-3200 ms) daban mejor resultado en la mayor parte del área con datos. Se redujo la proporción de smash donde se encontraron zonas con fuertes buzamientos, y se redujeron los valores máximos de la estática donde se observaron saltos de ciclo. Un salto de ciclo es cuando la onda de una reflexión en una traza se alinea con la onda arriba o abajo de esta onda en la traza siguiente.

El segundo paso de la estática residual usa la misma metodología que el primer paso, excepto que el límite de desplazamiento es de 24 ms. En general las secciones después del apilamiento solo muestran mejoras pequeñas (Figuras 2-16 y 2-17).



*Figura 2-16. Primera aplicación de estáticas residuales en SA-5*

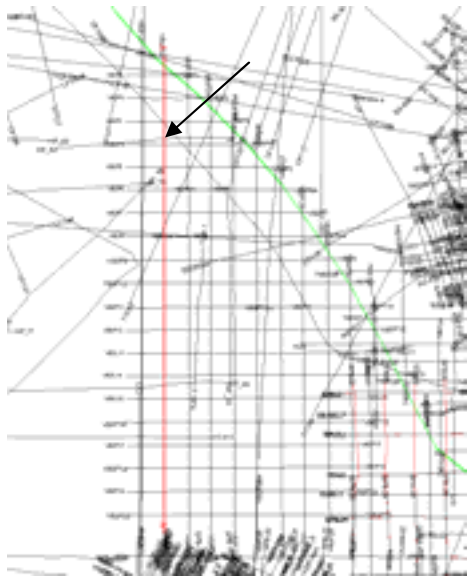


*Figura 2-17. Segunda aplicación de estáticas residuales en SA-5*

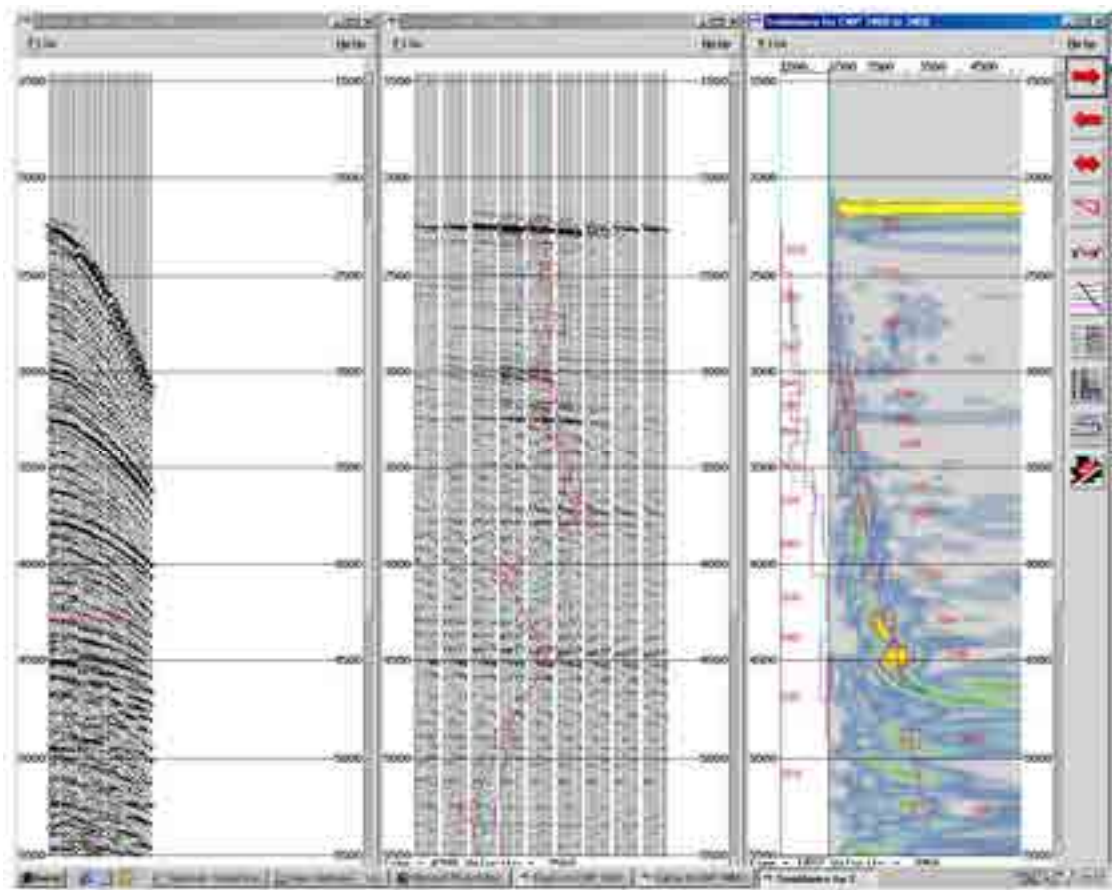
Para ecualizar los datos antes del apilamiento (stacking) y mantener el carácter de los datos se aplicó un control de amplitud automático utilizando una ventana de 1.000 milisegundos.

La migración de datos en tiempo de tipo Kirchhoff se usó porque este tipo de migración es la mejor para buzamientos fuertes y para variaciones de velocidades verticales y laterales significativas. La migración en tiempo antes del apilamiento de tipo Kirchhoff fue aplicada en planos de desplazamiento comunes utilizando velocidades de apilamiento interpretadas a intervalos de un kilómetro. Para determinar las velocidades de stacking se usaron vistas de 1) apilamiento de datos a velocidades distintas que se incrementan con un valor predeterminado, 2) vistas de semblance (véase la definición en el Anejo 1) donde se pueden ver el grado de coherencia de las trazas apiladas y 3) vistas de conjuntos de trazas (véase la Figura 2-18). Se usaron límites de apertura de 6.000 m y 90 grados de buzamiento. Después de migrar los datos antes del apilamiento,

se realizó un nuevo análisis de velocidades con intervalos de 0.5 km, partiendo de los conjuntos de trazas migrados.



Mapa de la ubicación de la línea sísmica V80-22 (en rojo). La flecha negra indica la posición del análisis de velocidades de la Figura 2-18.



**Panel Izquierdo**

**Panel Central**

**Panel Derecho**

*Figura 2-18. Panel Izquierdo: vistas del Conjunto de trazas (Gather); Panel Central: datos sumados a velocidades diferentes; y Panel Derecho: Coherencia de datos (Semblance) para determinar velocidades de apilamiento. (Ejemplo tomado de la línea V80-22 del primer capítulo de esta tesis).*

Siguiendo la aplicación de migración anterior al apilamiento (pre-stack) (PSTM), pudieron obtenerse las velocidades finales y usando el cursor se dibujó a mano un borrado de las ondas no deseadas en la vista de trazas corregidas por NMO. Finalmente, siguiendo la migración pre-apilamiento se aplicaron el NMO, el borrado y la corrección al datum. Los datos fueron apilados ajustándolos a una escala normalizada/compensada de la forma  $1/(N)^{0.5}$ , donde N es la cobertura nominal de apilamiento.

En las líneas sobre las que se decidió no efectuar el PSTM (debido principalmente a la ausencia de muestreo espacial por la geometría de la adquisición), se llevó a cabo una migración post-apilamiento de Kirchhoff. El campo de velocidad fue suavizado sobre 2 km antes de la migración, y se usaron el 100% de las velocidades de apilamiento. Con objeto de reducir los ruidos aleatorios de la sección migrada, además de reducir la energía coherente fuera de un rango de buzamientos específicos, se trataron los datos con un software programado de forma específica para eliminar los datos considerados como ruido. Tras pasar una serie de pruebas, los parámetros elegidos para estos procesos fueron un modelo de 19 trazas y pendiente límite de 6 ms/traza con una retroalimentación de un 80% de los datos originales.

Se realizaron dos pruebas de filtros de paso banda para determinar los puntos de corte superior e inferior. A partir de estas pruebas, se determinó que la mejor opción era utilizar un filtro de paso-banda simple de 5-10-70-80 Hz, el cual se aplicó a todos los datos. Finalmente, se seleccionó una ecualización de amplitudes de trazas usando unas pequeñas ventanas solapadas para el escalado final. Esta ecualización fue utilizada para hacer el balance de amplitudes en la zona de datos y para reducir ligeramente las amplitudes en la base de la sección.

## **CORRELACION ENTRE SONDEOS Y REFLEXION SÍSMICA**

Las curvas velocidad-tiempo de los ensayos de velocidad de tres sondeos, San Antonio 1, Antezana 1 y Castillo 2 (a 15,5 km al este del sondeo de Antezana 1), fueron proyectados uno sobre otro, para ver las desviaciones de los tiempos de las ondas sísmicas que viajan entre las diferentes profundidades en cada uno de los sondeos (Figura 2-19). Todas las curvas se dibujaron con el nivel del terreno como datum. Las curvas tiempo-profundidad de Antezana 1 y Castillo 2 están una encima de la otra, pero la curva del sondeo de San Antonio difiere ligeramente, excepto alrededor de un segundo de profundidad donde esta curva cruza con las otras. En cualquier caso, la diferencia es pequeña y parece que, en el área de Salinas de Añana, puede utilizarse una curva de velocidad única para la conversión de tiempos de reflexión sísmica en profundidades.

Sabiendo que existe poca variación en los intervalos de velocidad, puede usarse un método alternativo para calcular la profundidad de un determinado horizonte, consistente en multiplicar el tiempo por la suma de una velocidad constante más una constante por el tiempo: Profundidad = Tiempo \* (Velocidad media + K \* Tiempo). En el caso del techo del Cenomaniense, una regresión por mínimos cuadrados de los datos de velocidad y tiempo de los seis sondeos al norte y al este del diapiro de Salinas de Añana, da una velocidad media de 4.718 m/s y una K de 0,04. De forma similar, el techo del Albocenomaniense (Fm Valmaseda) tiene una velocidad media de 4.139 m/s y una K de 0,21. Finalmente, el techo del Albiense tiene una velocidad media de 3.950

m/s y una K de 0,18 (datos basados en los sondeos Zuazo 1, Marinda 1, San Antonio 1 y Castillo 5).

**Profundidad**

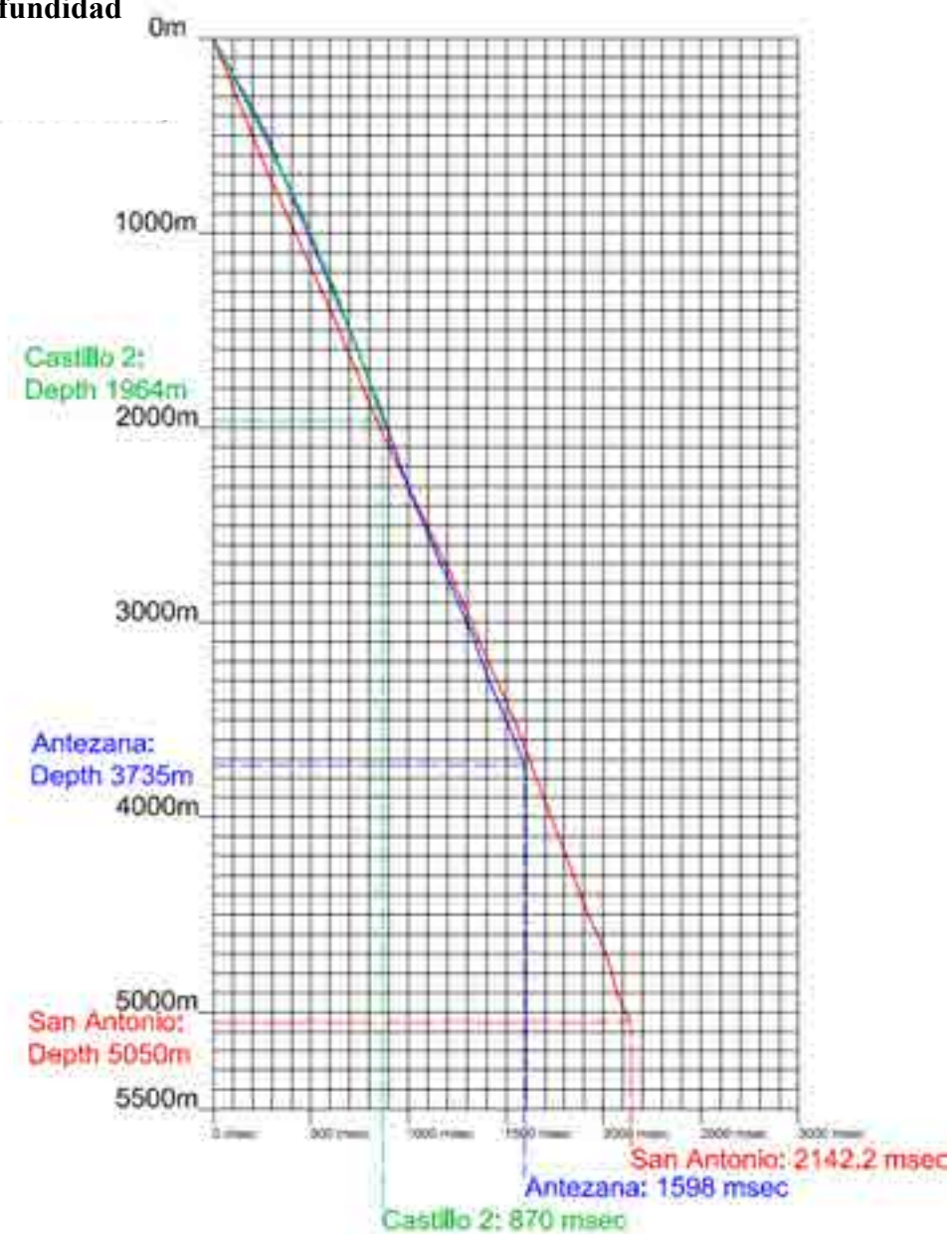


Figura 2-19. Relaciones tiempo-velocidad en tres sondeos con estudios de velocidades.

Asimismo, se han hecho sismogramas sintéticos usando los perfiles sónicos compensados y los perfiles de densidad de formación compensados de los sondeos de Antezana 1, Marinda 1, San Antonio 1 y Zuazo1. El ajuste entre las trazas sintéticas y los datos sísmicos valida las relaciones tiempo-profundidad, calculadas a partir de los estudios de velocidades de estos sondeos.

El techo del Keuper en los sondeos San Antonio 1 y Marinda 1 es un enigma respecto a la correlación de los datos sísmicos con la geología de los sondeos. El Keuper es una unidad relativamente transparente en el sondeo San Antonio 1, pero la sección equivalente en el sondeo Marinda 1 se ha asignado al Lías. Esta unidad tiene una

aparición más rayada (stripy) que los datos sísmicos que cruzan el sondeo Marinda 1 al mismo nivel estratigráfico. También parece existir entre los dos sondeos un cambio en la potencia de las ofitas de la base del Keuper, por lo que en la línea sísmica que se presenta, SA81-4 (Figura 2-20), puede deducirse la ausencia de una buena parte de la potencia de evaporitas. Sin embargo, no es fácil de observar esta misma relación en otras secciones sísmicas del área. Como resultado, la interpretación final del techo del Keuper en esta zona se basa más bien en la correlación sísmica que en la interpretación del nivel del techo del Keuper en el sondeo Marinda 1.

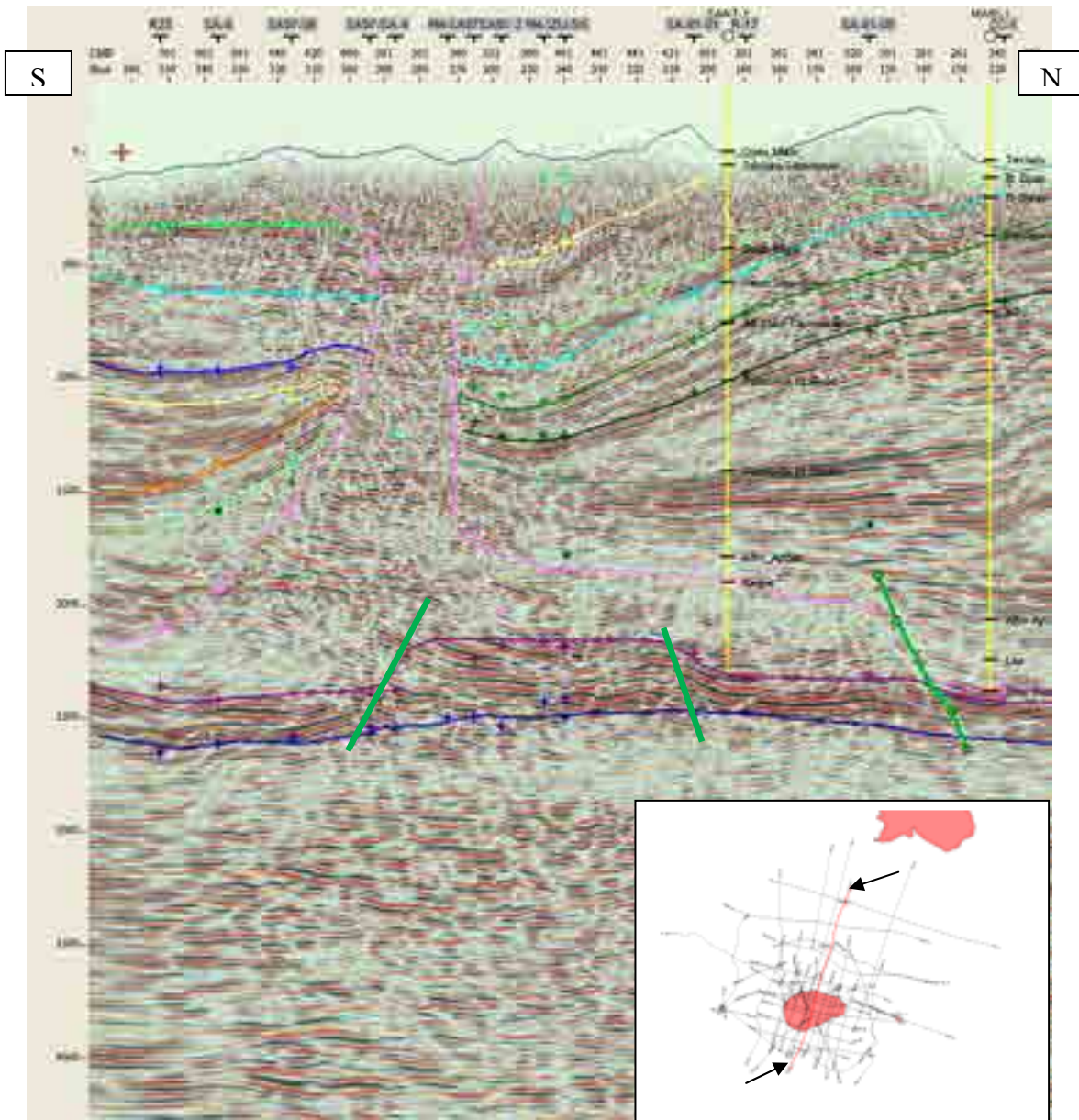
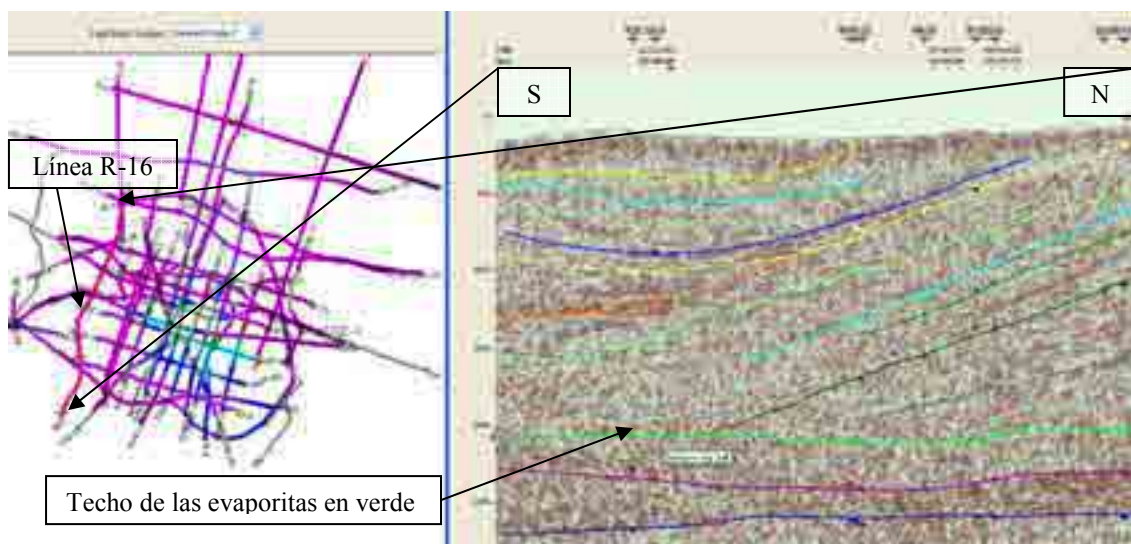


Figura 2-20. Correlación de unidades sísmicas entre los sondeos de San Antonio 1 y Marinda 1 en la línea sísmica SA81-4 (la línea roja entre las dos flechas negras del mapa índice). Las interpretaciones alternativas para el horst en la base del diapiro son 1) que las ofitas están involucradas en el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria y 2) que allí hay un espesor más grueso de ofitas.

Otro enigma es que varias unidades parecen acuñarse contra el techo del Keuper (Figura 2-21). Si el Keuper fuera un sedimento distinto a una evaporita, se podría entender más fácilmente el acuñamiento. En ese caso se admitiría que el Keuper habría sido basculado y erosionado en una posición de borde de cuenca el tiempo suficiente para el depósito de los sedimentos suprayacentes (ley de horizontalidad). Pero, estructuralmente, sería difícil de explicar que el techo de las evaporitas y zonas más profundas podrían volver a la horizontalidad.



*Figura 2-21. Despegue de los niveles cabalgados sobre la sección de evaporitas del Keuper.*

La explicación más probable es que la sección superpuesta al Keuper autóctono es una sección alóctona truncada por un cabalgamiento (el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria). Esto explicaría las relaciones geométricas del Keuper y post-Keuper en esta sección y en otras líneas sísmicas. Una tercera explicación es suponer que la potencia de la sal fuera mucho mayor en el momento del depósito y su retirada diese la sección que puede observarse en los datos de reflexión sísmica del área. La resolución de este dilema requeriría la interpretación de controles sísmicos lejos de los límites de este trabajo y la modelización de la retirada de sal propuesta. En cualquier caso, un cabalgamiento con su plano de despegue en el techo del Keuper parece la explicación más plausible.

Así pues, considerando el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria como la teoría más probable, observamos que las unidades geológicas del Albiense hasta la mitad del Turoniense han sido afectadas por el cabalgamiento en esta línea. La misma situación se repite al este, alrededor del diapiro de Estella. Se estima que debido al cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, este diapiro ha sido transportado unos veinte kilómetros al sur (Martinez-Torres, 1993). Actualmente, para delinear este cabalgamiento haría falta una malla sísmica grande y regular ya que las líneas sísmicas adquiridas hasta ahora han sido recogidas por la prospección de hidrocarburos para delinear estructuras mucho más pequeñas que el cabalgamiento. Si los presentes intentos de exploración en esta área fuesen fructíferos, sería inevitable que las compañías petrolíferas adquiriesen mallas

grandes de sísmica 3-D que proveyesen una suficiente base de datos para entender el cabalgamiento en detalle.

En el apéndice IV se incluyen los mapas de nueve niveles interpretados, desde el techo de los conglomerados de Pobes hasta el Albiense. Imágenes de cada línea sísmica de esta interpretación se encuentran en el Apéndice V con breves comentarios sobre el tema.

## **MAPAS DE ISOPACAS DE LOS ALREDEDORES DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA**

### Introducción

Una de las herramientas más útiles que pueden utilizarse en la determinación de los periodos de movimiento de sal en un diapiro es el análisis de los mapas de isopacas de las unidades situadas en contacto con el diapiro. En este estudio se han elaborado once mapas de este tipo (Mapas 1-11), utilizando diez de los horizontes identificados en los sondeos, además de un horizonte, que ha sido identificado usando las reglas de interpretación sismoestratigráfica, denominada Fondo de Cuña (Bottom of Wedge). Generalmente, es conveniente utilizar mapas de profundidad de isopacas, pero como el área es muy pequeña y los datos de velocidad de sondeos cercanos son muy consistentes entre ellos, se han realizado mapas de isopacas de tiempo.

Los cambios de las isopacas alrededor de una estructura salina pueden indicar, en el caso de un adelgazamiento, el emplazamiento de sal (movimiento hacia arriba) debajo del área adelgazada. Contrariamente, un engrosamiento indica probablemente una migración de sal hacia fuera del área afectada. La ausencia de cambios de espesor no indica necesariamente la ausencia de movimientos de sal, puesto que desplazamientos de sal desde áreas más alejadas pueden reemplazar las evaporitas que han ascendido en el diapiro.

### Limitaciones

Se considera que la calidad de los mapas obtenidos no es óptima y existen varias razones para ello, siendo la escasa calidad de los datos sísmicos originales la causa principal. En primer lugar, los datos han sido obtenidos durante seis años distintos (1967, 1968, 1971, 1977, 1981 y 1997) por tres compañías (Prakla, Rogers y CGG), que usaron diferentes parámetros de adquisición en cada caso. Esto da lugar a diferencias iniciales en la anchura de banda de los datos obtenidos, energía de penetración (intensidad de las reflexiones con la profundidad) y modificaciones espaciales debidas a las distancias entre grupos de geófonos. También hay que mencionar las diferencias de cobertura (1, 6, 12 y 24) de gran importancia a la hora de suprimir el ruido aleatorio registrado con los datos. En el reprocesamiento de los datos de campo realizado por Spectrum, se intentó ecualizar la mayor cantidad de factores posible para así minimizar el impacto de los diferentes parámetros de adquisición en los resultados finales. Este reprocesamiento no ha sido posible con los datos escaneados y reconstruidos. Además, la reconstrucción de los datos fue efectuada por dos compañías diferentes. Esto, y el hecho de que el procesado inicial de las líneas fuese realizado por dos compañías diferentes en tres años distintos (el año de procesado es muy importante por el grado de



desarrollo de los software empleados), dio lugar a diferencias en el aspecto final de las líneas sísmicas.

Otro factor importante en el aspecto de la línea sísmica es la migración de los datos de esa línea. Aquí el punto clave es probablemente la función de velocidad usada en el migrado de los datos. Cada procesador, reprocesando datos de campo o reprocesando post-apilamiento de trazas reconstruidas, usaría sus propias funciones de velocidad y su propio software de migración. Por esta razón, los datos podrían estar sobre- o sub-migrados, sin tener en cuenta la imposibilidad de migrar datos fuera del plano de migración en 2D. Actualmente, un volumen 3D puede ser calculado a partir de datos 2D muy poco espaciados, para migrar los datos fuera del plano de la sección sísmica. Un intento de este proceso realizado por SHESA en el área del diapiro de Estella fue un fracaso. Los buzamientos de las capas cerca del diapiro eran demasiado grandes para el muestreo espacial de datos y, por ello, ocurrió aliasing (fenómeno de superposición periódica sucesiva de ondas), que dio el resultado de buzamientos aparentes inferiores a los buzamientos reales.

Debido a la migración de los datos en 2 dimensiones, los niveles que se aprecian en las líneas sísmicas no están bien alineados donde se cruzan las líneas. Las diferencias máximas suceden cuando una línea sigue el rumbo perpendicular al buzamiento de las capas geológicas y la otra línea va en la dirección del buzamiento. Los datos de las líneas con rumbo perpendicular al buzamiento, en teoría deberían migrar perpendiculares a la dirección de la línea, pero no migran en absoluto. La solución más evidente es interpretar horizontes de acuerdo a su carácter sísmico y dibujar los contornos conforme a los datos de las líneas sísmicas que siguen el buzamiento de los niveles geológicos. Sin embargo, esta es una solución demasiado simplista porque las diferencias de fase en los tres conjuntos de datos de los tres procesadores pueden haber originado errores de correlación alejados del control de los sondeos. Además, los programas para producir mapas automáticamente en una estación de trabajo, no tienen la opción de dar preferencia a una línea sobre otra en el momento de dibujar los contornos. Esos ajustes deben realizarse utilizando las opciones de edición de los programas de cartografía automática. En nuestro caso, en lugar de realizar ajustes automáticos, se han hecho comentarios sobre los mapas originales, analizando las causas de las anomalías de los contornos.

#### Historia de los movimientos de sal

El diapiro es claramente visible en el mapa desde el techo del Albiense hasta el techo de las evaporitas del Keuper, aunque está cortado en su parte sur por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria (Mapa 1). Es una estructura formada en el Albiense como se ve en la potencia de los sedimentos hacia el OSO y hacia el E del diapiro (no se han identificado en el área unidades pre-Albienses). La interpretación del área al norte del diapiro es complicada por la dificultad de situar el techo de la unidad de sal y, por tanto, no puede determinarse con certeza en esta área la edad del escape original de sal.

En el mapa de isopacas de tiempo del techo del Albo-Cenomaniense al techo del Albiense (Mapa 2), parece existir un eje de diapiro ONO-ESE, a lo largo del cual se ha producido migración de sal, originando un engrosamiento del intervalo sedimentario. En contraste, en el flanco norte del diapiro hay una sección de espesor casi cero, que

indica un levantamiento del área sita inmediatamente al norte del mismo debido al movimiento de la sal.

En el mapa de isopacas de tiempo del techo del Cenomaniense al techo del Albo-Cenomaniense (Mapa 3), el espesor sedimentario parece indicar algún tipo de colapso debido a la migración de sal o a su disolución a lo largo del eje del rasgo geológico más profundo sobre el que se forma el diapiro de Salinas de Añana, probablemente una falla de edad hercínica sobre la que se sitúan también los diairos de Salinas de Rosío y Maestu (Brinkmann y Logters, 1967). Hacia el este del diapiro se produce la situación contraria: un adelgazamiento sedimentario a lo largo de esa dirección.

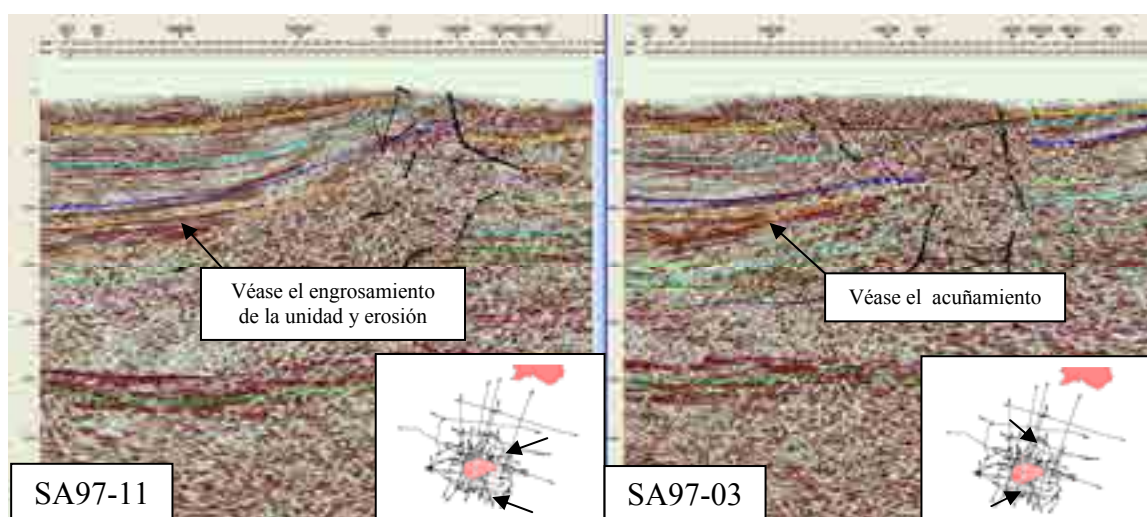
En el mapa de isopacas de tiempo del techo del Turoniense al techo del Cenomaniense (Mapa 4), casi toda la circunferencia del diapiro de Salinas de Añana está libre del cuerpo principal de sal, con cuerpos de sedimentos en la zona sur del diapiro que se extienden hacia el Este y hacia el Oeste, pero sin llegar a unirse a lo largo de todo el flanco sur del incipiente diapiro. El engrosamiento de sedimentos, que aparecía hacia el Este del diapiro en los mapas previos, queda ligeramente compensado por un adelgazamiento en este nivel. Hay, sin embargo, un notable engrosamiento sedimentario hacia el noroeste del diapiro, debido probablemente a la migración de la sal. La forma de ojo de buey, al final de la línea sísmica SA97-02 hacia el Este del diapiro, es un fenómeno común al final de las líneas sísmicas que no están limitadas por otra línea que la cruza. Es de difícil interpretación el final de una línea sísmica ya que la calidad de los datos disminuye por falta de cobertura. Además, la migración de los datos al final de una línea produce a menudo artefactos con la forma de sonrisa (smiles) que se originan por la falta de datos más allá del final de la línea. Tales rasgos concéntricos deberían ignorarse al interpretarse un mapa.

El mapa de isopacas de tiempo del techo de la Fm Zuazo (Cuadro 2-11) al techo del Turoniense (Mapa 5) es interesante porque puede verse un alineamiento de isopacas de tiempo Norte-Sur en vez de uno Este-Oeste. El alineamiento Este-Oeste tiene que ver probablemente con el lineamiento tectónico sobre el que se ubica el diapiro de Salinas de Añana (Wiedmann, 1979), mientras que esta nueva fábrica estructural puede ser el indicador de la causa por la cual el diapiro se forma en este punto del lineamiento principal. Durante este periodo, se observa un desplazamiento regional de la sal al hacia el Este y el Oeste del diapiro (o un levantamiento regional debido al movimiento de la sal a lo largo de un eje norte sur a través del diapiro).

La base para dibujar el horizonte sísmico “base de cuña” fue el carácter sísmico del evento más alto que no estaba truncado por la discordancia en el techo de las Calizas de Subijana. Este evento es bastante difícil de controlar dando como resultado una superficie ondulada en la dirección del control sísmico. Por lo tanto, no está incluido en esta tesis el mapa de isócronos de tiempo desde la base de la cuña hasta el techo de la Fm Zuazo. Esta ondulación nos lleva a concluir que esos errores se han producido en la correlación del evento de una línea sísmica a otra. Aunque en el mapa existen estos errores, se puede observar un adelgazamiento general al aproximarse al diapiro desde el Oeste. Por ejemplo, un espesor de 210 ms en la línea SA97-3 hasta alrededor de 140 ms de la línea SA97-5 y menos de 70 ms en la línea SA97-7, indica un levantamiento durante el depósito de la unidad sedimentaria. En el mapa del espesor de la formación Subijana (Mapa 6) se aprecia un engrosamiento de la formación tanto al norte como al

sur del diapiro. Tal vez el espesor mínimo de la unidad, al oeste y al este del diapiro, indica un levantamiento relativo de la sal en estas direcciones.

Como se aprecia en el mapa de isopacas de tiempo de la base de la Fm Osma a la base de la cuña, la cuña se adelgaza hacia el Norte (Mapa 7). La cuña no existe en el norte, pero llega hasta 450 ms de espesor en la zona más meridional del área estudiada. Este mapa es especialmente interesante porque un error de calaje entre las líneas SA-5 y SA97-1 da lugar a una típica figura en ocho en el mapa de contornos. La interpretación no es necesariamente errónea, por posibles errores en la migración de la línea SA-5 ya que es una línea perpendicular al buzamiento y por ello sus datos no pueden migrar fuera del plano de la línea. En cualquier caso, los valores de las isopacas son demasiado bajos en la línea SA-5 y demasiado altos en la SA97-1, aunque esto no cambia la geometría regional, que es muy obvia. Resulta difícil esclarecer la naturaleza de la “cuña”, porque en ciertas secciones sísmicas parece ser debida en parte a una inconformidad erosiva, en otras parece ser debida a un incremento de la subsidencia hacia el sur de una línea de charnela y en otras parece que existen sedimentos que desbordan transgresivamente un rasgo topográfico preexistente (un desborde transgresivo), o una combinación de los tres factores (Fig. 22).



*Figura 2-22. La causa de la “cuña” situada bajo el reflector del techo de las Calizas de Subijana (en amarillo) puede ser debida a una combinación de engrosamiento de la sección de Subijana hacia el sur y una erosión de partes de dicha unidad. Líneas sísmicas SA97-11 (izquierda) y SA97-3 (derecha).*

No se puede asegurar que esta unidad sea realmente la formación de las Calizas de Subijana, pues no se ha cortado en ningún sondeo. La parte superior de la cuña puede pertenecer a la formación Osma o una formación totalmente diferente entre Subijana y Osma. Con la escasa calidad de los datos sísmicos no se puede especular cuales fueron las condiciones de sedimentación de estos materiales. Así pues, la explicación más sencilla sería que la cuña es una facies más distal de la propia formación Subijana.

En el mapa de isopacas de tiempo, entre el techo de la Fm Osma y el techo de la Fm Subijana, se observa un adelgazamiento en dirección ESE-OSO, excepto un engrosamiento muy localizado de la unidad justo en el borde este del diapiro (Mapa 8).

Esto se interpreta como una demostración del crecimiento del diapiro y emplazamiento de sal a todo lo largo de la estructura responsable de la aparición del diapiro. El engrosamiento a lo largo del flanco Este del diapiro se interpreta como una migración de sal a partir de la base del domo de sal hacia el interior del diapiro debido al flujo gravitatorio. Dicho engrosamiento pudiese ser también un artefacto de la interpretación, puesto que la isopaca de tiempo de la unidad inmediatamente superior (techo del Santoniense a techo de Osma) muestra un adelgazamiento sedimentario en la misma posición. La cuestión planteada es si el adelgazamiento es debido a un movimiento compensatorio de las evaporitas dentro de esta zona durante el Santoniense superior, o si el efecto “final de línea” de SA97-2, SA97-4 y ZU-2 da lugar a este engrosamiento y adelgazamiento aparente. El argumento a favor de un adelgazamiento real es que también aparece en isopacas de unidades más superficiales.

En el mapa de isopacas de tiempo del techo del Santoniense al techo de la Fm Osma, se observan espesores de sedimentos irregulares en la zona sur del diapiro de Salinas de Añana (Mapa 9). El adelgazamiento puede deberse al levantamiento asociado con el lóbulo cabalgante del diapiro al final del Santoniense (área punteada al noroeste del adelgazamiento sedimentario), mientras que el engrosamiento puede deberse a la migración de la sal hacia el norte en el interior del diapiro durante el Santoniense superior. El techo del Santoniense no ha sido representado en la zona norte del diapiro, pero parece encontrarse debajo del terciario discordante sobre el diapiro.

En el mapa de isopacas de tiempo del Conglomerado de Pobes al techo del Santoniense (Mapa 10) puede observarse la potente unidad conglomerática de Pobes al sur del diapiro de salinas de Añana, aunque se adelgaza al acercarse al diapiro. El eje de sedimentación del Pobes coincide con la posición que sería de esperar a partir de la información de superficie, aunque parece ser más asimétrica, adelgazando hacia el sur más lentamente que hacia el norte.

Quizás más importante que las vistas individuales del diapiro, sea una composición de vistas de la circunferencia del diapiro a los cuatro niveles más recientes (Mapa 11) que nos permita comprender las características de la formación del diapiro. Con objeto de evitar los errores del software de la interpretación geofísica, el borde del diapiro está representado con una línea llamada “fault” a cada nivel interpretado. La superposición de esas líneas representando los bordes de las sucesivas capas estudiadas ofrece una imagen pseudo 3-D del diapiro. En el Mapa 11, se puede observar: 1) el área superficial del diapiro cuando tenía su extensión horizontal mínima al final del depósito de la Fm Subijana (línea de puntos naranja en el mapa), 2) el nuevo ensanchamiento cuando el diapiro asciende a través de la Fm Osma (línea negra discontinua), 3) el Santoniense superior (línea verde) y 4) la Fm Pobes (área con el grueso borde negro). La protrusión (cornisa) producida al final de la deposición del Pobes es especialmente pronunciada en la esquina suroeste del diapiro.

Lo más evidente de la sección norte-sur es que el diapiro no es un domo simple que crece desde abajo, como fue interpretado en 1990 por el autor de esta tesis sino que varía en anchura en función de la edad geológica en la que se estaba formando. El Santoniense superior tiene una protrusión significativa (ver la cuarta sección sísmica en Fig. 23). Las secciones este-oeste (Fig. 24) son igualmente complejas.

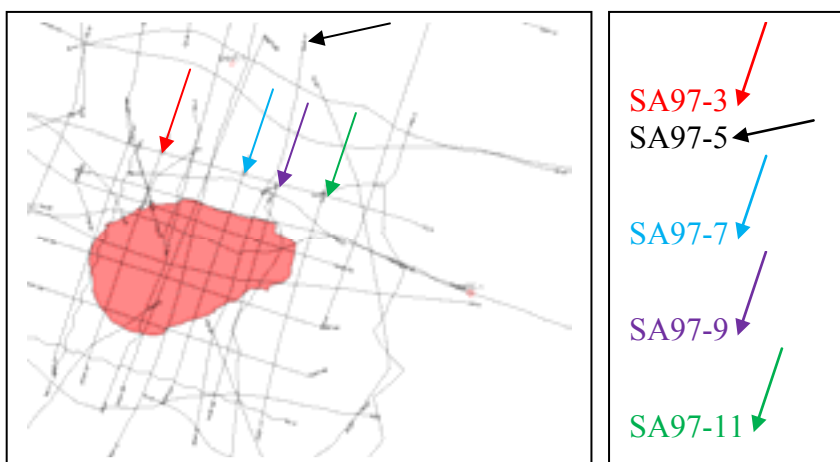
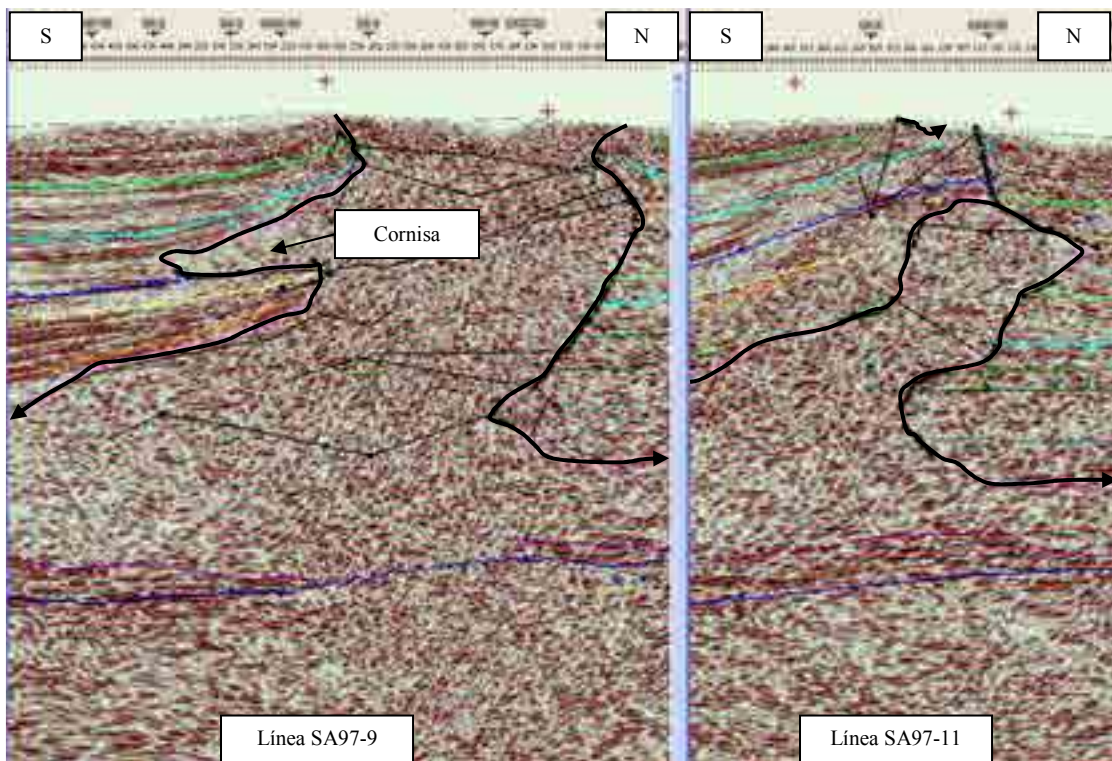
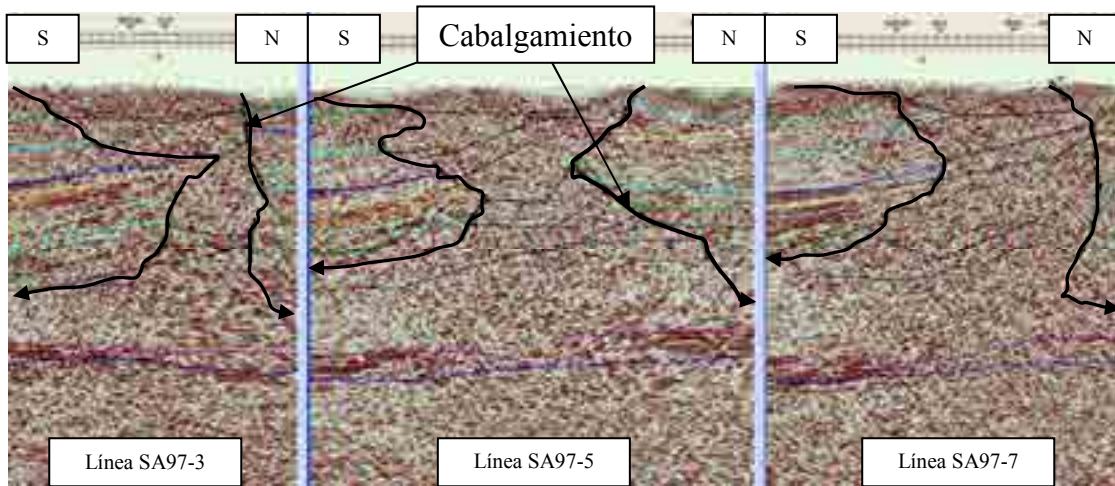
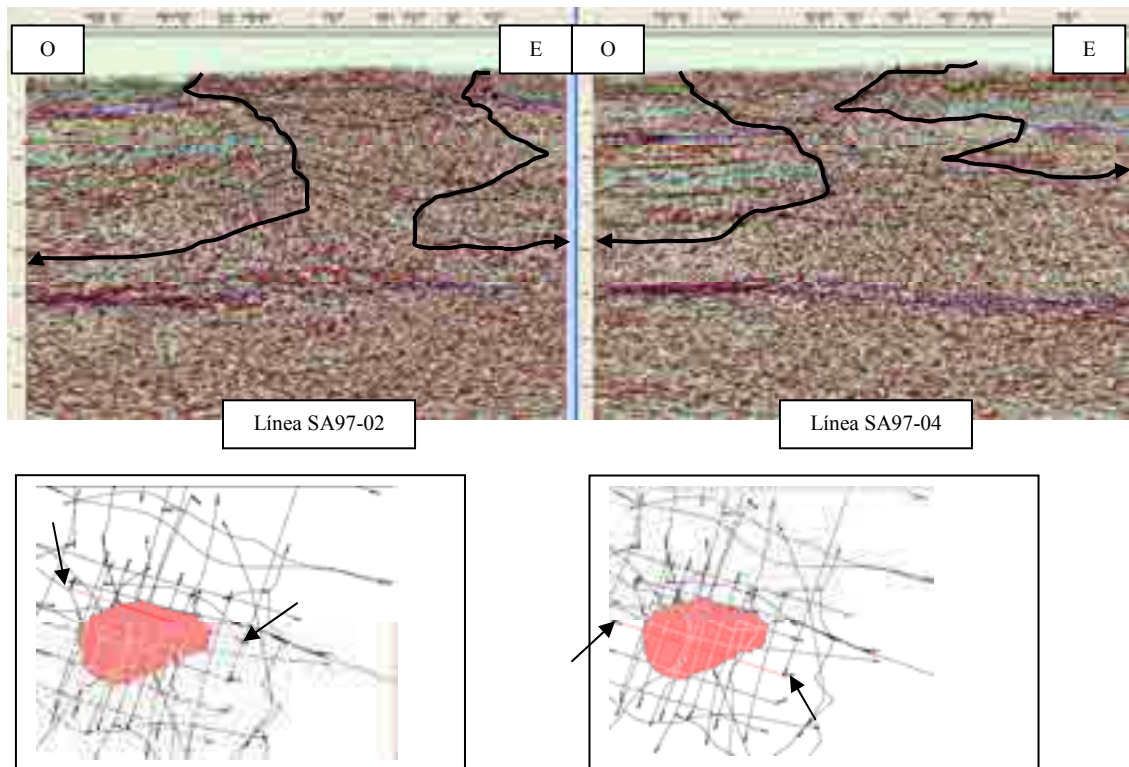


Figura 2-23. Secciones sucesivas N-S del diapiro (en negro) de la línea más al oeste (arriba e izquierda) a más al este (abajo y derecha).



*Figura 2-24. Cortes O-E a través del diapiro: Línea sísmica SA97-02 a través de la mitad norte del diapiro (izquierda) y línea sísmica SA97-04 a través de la mitad sur (derecha).*

Un análisis final del Mapa 11 es que puede postularse una correlación entre la cantidad de flujo de sal en el interior del diapiro con su área horizontal. En otras palabras, cuanto más ancho es el diapiro, más sal se habría movido hacia arriba. Esto quiere decir, que la sal asciende desplazándose horizontalmente, impidiendo la sedimentación que de otra manera se habrían depositado en ese momento.

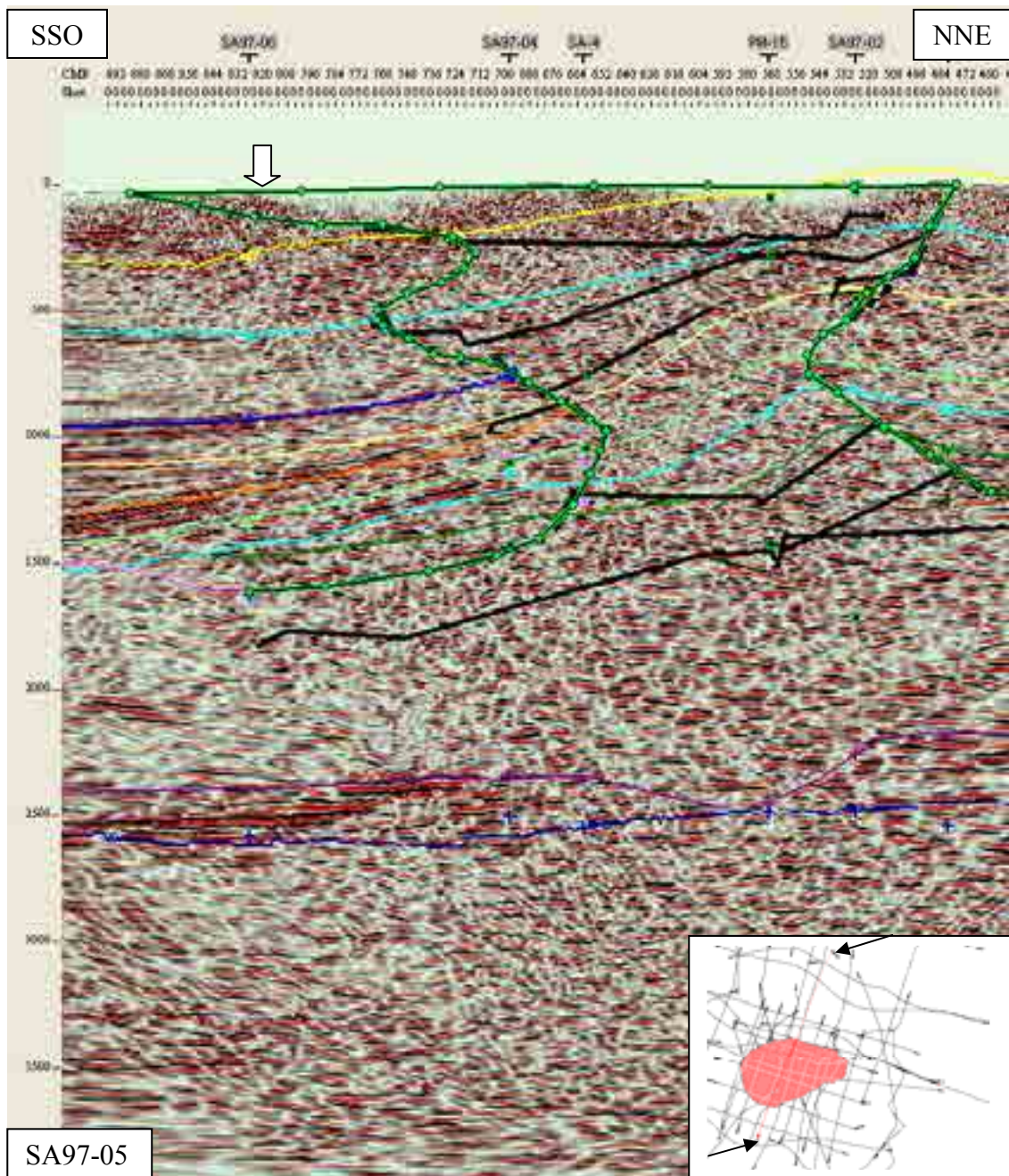
Usando la técnica de aplanamiento (flattening) de los horizontes sísmicos, se puede observar la historia del desplazamiento de la sal en una serie de cortes verticales. Una vez que un reflector está restituido a su posición durante la sedimentación de aquel reflector, se pueden observar las posiciones estructurales de las unidades geológicas por debajo del dicho reflector. Las bases teóricas para este procedimiento son: 1) la Ley de Horizontalidad por la que se asume que el depósito de una unidad sedimentaria es una superficie relativamente plana a una amplia escala y 2) el hecho de que un reflector sísmico representa un horizonte de tiempo y no un límite de facies (una de las leyes de interpretación sísmo-estratigráfico).

En el Apéndice VI se presentan las figuras del aplanamiento de cinco horizontes sísmicos del diapiro de Salinas de Añana en una línea de orientación norte-sur. En el Apéndice VII se presentan vistas 3D de varias perspectivas del diapiro.

### **IMPLICACIONES DE LOS CAMBIOS DE CIRCUMFERENCIA DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA**

Como ha quedado establecido, el crecimiento del diapiro de Salinas de Añana pasa por su fase mínima a finales del Turoniense, habida cuenta de la extensión del diapiro en ese

momento y asumiendo que una menor superficie del diapiro se debe a la incapacidad de la sal ascendente para desplazar la sedimentación en las áreas aledañas al mismo. Por supuesto, esto implica que la disolución de las evaporitas permanece constante, lo que en el caso de sedimentación marina se puede asumir porque la temperatura del agua, su salinidad y las corrientes no cambiarían lo suficiente para afectar a la capacidad de la disolución de este medio. Sin embargo, en el caso de la sedimentación de los conglomerados de Pobes y depósitos posteriores, el ambiente subaéreo puede dar lugar a un diapiro más amplio y pueden producirse glaciares de sal debidos a la menor disolución de las evaporitas cerca de la superficie. Glaciares de sal post-Miocenos han sido reconocidos en la superficie del diapiro de Salinas de Añana (Eguiluz, et al, 1984). Por supuesto, podría haber disolución después del enterramiento, pero sería difícil cuantificarla.



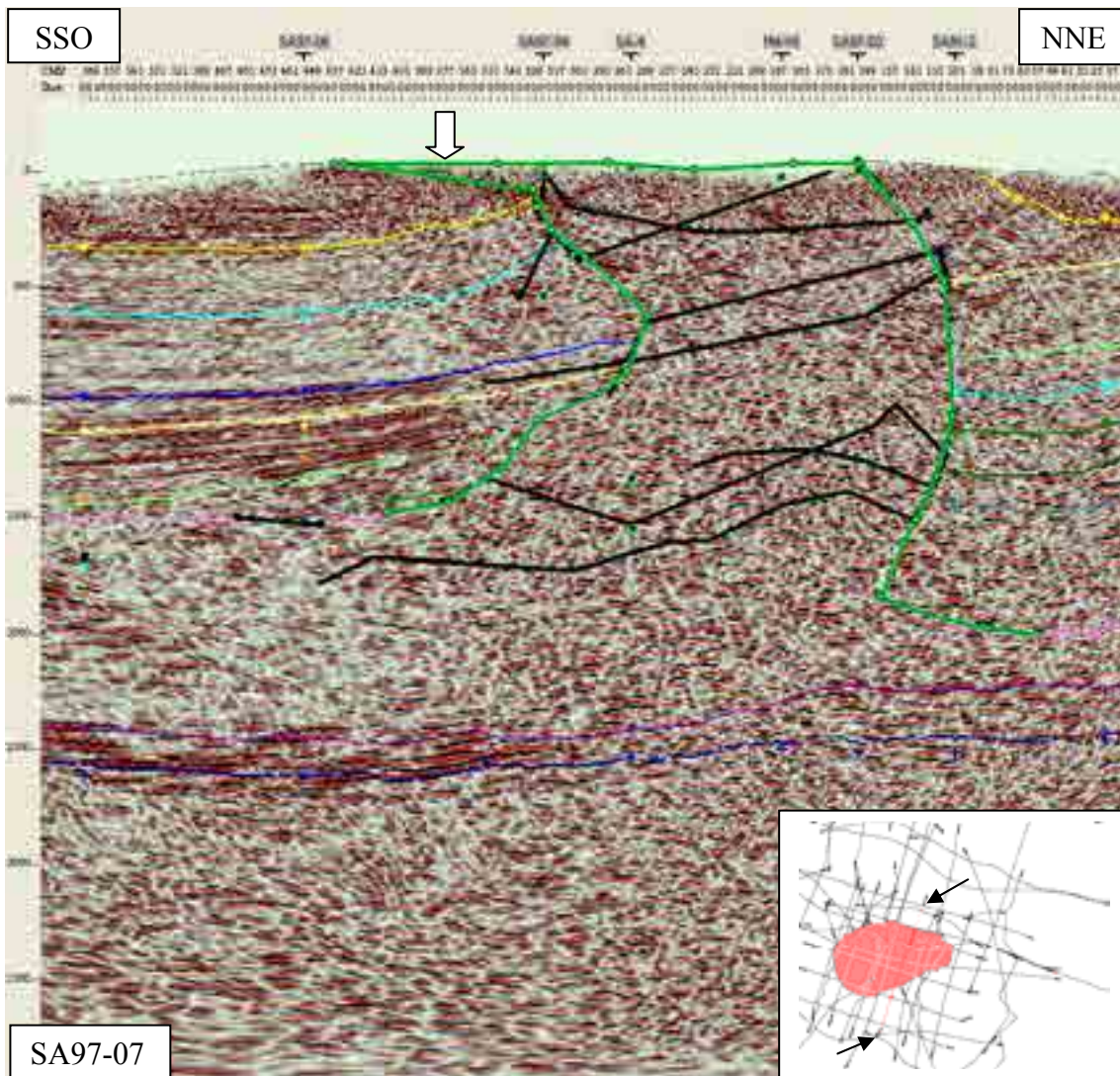


Figura 2-25. Actividad glacial de la sal durante el Neógeno y Cuaternario (línea verde indicada por una flecha blanca) en las líneas sísmicas SA97-05 (página anterior) y SA97-07 (arriba).

Techo de	Área de superficie (km <sup>2</sup> )
Holoceno (Superficie actual)	13.782
Mioceno Inferior (Pobes)	9.900
Santoniense	8.141
Santoniense Inferior (Osma)	7.875
Subijana	6.683
Zuazo	8.755
Turonense (Garate)	4.127
Cenomaniense (Alternancias Calcáreas)	5.940
Albo-Cenomaniense (Valmaseda Superior)	6.489
Albiense (Valmaseda Inferior)	10.792

Cuadro 2-12. Las áreas de superficie del diapiro de Salinas de Añana a edades geológicas diferentes.



Las áreas superficiales de las unidades inferiores (Albiense, Albo-Cenomaniense, Cenomaniense y Turoniense), cuando el diapiro no se había separado todavía de la masa de sal principal ubicada hacia el sur, se obtuvieron dibujando una línea arbitraria por el punto más estrecho del cuerpo salino donde el diapiro y la masa de sal principal estaban unidos por un canal o cuello. Hay que destacar que el tamaño del diapiro disminuye un 40% desde el Albiense al Albo-Cenomaniense, un 8% desde el Albo-Cenomaniense al final del Cenomaniense y 31% durante el Turoniense, resultando una reducción total de tamaño desde el Albiense de un 62%. Esta contracción de la circunferencia es el resultado de la combinación de variaciones en la tasa de sedimentación y el flujo de sal dentro del diapiro.

Después del Turoniense, la superficie del diapiro aumenta rápidamente (212%), para disminuir otra vez únicamente durante la deposición de las calizas de Subijana (24%), resultando un aumento neto desde el final del Turoniense de un 162%. El diapiro sigue creciendo durante la deposición de la Formación Osma (118%), lo que resta del Santoniense (103%), durante la deposición de los conglomerados de Pobes (122%) y durante el Holoceno (139%), un total de un 344% respecto a su tamaño al final del Turoniense.

### **BALANCEADO DE UNA SECCIÓN N-S POR EL DIAPIRO**

La reconstrucción de la sección sísmica SA97-5 muestra una subsidencia gradual hacia el sur de las unidades geológicas. Lo que parece ser un cabalgamiento en la pared norte del diapiro podría ser solo el resultado del desplazamiento de sal al sur del diapiro o el levantamiento de la sección al norte del diapiro por la sal (las unidades geológicas están en un posición más alta al norte del diapiro que al sur, véase Figura 2-23). La posibilidad más probable es el levantamiento ya que parece que las capas geológicas estén flexionadas hacia arriba cerca del flanco norte del diapiro, no por la acción de la sal sino por fuerzas de compresión a escala de cuenca. La pared del diapiro es un punto débil por su falta de rigidez y podría actuar como un plano de despegue para las unidades geológicas sobre las cuales están actuando las esfuerzos compresivos alpinos de norte al sur. Así, durante la compresión alpina, la sección geológica ha subido el flanco norte del diapiro y teniendo en cuenta que la sección geológica está anclada a los lados este y oeste del diapiro, el acortamiento es mínimo (entre 0-200 m), en función de la parte del diapiro que se observe. Por lo tanto, los movimientos verticales son casi los únicos que hay que tener en cuenta a la hora de hacer la reconstrucción de la sección por el diapiro de Salinas de Añana.

La longitud total de la sección es aproximadamente de 2.738 m. El acortamiento alpino no llega a más de 1% sin contar con el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. Se aprecia en la Figura 2-26, que en tiempos Albo-Cenomanienses, ha ocurrido un basculamiento al norte. No hay evidencia del espesor real de las unidades de edad Cenomaniense y Coniaciense Inferior al sur del diapiro porque estas unidades han sido cortadas y desplazadas, relativamente tan al norte por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, que ya no se pueden identificar estos sedimentos en el bloque autóctono (Figuras 2-26 a 2-29). La orientación de la sección es N15°E durante el Terciario. Por la rotación en sentido contrario a las agujas del reloj de la placa Iberica, la orientación de la línea en el Cretácico sería de unos cuantos grados más (Dercourt, 1993). Obsérvese el mapa insertado en la línea SA-97-05 de la Figura 2-25 para ver la posición de la línea de reconstrucción.

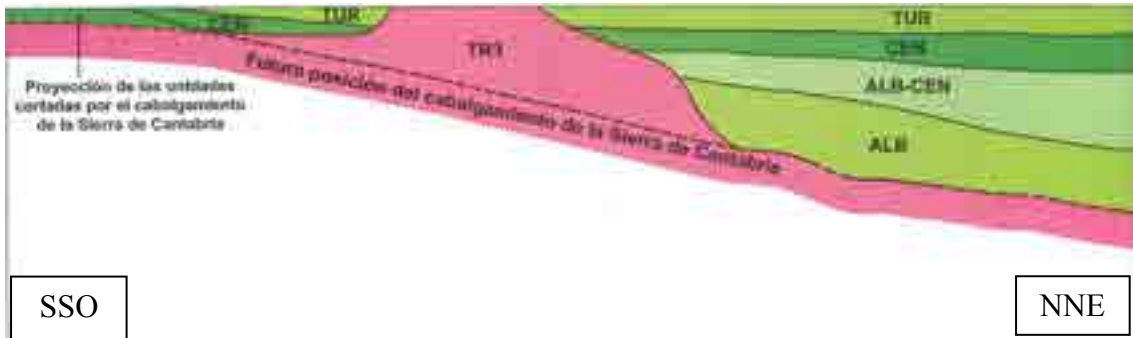


Figura 2-26. Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final del Turoniense.

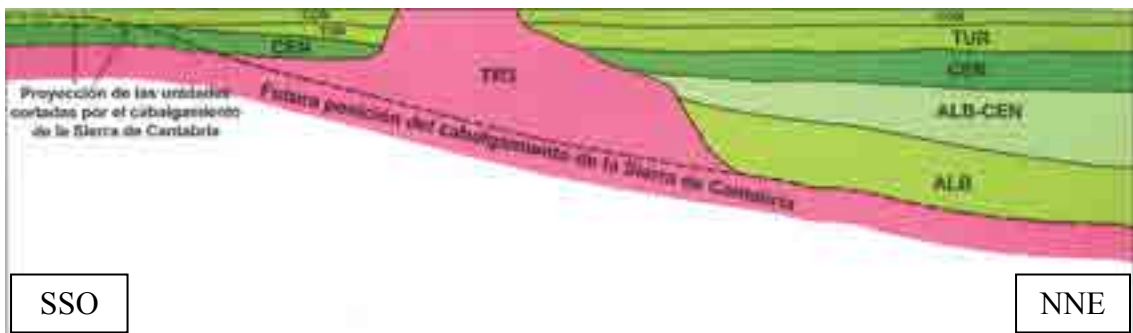


Figura 2-27. Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final de la deposición de la formación Zuazo.

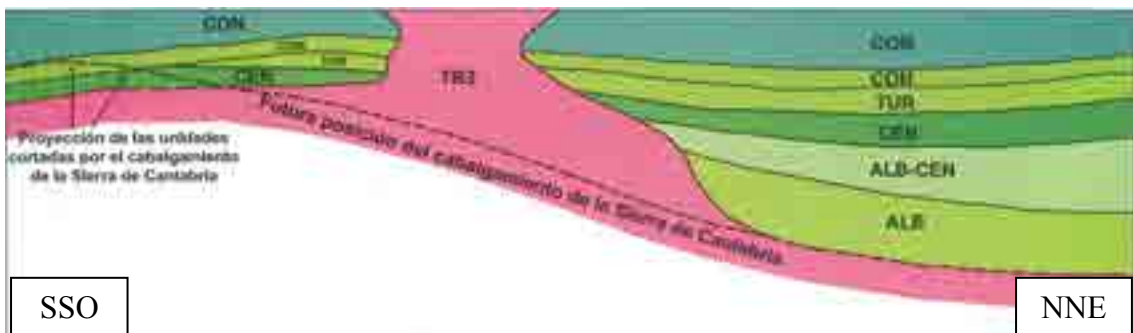


Figura 2-28. Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final del Coniaciense.

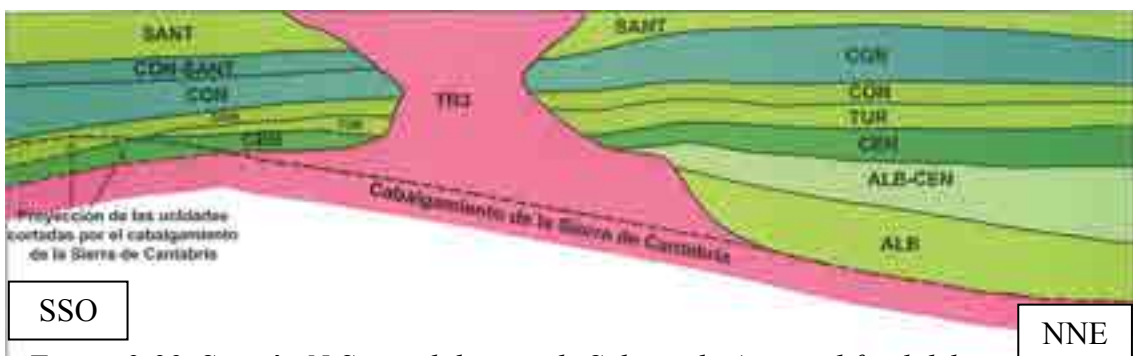
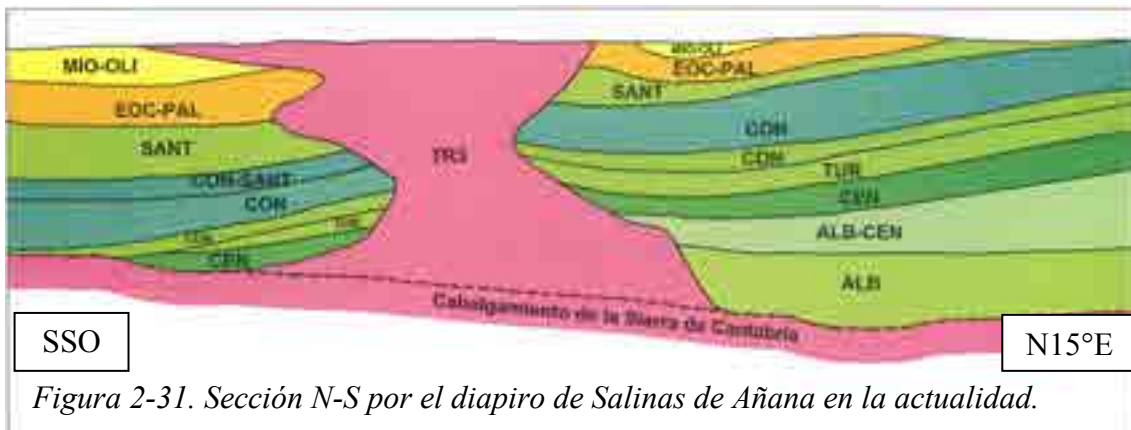


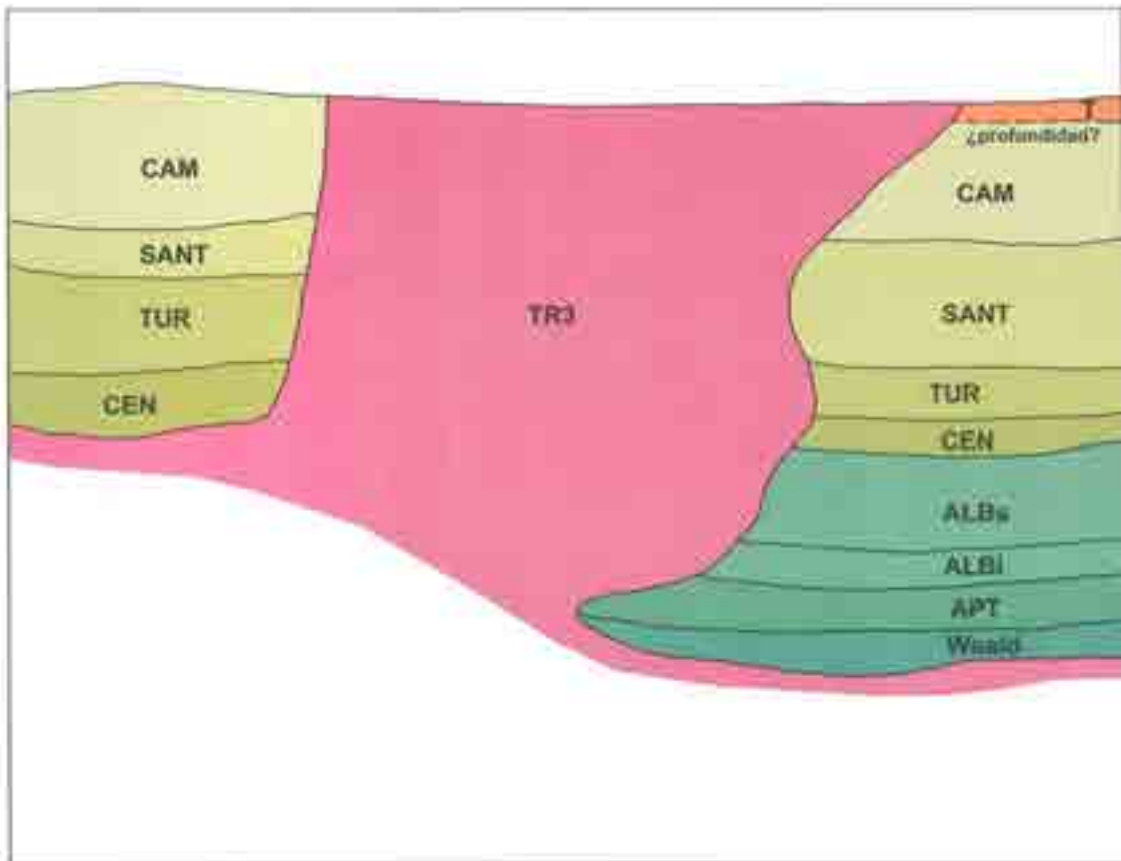
Figura 2-29. Sección N-S por el diapiro de Salinas de Añana al final del Santoniense.



## CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO 2

El diapiro de Salinas de Añana ha crecido de manera progresiva al menos desde el final del Aptiense hasta el presente, con mínimos de crecimiento durante el depósito de la Formación Subijana (Coniaciense medio). No hay evidencia de diapirismo antes del Aptiense ya que el diapiro está cortado en su base por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria.

## CAPÍTULO 3



Interpretación del subsuelo alrededor del Diapiro de Maestu

## **CAPÍTULO 3**

Interpretación del subsuelo alrededor del Diapiro de Maestu



## INTRODUCCIÓN

Para investigar la historia geológica del Diapiro de Maestu, en la provincia de Álava (España), se han integrado los datos de cuatro sondeos: Corres 1, Zúñiga 1, Gastiain 1 y Alda 1/1P, mapas geológicos de superficie y varias campañas sísmicas.

## GEOLOGÍA DE LA SUPERFICIE

La proyección de la geología superficial en el subsuelo consiste en unir los horizontes sísmicos con los límites de las formaciones en superficie. Para lograr esto, se georeferenció sobre el mapa geológico 1:50000 (Eulate) el punto medio común de las trazas de cada línea sísmica individual (Anexo 1). Aunque hay disponibles mapas geológicos de la zona más elaborados (hojas 1:25000 del EVE), tanta precisión no es necesaria, ya que un horizonte sísmico visto con una señal de promedio de 40 Hz, como se ha calculado más al oeste en el área de Salinas de Añana, si se proyecta verticalmente hacia la superficie, da una traza que tiene una anchura de 44 m. De acuerdo con el teorema de Pitágoras, un horizonte con más buzamiento (hasta los 45°) tendrá más anchura.

## CONTROL DE SONDEOS

### Alda 1 y Alda 1P

Alda 1 fue perforado hasta una profundidad total de 5.024 m en 1959 y profundizado (Alda 1P) hasta 5.322,4 m en abril y mayo de 1971 por CIEPSA: (Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas S.A.). Está situado a 9 km al este del límite noreste del Diapiro de Maestu. En la profundización del sondeo se encontró el Lías Inferior a 5.250 metros y la parte superior del Triásico a 5.322 m. De 3.490 a 3.530 m se cruzaban calizas Urganianas con las típicas orbitolinas urgonianas (*Orbitolina conulus* y *Orbitolina cf. concoidea-discoidea*). En la parte inferior del Aptiense el microfósil tipo encontrado fue *Paleorbitolina lenticularis*, mientras que el Hettangiense y Retiense son azoicos.

### Corres 1

Corres 1 fue perforado hasta una profundidad total de 4.458 m, entre el 13 de septiembre de 1960 y el 25 de abril de 1961. Está ubicado a unos 4,5 km al sur del Diapiro de Maestu y 9 km al norte de la Sierra de Cantabria. Después de atravesar una sección normal de Cenomaniense a Triásico, con una discordancia en el Cretácico Inferior a 3305 m, el sondeo atravesó un cabalgamiento a 4.458 m, para volver a entrar de nuevo en el Cretácico Inferior.

Las edades de las unidades de roca del sondeo Corres 1 se hicieron por correlaciones litológicas y análisis de microfauna. Por ejemplo, la parte superior del Santoniense fue marcada a 800 m por la desaparición de *Goupillaudina*, *Marginulina cf. triloba* y *Barkerina sp.*, y la aparición de *Lacazina elongata* (Pierart, 1966); la parte superior del Turoniense se marcó a 1.160 m por la aparición de *Globotruncana Helvética*; la parte superior del Cenomaniense a 2.065 m por la desaparición de *Bairdia cf. alexandrina*, *Globotruncana aff. schneegansi* y *Praeglobotruncana Stephani turbinata*, y por la aparición de *Rotalipora cf. turonica* y *Rotalipora brotzeni*; y la parte superior del

Albiense a 2.515 por la desaparición de *Bairdia sp* y *Tritaxia pyradubia* y la aparición de *Aranobulimina cf. canoidea*.

Se realizó un estudio palinológico en varias muestras tomadas a 4.445,6 m. El resultado fue una edad posiblemente Estefaniense (presencia de *Classopollis*), aunque habida cuenta de la litología de los sedimentos, las esporas podrían ser resedimentadas.

#### Gastiain 1

El sondeo de Gastiain fue perforado entre el 23 de mayo de 1961 y el 16 de noviembre de 1961 por CIEPSA. Está situado a 13 km al este del límite oriental del Diapiro de Maestu (Paradinas, 1961). Los primeros 65 metros perforados correspondían a la parte inferior del Turoniense, como lo demuestra la presencia de *Globigerina cf. paradubia*. El Cenomaniense se cortó entre 65 y 1.040 m, como evidencia la presencia de *Rotalipora cf. turonica* del Cenomaniense Superior, *Rotalipora recheli*, *Rotalipora turonica thomei* y *Rotalipora brotzeni*, aunque a partir de 440 m se encuentra el Cenomaniense Inferior por la presencia de *Hedbergella washitensis* y *Rotalipora appenninica*. El Albiense se inicia a 1040 m con *Guttulina cf. anglica*, *Planonalina buxtorfi* y *Preaglonotruncana cf. delrioensis*. El techo del Aptiense se fija a 3.240 m, con la aparición de *Orbitolina conoidea* y *Ammobaculites*.

#### Zuñiga 1

Zuñiga 1 fue perforado entre el 17 de septiembre de 1954 y el 6 de mayo de 1956 por CIEPSA, a 11 km al este del Diapiro de Maestu (Dupuy de Lome Sánchez, 1957). Las edades en las correlaciones se hicieron sobre la base de las litologías encontradas. El trabajo micropaleontológico se había enfocado de manera exclusiva para comprobar una posible secuencia invertida por un cabalgamiento, sin embargo, se encontró una sección normal.

#### Atauri 1

Atauri 1 fue perforado en el borde sureste del diapiro. La cartografía geológica de la superficie actual sitúa el sondeo dentro del diapiro, aunque en 1967 CIEPSA lo puso justo en el borde del diapiro como lo demuestra el hecho de que los primeros 50 metros fueron perforados en calizas Campanienses. Se supone que hay algún error en la ubicación de la posición del sondeo ya que se encuentra dentro del perímetro del afloramiento del diapiro. De acuerdo con el informe geológico final, se encontraron dolomías del Paleoceno y calizas Maastrichtienses hasta una profundidad de 185 metros, aunque el resto del sondeo se perforó en yesos y sales triásicas con pasadas ocasionales de dolomías margosas.

## CONTROL DE VELOCIDADES

Se realizaron disparos para controlar la velocidad en Alda 1, Gastiain 1 y Zuñiga 1. Estos datos proporcionan un vínculo directo entre la profundidad del sondeo y la profundidad en tiempo de las reflexiones sísmicas, midiendo el espacio bajo la curva integrada del registro sónico compensado, con el objeto de marcar distancias entre los valores del ensayo de velocidad (cuadros 3-1, 3-2 y 3-3, respectivamente).



Se pudo obtener un sismograma sintético calibrado calculando los coeficientes de reflexión en intervalos de 4 ms a lo largo del registro (log) sísmico e incorporando la información de las densidades de las formaciones existentes. Se utiliza este sintético para realizar la correlación entre las edades geológicas que el sondeo ha atravesado y los eventos en líneas sísmicas.

<u>Tiempos Dobles (ms)</u>	<u>Profundidad Vertical (m)</u>
0,0	0,0
328,0	770,0
464,0	1060,0
908,0	1950,0
1292,0	2750,0
1580,0	3490,0
1696,0	3845,0
1848,0	4223,0
1936,0	4510,0
2140,0	5024,0
2220,0	5250,0
2240,0	5322,0
2300,0	5600,0

*Cuadro 3-1. Alda 1: relación tiempo-profundidad (CIEPSA Geofísica, 1971)*

<u>Tiempos Dobles (ms)</u>	<u>Profundidad Vertical (m)</u>
0,0	0,0
40,0	65,0
520,0	1045,0
1050,0	2095,0
1170,0	2350,0
1210,0	2418,0
1390,0	2778,0
1450,0	2900,0
1500,0	3001,0
1540,0	3240,0
1610,0	3444,0

*Cuadro 3-2. Gastiain 1: relación tiempo-profundidad*

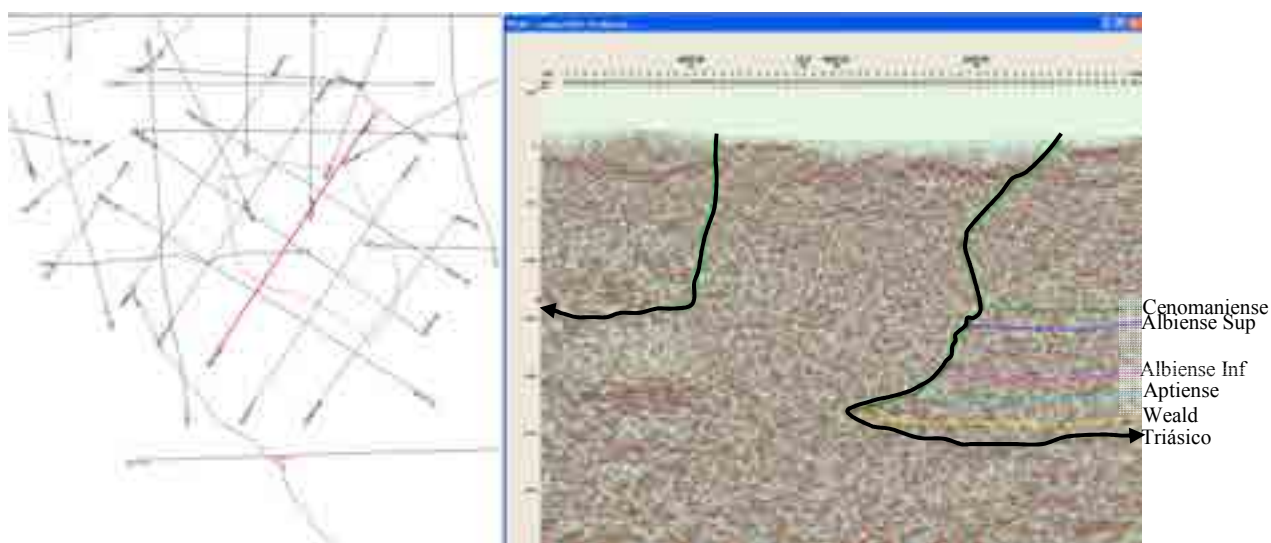
<u>Tiempos Dobles (ms)</u>	<u>Profundidad Vertical (m)</u>
0,0	0,0
117,4	260,0
705,1	1450,0
1008,8	2065,0
1395,3	3127,6

*Cuadro 3-3. Zuñiga 1: relación tiempo-profundidad*

## INTERPRETACIÓN DEL SUBSUELO

La información sísmica de la zona alrededor del diapiro de Maestu fue interpretada en una estación de trabajo sísmico utilizando el software Geographix. La calidad de los datos en el área cerca del diapiro es bastante pobre en su mayor parte. Aunque podrían hacerse correlaciones con los diversos sondeos de la región, sólo el techo del Keuper (Anexo 2) podría interpretarse en todas las zonas del diapiro. El resto de los niveles interpretados sólo podrían ser analizados hasta el borde del diapiro en sus flancos norte y este. No sería posible prolongar ninguno de los horizontes sitios en las áreas oeste y sur del diapiro, a pesar de la proximidad del sondeo de Corres 1 situado a tan sólo 4 km al sur del diapiro.

Al igual que en la zona del Diapiro de Salinas de Añana, la escasa longitud de las líneas de la prospección sísmica de 1997, limita seriamente al investigador la posibilidad de interpretar los horizontes alrededor de todo el diapiro con un grado de confianza razonable. Sin embargo, se ha hecho evidente que el lado este del diapiro coincide en profundidad con la expresión superficial de diapiro. Por otro lado, el lado norte cubre menos área que el área de afloramiento cartográfico del diapiro (Figuras 3-1 y 3-2 y Anexo 3). Parece que esto se debe al menor desarrollo del diapiro en profundidad (durante el Cretácico Inferior), con los flancos norte y noroeste del diapiro, aumentando progresivamente de tamaño a través del Cretácico Superior. En el lado sureste del diapiro (Figura 3-4) también existe una pequeña extrusión.



*Figura 3-1. Extrusión (cornisa) norte del Diapiro de Maestu, como se ha visto en la línea sísmica MA97-05.*

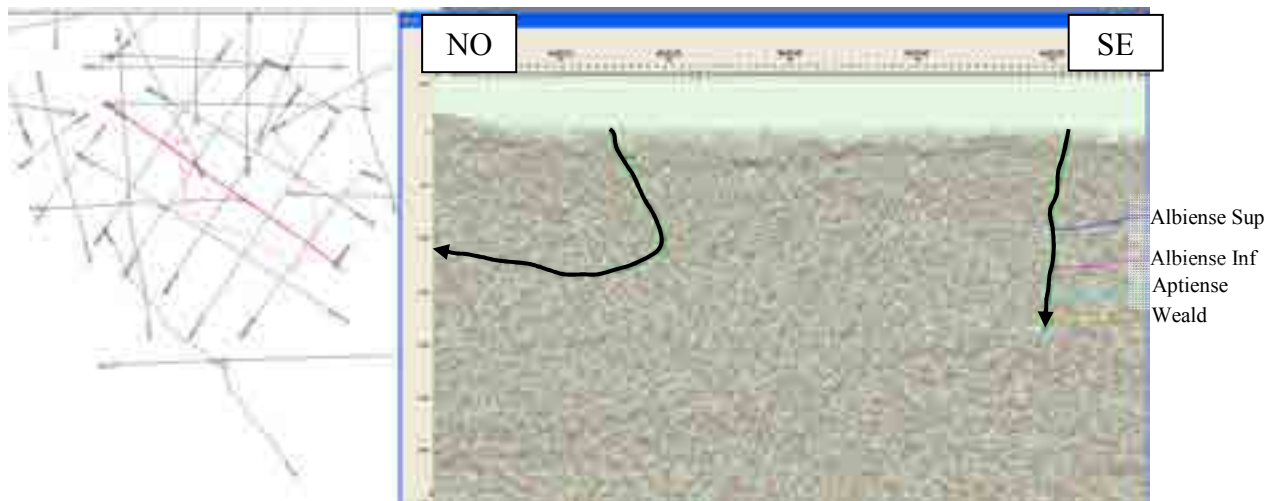


Figura 3-2. Extrusión NW del Diapiro de Maestu, como se ha visto en la línea sísmica MA97-04.

Los cambios de la forma del diapiro se pueden observar en las Figuras 3-3 y 3-4. La figura 3-3 muestra cuatro líneas sísmicas consecutivas SO-NE que cruzan el diapiro, y están dispuestas en orden de izquierda a derecha, desde la más occidental a la más oriental, respectivamente. La figura 3-4 muestra dos líneas sísmicas NO-SE que cruzan el diapiro, estando la línea sur a la izquierda y la más septentrional a la derecha. En ambos casos, el mapa de localización muestra la profundidad en tiempo de la parte superior del Keuper con códigos de color, de acuerdo con la barra de color que también aparece en la figura. Los horizontes también son interpretados con códigos de color, como se observa en el cuadro de la leyenda, en la parte inferior izquierda de las figuras.

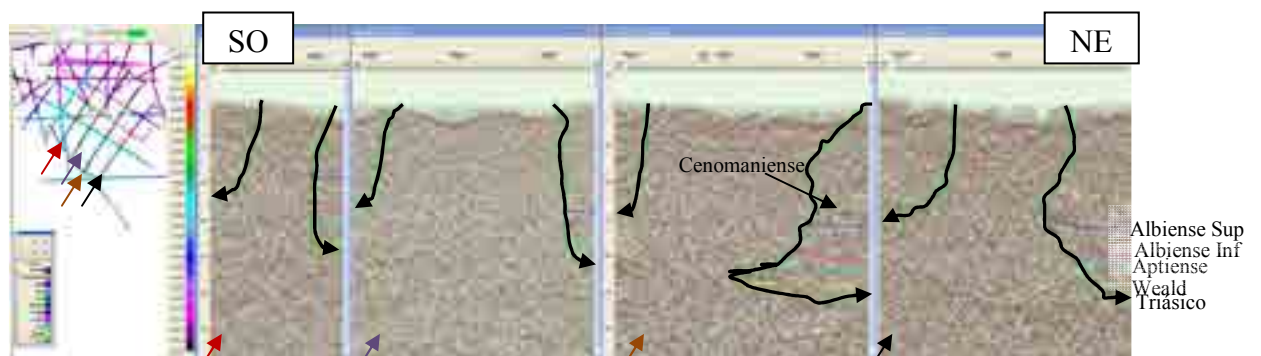


Figura 3-3. Secciones consecutivas SW-NE a través del Diapiro de Maestu.

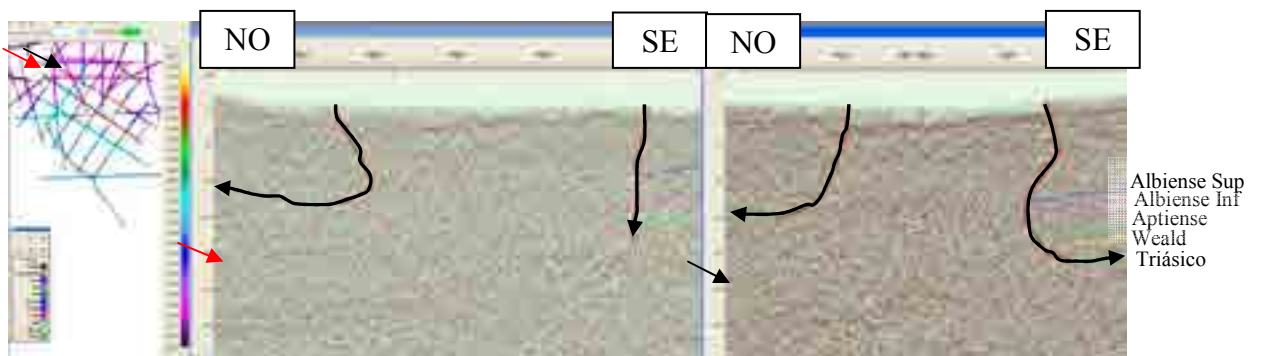


Figura 3-4. Secciones consecutivas NW-SE a través del Diapiro de Maestu.

En la parte superior del mapa del Triásico (Anexo 2), se puede apreciar lo que parece una falla inclinada hacia el norte, que se prolonga hacia el oeste desde la parte oeste del Diapiro de Maestu. Esta estructura es probablemente la razón por la que el diapiro se encuentra donde está ubicado. También puede haber una falla conjugada NW-SE, inclinada hacia el NE, en la ubicación del diapiro. La forma irregular del diapiro en este mapa no debe ser tomada en consideración, ya que el programa de trazado de contorno automático no es capaz de distinguir entre el nivel basal de la sal y los niveles que tienen que ver con cualquiera de las extrusiones de sal.

En el mapa del techo del Weald (Anexo 3) se observa una somerización general de esta unidad hacia el sur. El Weald es la unidad sedimentaria más profunda por encima del Keuper. El papel del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria como culpable de la ausencia de una sección completa del Jurásico es sólo especulativo, aun no pudiendo ser descartado, teniendo en cuenta que las unidades geológicas basales al sur del diapiro de Salinas de Añana están cortadas de igual forma por dicha falla. También se observa en este mapa una depresión al norte del diapiro. En el Terciario, esta depresión se amplía como una cubeta y se desplaza más cerca del diapiro. Se cree que esto se debe al plegamiento alpino más que a la retirada de la sal.

Hay dos rasgos llamativos en el mapa del techo del Aptiense (Anexo 4). El primero es un punto bajo (en rojo) al norte del diapiro. Aquí, el techo de la megasecuencia regresiva Aptiense puede ser tan profundo como de 2.5 segundos, en tiempo doble. El segundo es un anticlinal al este del diapiro donde se perforaron los sondeos Gastiain 1 y Zúñiga 1.

El techo del mapa del Albiense inferior (Anexo 5) tiene la misma depresión al norte del diapiro y un área alta al sureste del diapiro. La alta está parcialmente invertida con posterioridad para convertirse en un centro local de depósito del Terciario. El mapa del techo del Aptiense inferior (Anexo 6) es muy similar al del techo del Albiense superior siendo los dos horizontes subparalelos.

Por último, el mapa del techo del Cenomaniense es quizás el más fiable de todos, ya que la superficialidad del horizonte provoca una mejor representación en los datos sísmicos que en los horizontes más profundos, debido a un mejor control de la velocidad, a una menor absorción de energía, etc. El alto Gastiain-Zúñiga es la estructura somera más prominente en la parte sureste del mapa (en azul en el mapa). El área más profunda, al norte del diapiro de Maestu (en rojo en el mapa), no coincide con el relleno Terciario que existe actualmente al norte del diapiro, de manera que se puede concluir que la depresión terciaria es de edad alpina.

## **ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA DE LAS UNIDADES INTERPRETADAS**

La apariencia de los datos sísmicos de las diferentes unidades geológicas en la zona de Maestu es en general difícil de determinar por la mala calidad de los datos sísmicos de esta área. Los datos del Keuper suelen componerse de eventos de baja frecuencia, ocasionalmente fuertes, probablemente debido a capas de yeso o pizarras. Los datos del Weald también son de baja frecuencia, pero carecen de los reflejos internos como el

Keuper. El espesor del Weald es muy dependiente de la forma de la secuencia evaporítica infrayacente.

Como cabía esperar, la megasecuencia regresiva Aptiense contiene algunos de los eventos sísmicos con reflexiones más fuertes en la zona, teniendo en cuenta los niveles carbonosos encontrados en el sondeo Alda 1. Las calizas urgonianas son generalmente de carácter masivo y no generan importantes reflexiones internas. El techo del Albiense puede estar presente como una reflexión relativamente fuerte, como está el techo del Albiense Inferior localmente, cuando presenta facies areniscosas. Las unidades del Cretácico Superior no son distinguibles por su carácter sísmico. Los techos del Santoniense y Turoniense no serían interpretables si no fuera por los datos de superficie y sondeos, porque los techos de estas unidades no generan una reflexión importante en los datos sísmicos de reflexión disponibles.

### EL CABALGAMIENTO DE LA SIERRA DE CANTABRIA

Se sabe poco sobre el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en los alrededores del diapiro de Maestu que descansa sobre dicho cabalgamiento. Sin embargo, hacia el este, es fácilmente reconocible en los datos sísmicos (Figuras 3-5, 3-6 y 3-7). Es interesante resaltar que esta interpretación ubica la falla dentro del Keuper. Al este y al oeste, en las áreas de los diapiros de Estella y Salinas de Añana, respectivamente, la superficie de despegue está en el techo de las evaporitas triásicas (Fig. 3-8). El techo del Keuper se ha correlacionado en los datos sísmicos usando los sondeos que están en el área, Así podemos estar seguros de que el cabalgamiento está localizado dentro de esta unidad en el área de Maestu. Las reflexiones en el Keuper, del área de Maestu, pueden ser niveles de yeso y / o limolitas, ya que las reflexiones no son tan fuertes como para indicar la presencia de ofitas, como se ha observado en la sección basal del Keuper de la zona de Salinas de Añana.

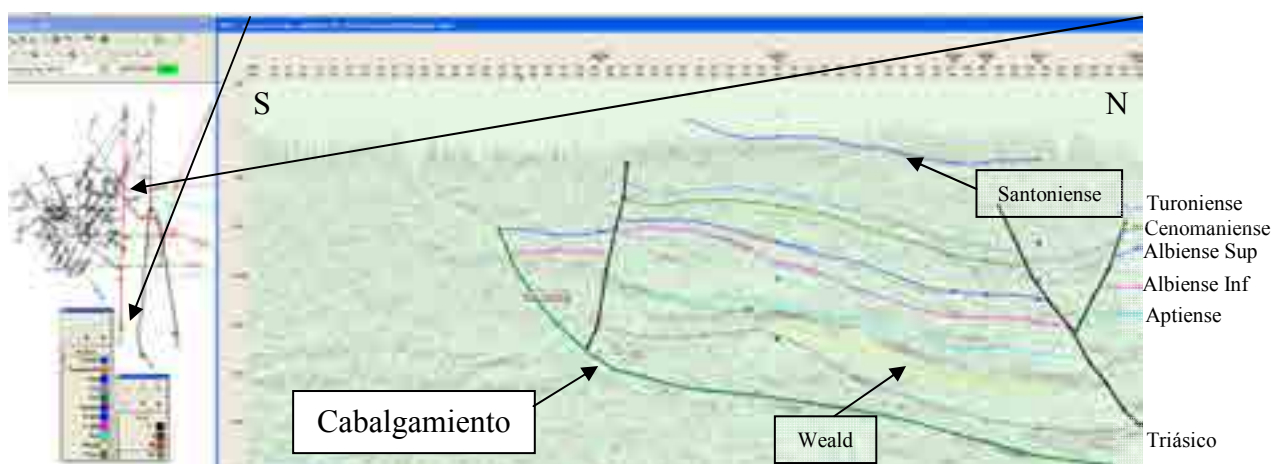


Figura 3-5. El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en la línea sísmica ALL-05

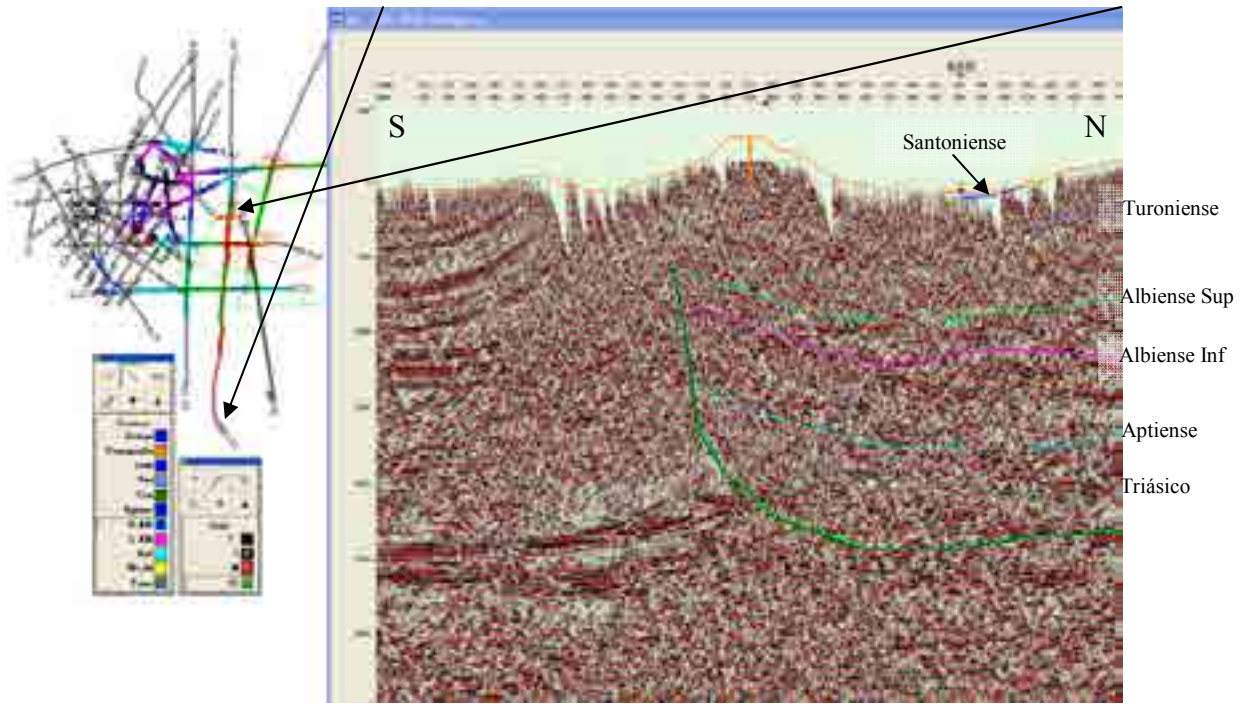


Figura 3-6. El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en la línea sísmica ZN81-03 (línea verde profunda)

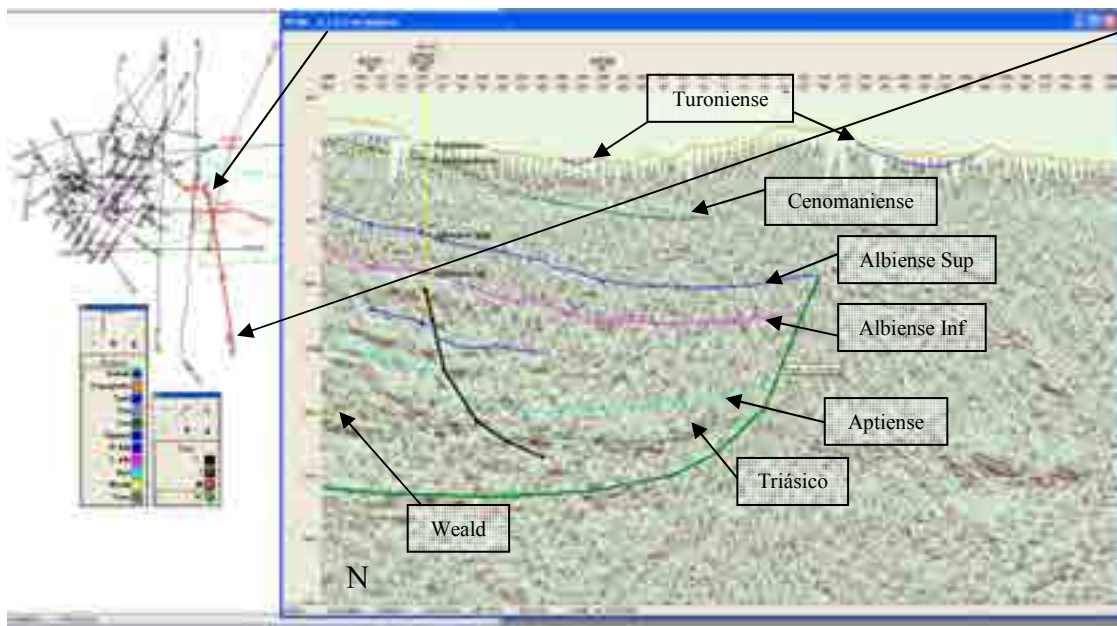


Figura 3-7. El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en la línea sísmica ELZ-04

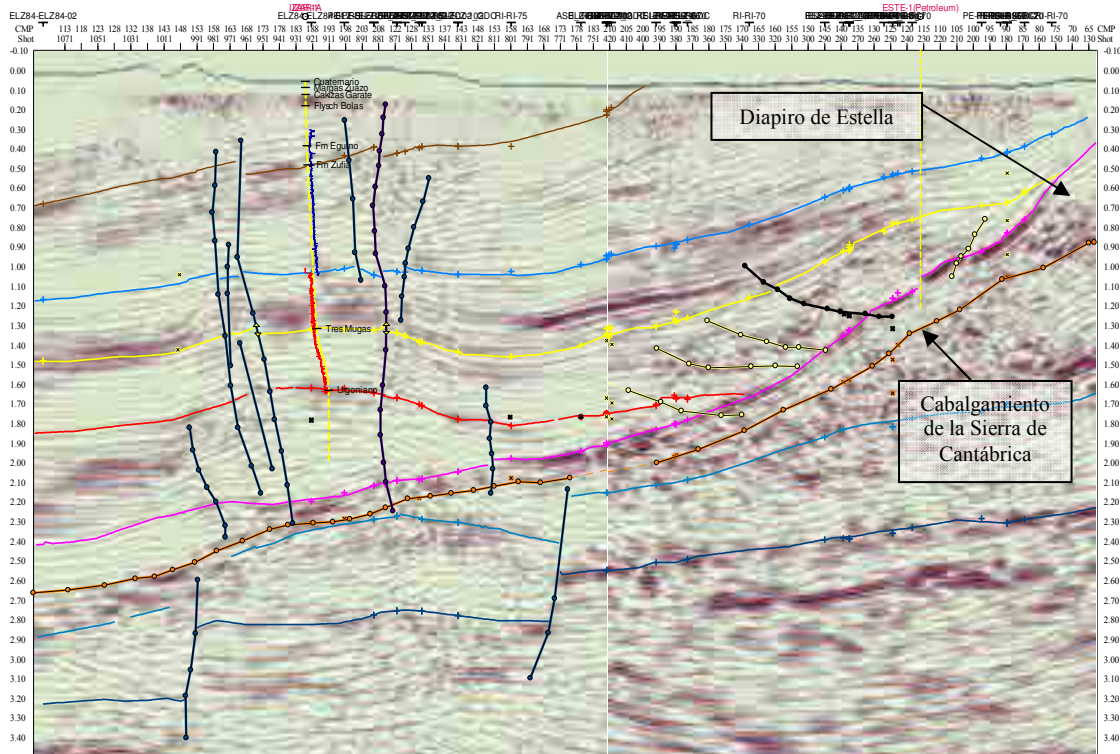


Figura 3-8. El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria en las líneas ELZ-102 y RI-70 justo al norte del diapiro de Estella.

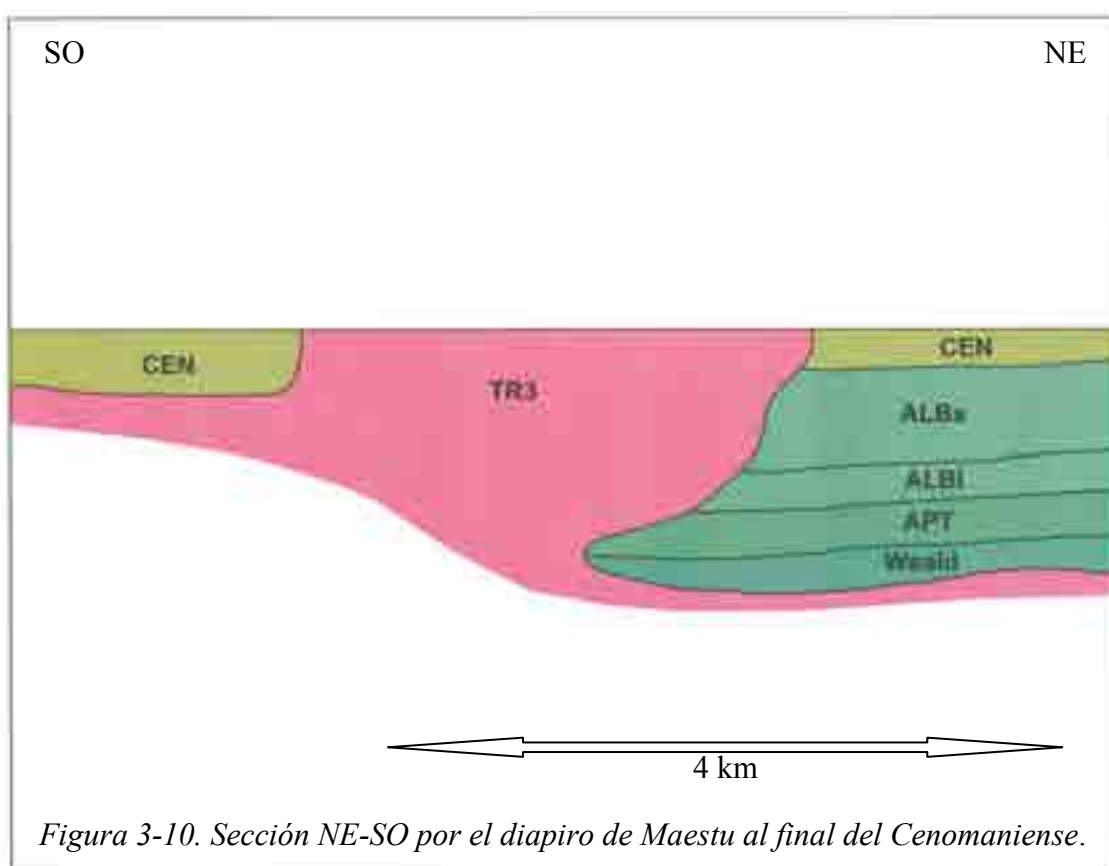
Los diapiros de la cuenca han sido transportados al sur con el resto de las unidades alóctonas. Aunque esto sucedió en tiempos alpinos, durante la inversión de la cuenca, el crecimiento de los diapiros continuó antes y después de la mencionada inversión, puesto que la superficie de deslizamiento eran las propias evaporitas del Keuper. Por esta razón, el diapiro siempre ha tenido una fuente de sal ubicada debajo. Aunque el cabalgamiento se puede apreciar al oeste del diapiro de Estella (Figura 3-9), es difícil vislumbrarlo al este por la baja calidad de los datos. Por ello, no conocemos la interacción del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria y el diapiro de Alloz.



Figura 3-9. El cabalgamiento de la Sierra de Cantabria al oeste (*centro*) y al este del diapiro de Estella (*derecha*).

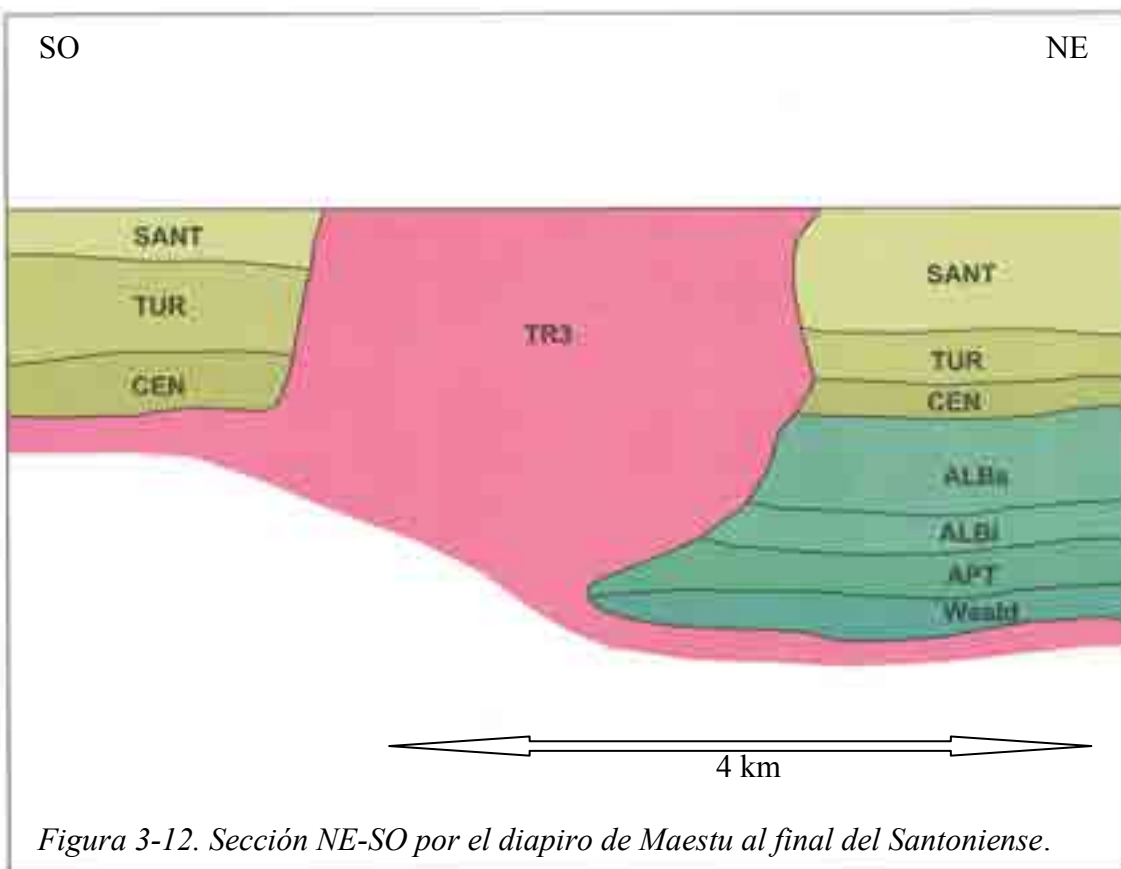
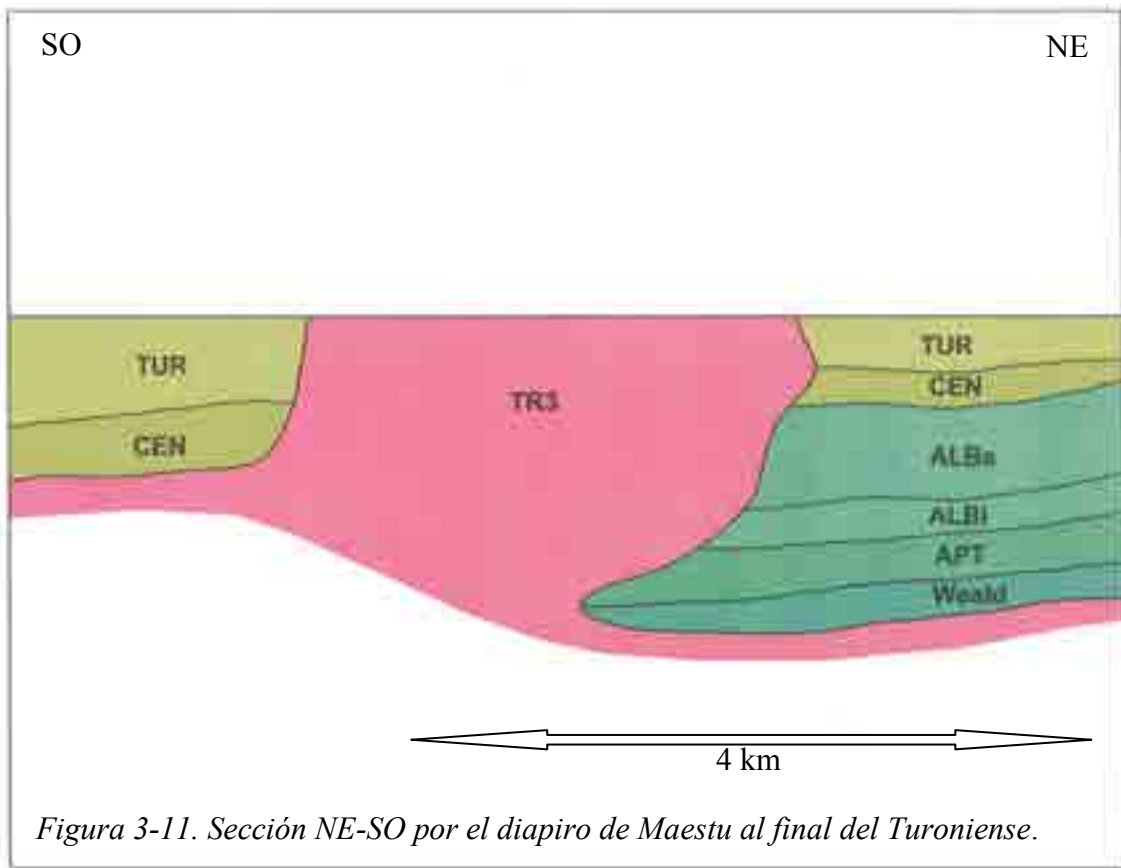
### BALANCEADO DE UNA SECCIÓN N-S POR EL DIAPIRO

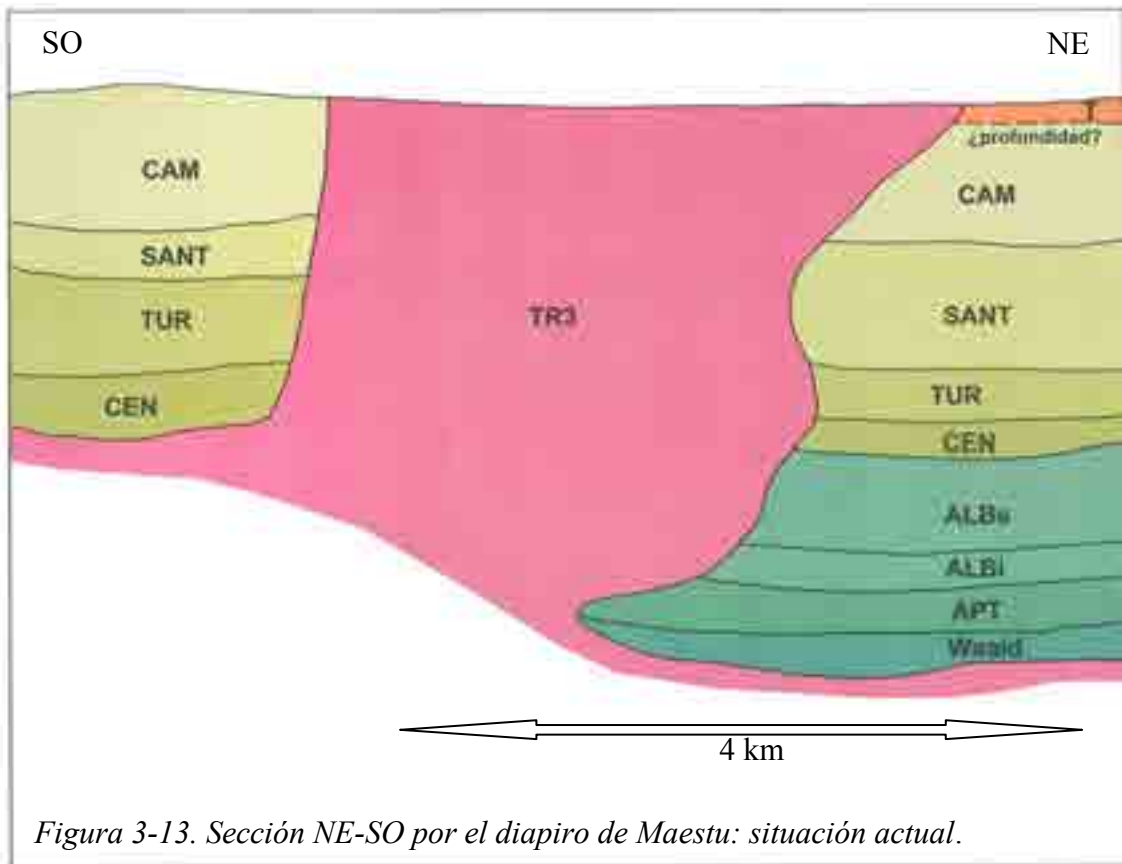
La sección ha sido estable (falta de fallas y plegamientos). Durante los tiempos alpinos, el diapiro ha sido integralmente transportado al sur, sin distorsión apreciable, por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. La línea sísmica MA97-05 fue elegida para la reconstrucción por pasar por el centro del diapiro en una dirección NE-SO. La longitud de la sección es de alrededor de unos 6.588 m. Se puede apreciar en la Figura 3-10 que había más sedimentación de la unidad Cenomaniense al suroeste del diapiro que al noreste. Podrían haber existido todavía más sedimentos Cenomanienses al sureste del diapiro, pero también podrían haber sido cortados por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria.



En la Figura 3-11, se aprecia que el Turoniense también tiene más espesor al suroeste del diapiro, pero la unidad geológica del Santoniense (Figura 3-12) tiene más espesor al noreste, reflejando una subsidencia mayor en esta dirección durante el Santoniense. No es posible determinar con esta pequeña escala, si existía un cambio por basculamiento de la cuenca o si solamente era por la retirada de sal. Tampoco se puede determinar la continuación de estos movimientos de sal o el cambio de basculamiento durante el Campaniense, tanto por la erosión de esta unidad al suroeste del diapiro, como por la falta de conocimiento del espesor de sedimentos Terciarios al noreste del diapiro (Figura 3-13).







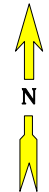
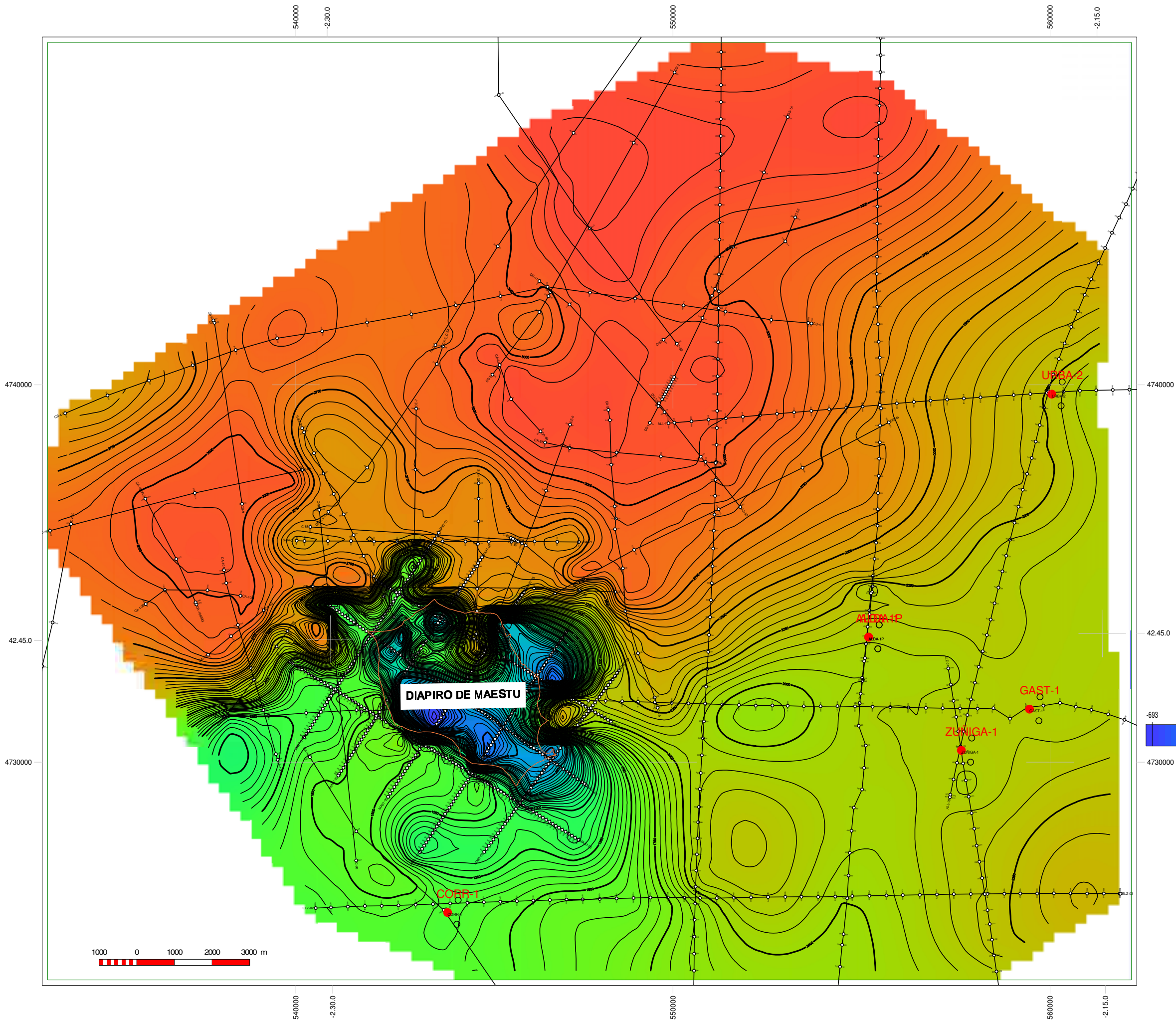
## CONCLUSIONES

El diapiro de Maestu, como los de Salinas de Añana y Estella, ha sido desplazado hacia el sur en el bloque superior del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, con la secuencia evaporítica del Keuper como la principal superficie de despegue de los sedimentos suprayacentes. El crecimiento del diapiro estaba en su mínimo desarrollo durante el depósito del Cretácico Inferior, teniendo en cuenta que la extensión conocida del diapiro es indicativa de la cantidad de sal en movimiento dentro del diapiro. Esta suposición, sin embargo, se hace teniendo en cuenta que el conocimiento del área del diapiro en diversos momentos de su historia geológica, está basada sólo en los flancos N y E del diapiro debido a la mala calidad de los datos en los flancos S y W. Dependiendo de la línea sísmica observada, se podría poner el tiempo de crecimiento mínimo durante el depósito del Weald o al final del Albiense.

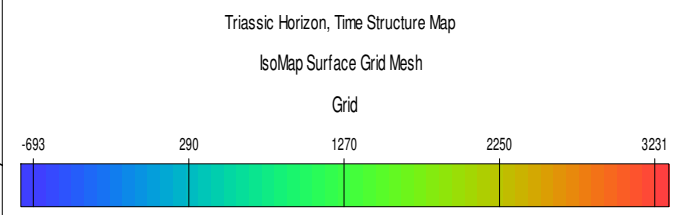
El diapiro de Maestu aumentó ligeramente su extensión de superficie durante todo el Cretácico Superior, por lo menos hasta el Campaniense. La erosión o no deposición de sedimentos al final y post-Campaniense al sur del diapiro, limita nuestra capacidad para interpretar el crecimiento o la contracción del diapiro durante el Terciario. Se puede especular que el sinclinal Terciario que bordea por el norte el diapiro, puede ser debido solo en parte a la retirada de sal, pero mayormente a la inversión alpina (al oeste, el alto de Urbasa está localizado el eje de este sinclinal) No se han encontrado evidencias de esta afirmación por lo que puede aceptarse una inversión alpina en exclusiva.

El diapiro de Maestu está ligeramente basculado hacia el noreste, lo que origina en parte la extrusión (cornisa) hacia el norte. La explicación más sencilla para esto es una ligera, pero constante extrusión de la sal de la secuencia Keuper en la parte norte del diapiro causando, a lo largo del tiempo, un sutil crecimiento (desplazamiento) norte-noreste del diapiro. Esto puede ser corroborado por la mayor cantidad de sal observada al suroeste del diapiro (Anexo 2).

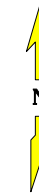
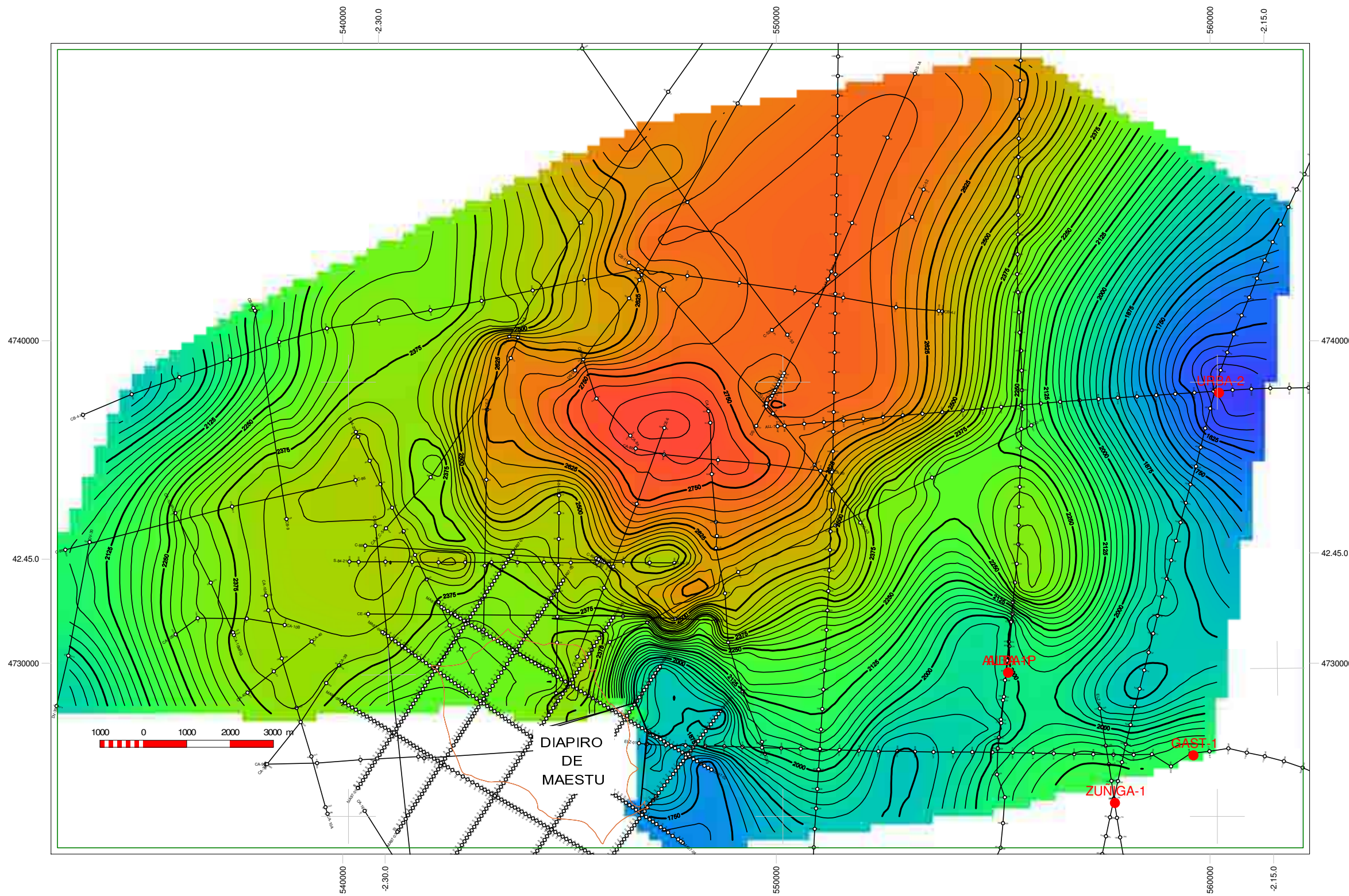




- MaestuWells**
- Straight hole well
  - Straight hole well
- MaestuSeismic**
- Shotpoint
  - 2D Seismic Line

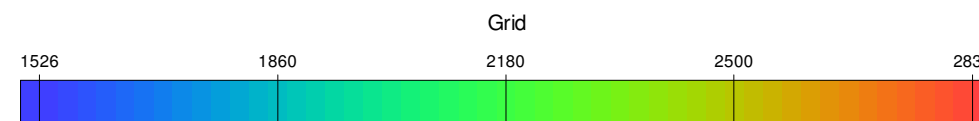


DIAPIRO DE MAESTU		
TECHO DEL TRIÁSICO		
Autor: Allen Frankovic		Date: 8 October, 2010
	Escala: 1:100.000	Anexo 2 del Capítulo 3

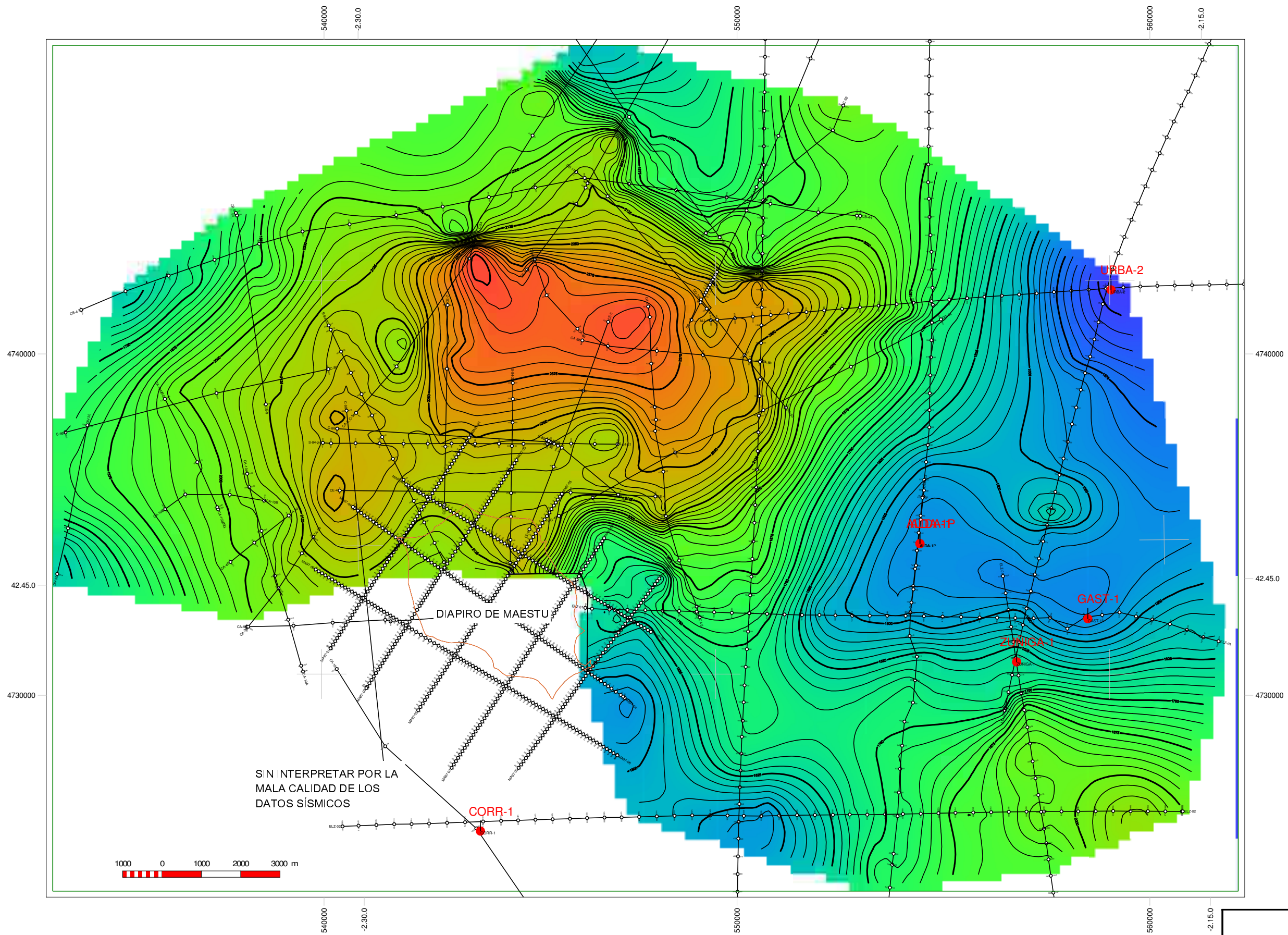


- MaestuWells**
- Straight hole well
  - Straight hole well
- MaestuSeismic**
- Shotpoint
  - Shotpoint
  - 2D Seismic Line
  - 2D Seismic Line

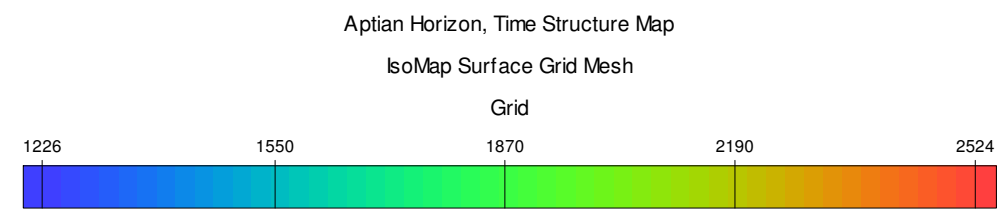
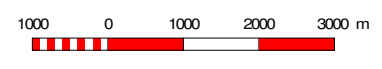
Weald Horizon, Time Structure Map  
IsoMap Surface Grid Mesh



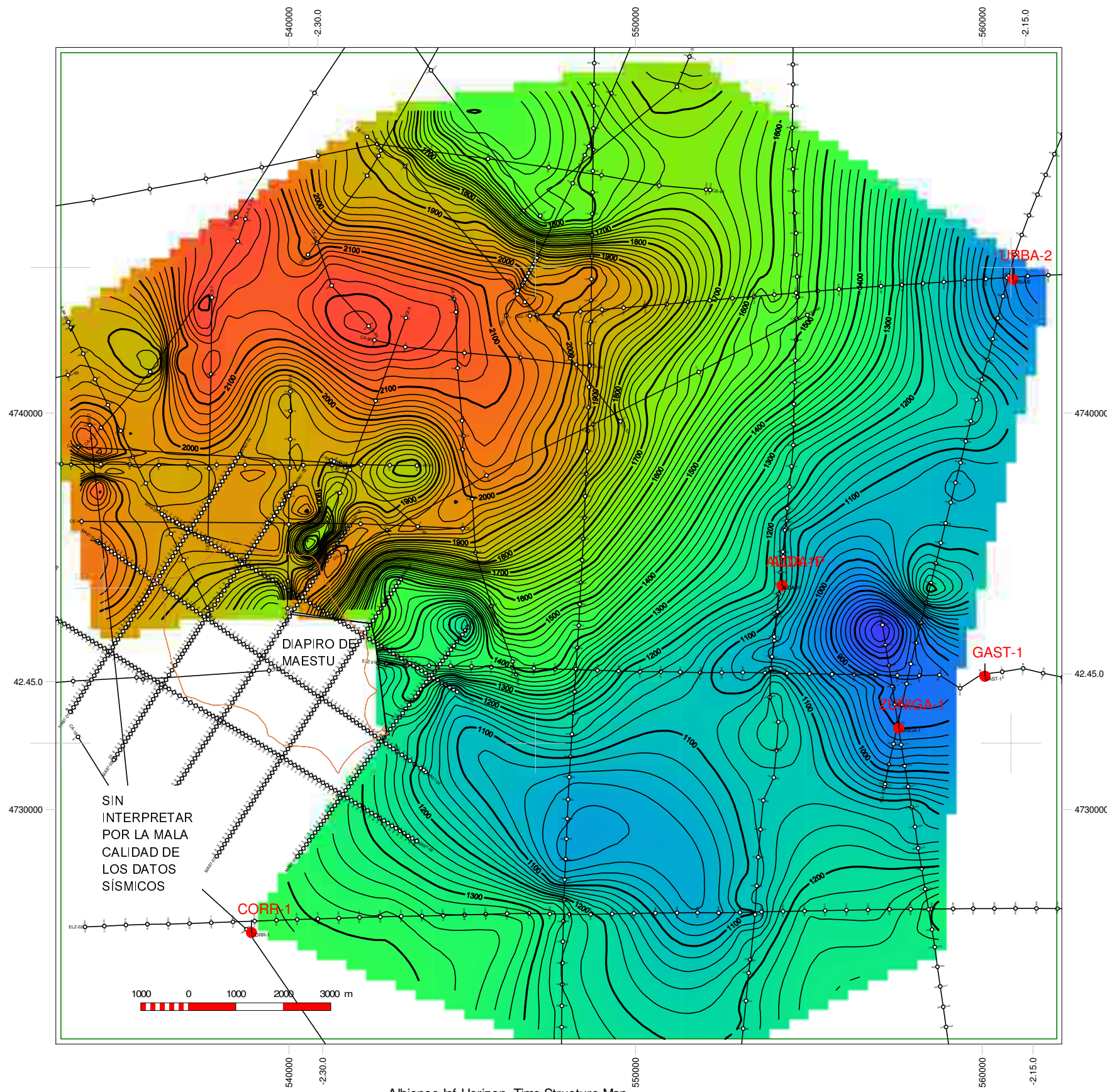
<b>DIAPIRO DE MAESTU</b>		
<b>TECHO DEL WEALDENSE</b>		
<b>Autor:</b> Allen Frankovic		<b>Date:</b> 8 October, 2010
	<b>Escala:</b> 1:100.000	Anexo 3 del Capítulo 3



- MaestuWells**
- Straight hole well
  - Straight hole well
- MaestuSeismic**
- Shotpoint
  - Shotpoint
  - 2D Seismic Line
  - 2D Seismic Line

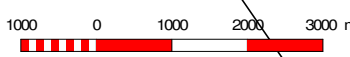


<b>DIAPIRO DE MAESTU</b>		
<b>TECHO DEL APTIENSE</b>		
<b>Autor:</b> Allen Frankovic		<b>Date:</b> 6 October, 2010
	<b>Escala:</b> 1:100.000	Anexo 4 del Capítulo 3



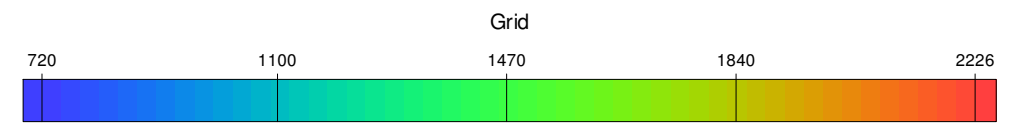
- MaestuWells  
 Straight hole well  
 ● Straight hole well
- MaestuSeismic  
 Shotpoint  
 ○ Shotpoint  
 2D Seismic Line  
 — 2D Seismic Line

SIN INTERPRETAR POR LA MALA CALIDAD DE LOS DATOS SÍSMICOS



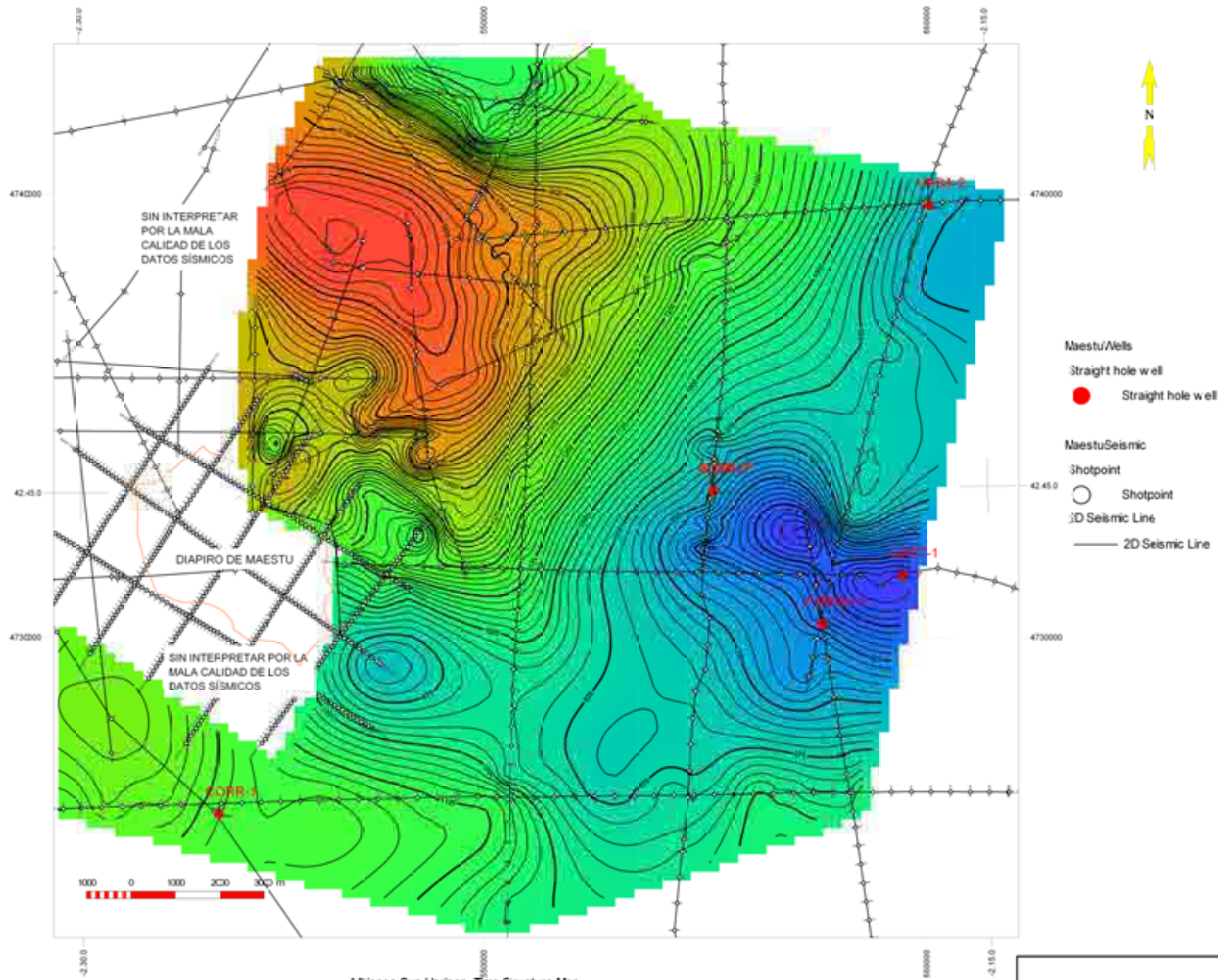
Albiense Inf Horizon, Time Structure Map

IsoMap Surface Grid Mesh



<b>DIAPIRO DE MAESTU</b>		
<b>TECHO DEL ALBIENSE INFERIOR</b>		
<b>Autor:</b> Allen Frankovic		<b>Date:</b> 8 October, 2010
	<b>Escala:</b> 1:100.000	Anexo 5 del Capítulo 3





Albiense Sup Horizon, Time Structure Map

IsoMap Surface Grid Mesh

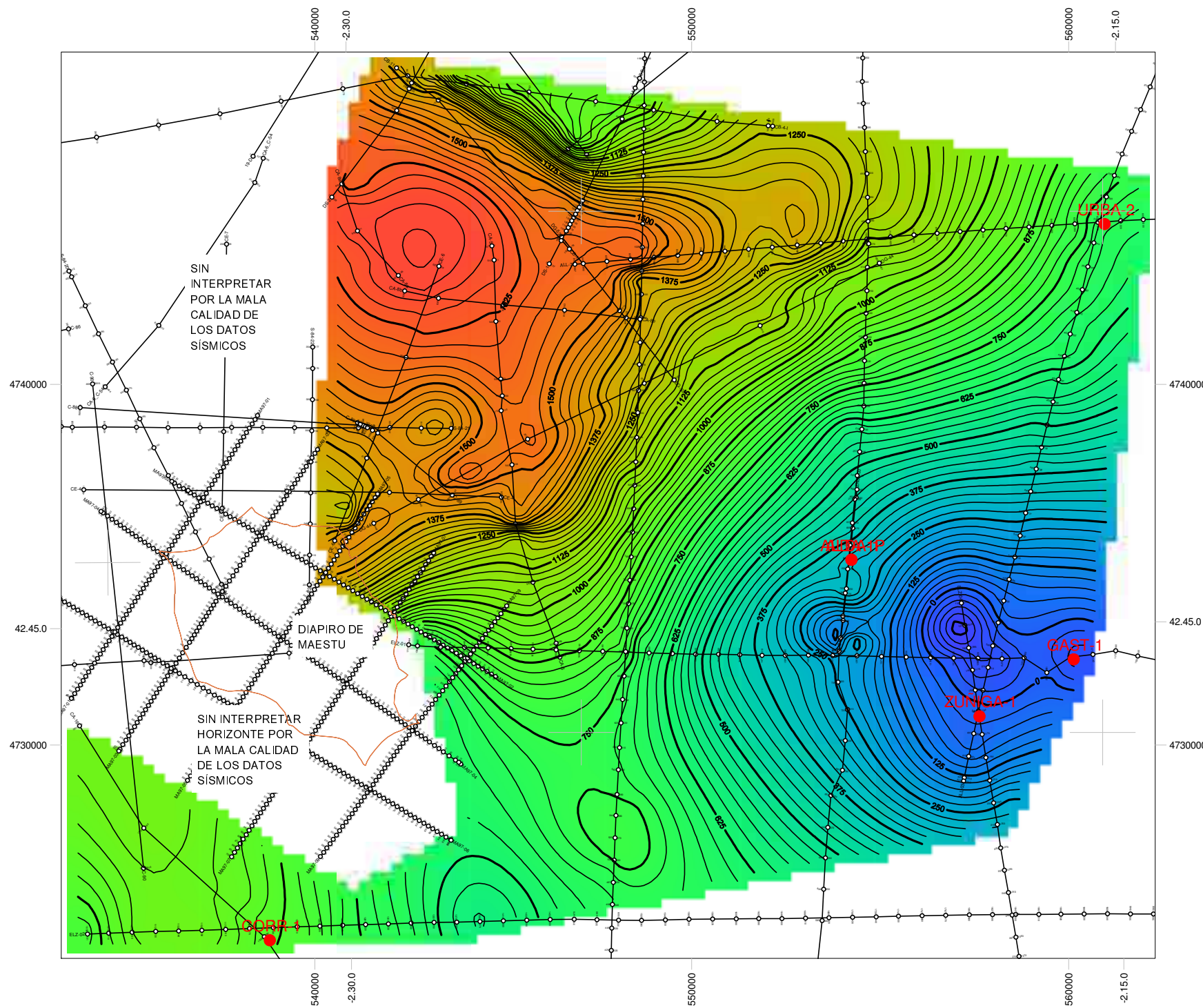
Grid



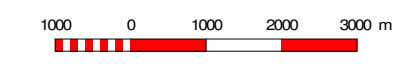
**DIAPIRO DE MAESTU**

**TECHO DEL ALBIENSE SUPERIOR**

Author: Allen Frankovic	Date: 7 October, 2010
Scale: 1:100,000	Anexo 6 del Capítulo 3



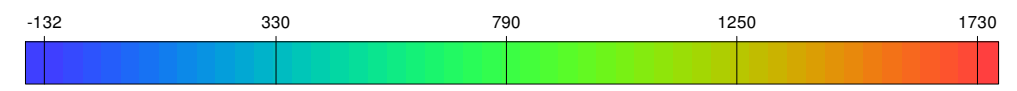
- MaeztuWells\_New
- Straight hole well
  - Straight hole well
- MaestuSeismic
- Shotpoint
  - 2D Seismic Line



cenomaniense Horizon, Time Structure Map

IsoMap Surface Grid Mesh

Grid



<b>DIAPIRO DE MAESTU</b>		
<b>TECHO DEL CENOMANIENSE</b>		
<b>Autor:</b> Allen Frankovic		<b>Date:</b> 1 October, 2010
	<b>Escala:</b> 1:100.000	Anexo 7 del Capítulo 3

## **CONCLUSIONES GENERALES**

## CONCLUSIONES GENERALES

La evolución de un diapiro en el País Vasco varía en función de la cuenca en el que el diapiro está situado. En la Cuenca Parentis, las estructuras salinas empezaron a formarse al final de la edad Cretácica, mientras las estructuras salinas en la Cuenca Vasco-Cantábrica comenzaron en el Cretácico Inferior. En la Cuenca Parentis, las estructuras salinas terminaron su crecimiento en el Mioceno mientras que, en la Cuenca Vasco-Cantábrica, las estructuras siguen creciendo. En la Cuenca Parentis, las estructuras salinas sufrieron una compresión que exprimio una gran parte de la sal de las estructuras, mientras que en el sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica, las estructuras salinas fueron cortadas en sus bases y llevadas íntegramente hasta decenas de kilómetros al sur por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. En la Cuenca Parentis, las estructuras salinas son alargadas, paralelas al borde de la cuenca, este-oeste, mientras que en la Cuenca Vasco-Cantábrica las estructuras son diapiros más o menos redondos.

En la Cuenca Parentis, la distancia entre la pared de sal Euskal Balea y la falla que forma el borde sur de la cuenca depende del ángulo de dicha falla. Por otro lado, en la Cuenca Vasco-Cantábrica, la aparición de los diapiros probablemente este relacionada con fallas del basamento. En la Cuenca Parentis, el espesor de las estructuras salinas ha sido reducido por la compresión alpina, mientras que los diapiros de la Cuenca Vasco-Cantábrica han preservado su forma a pesar de la compresión alpina. Dado que el área transversal de una estructura salina nos da información sobre la cantidad de sal que entra en la estructura, se puede determinar el crecimiento relativo de los diapiros de la Cuenca Vasco-Cantábrica pero no de la Cuenca Parentis por la compresión de dichos diapiros.

La falla del borde sur de la Cuenca Parentis continúa al oeste hasta que la parte meridional de la cuenca desaparece por la erosión sobre el Banco de Danois. Sin embargo, la cuenca continúa al oeste debajo del cabalgamiento del Banco de Danois.

# **ANEJOS**

**ANEJO 1. DEFINICIONES DE TERMINOS GEOFÍSICOS**

**ANEJO 2. LISTA DE ACRÓNIMOS Y ABREVIACIONES**

**BIBLIOGRAFIA**

## ANEJO 1. DEFINICIONES DE TERMINOS GEOFÍSICOS

Definiciones de algunos términos usados en esta tesis adaptadas de Sheriff (1991)

**AGC (Automatic Gain Control) (Control Automático de Amplificación)** La amplitud de una señal que viene devuelta (una reflexión) ha disminuido: 1) en relación a la distancia que corre la señal por la divergencia esférica de la onda y 2) por las propiedades de adsorción de las rocas y fluidos que traspasa la onda. Para la compensación de estos efectos, se usa en general un sistema automático de control de aumento de la amplitud de la señal para cada canal de la unidad de grabación.

**Aperture** (**Apertura**) En el procesado de datos sísmicos, la apertura se refiere al intervalo de tiempo que contiene los datos utilizados en un cálculo. Por ejemplo, para filtrar los datos, la apertura sería los tiempos para empezar y terminar la aplicación de un filtro en particular. En el proceso de deconvolución, la apertura se refiere a la anchura de la puerta (intervalo de tiempo) sobre la que se aplica el cálculo de la deconvolución en cada instante. En el proceso de migración, la apertura es la extensión espacial que cubre el proceso de apilamiento actual.

**Aquapulse** **Aquapulse** es una marca registrada de una fuente sísmica para operaciones marinas del tipo explosión por mango.

**Bandpass filter** (**Filtro de paso de banda**) Bandpass es el rango de frecuencias que un filtro deja pasar. La medida de este rango es generalmente entre el punto donde la amplitud de señal baja el 70% (3 dB o la mitad del poder), especificando la pendiente del filtro. Entonces, un filtro paso de banda de 14/18-56/36 significa un corte bajo de 3 dB a 14 Hz con una pendiente de 18 dB cada octava y un corte alto de una bajada de 3dB a 56 Hz con una pendiente de 36 dB cada octava. Un filtro es una parte de un sistema que discrimina a una parte de la información que está entrando en el sistema, y que generalmente es la frecuencia, pero también podría

ser la longitud de onda, moveout, coherencia o amplitud. Filtros de paso de banda son los filtros más comunes porque una traza sísmica generalmente contiene ruidos de baja frecuencia como groundroll, además de algún ruido ambiental de alta frecuencia. En una correlación cruzada de las trazas de un gather CMP con una traza piloto (en el proceso de estimar desplazamientos estáticos residuales), un filtro pasabanda estrecho podría ser necesario.

### **Binning**

**Binning** es el proceso de sumar puntos medios que caigan cerca de un punto predeterminado de una traza de la línea. Por la geometría de una línea sísmica, los puntos medios entre la posición de la fuente y los grupos de geófonos no caen necesariamente uno encima del otro como ocurre cuando una línea está recta y los puntos de tiro y las posiciones de grupos de geófonos están a distancias regulares.

### **Butterworth filter**

Un **filtro Butterworth** es un tipo de filtro de paso de banda baja diseñado para tener una respuesta plana.

### **Cobertura nominal**

**Cobertura nominal** es el número de veces que los datos están recogidos en el mismo punto y a la misma profundidad para sumarlas juntas, eliminando así los ruidos transitorios.

### **Deconvolution**

**Deconvolución** es un proceso realizado con el propósito de devolver a una onda la forma que anteriormente tenía, antes de que una fuerza externa la haya cambiado. En otras palabras, es un proceso hecho a lo largo del eje tiempo para aumentar la resolución temporal por la compresión de la onda sísmica básica a un solo punto y, al mismo tiempo, para minimizar la reverberación del tren de olas. Las fuerzas que podrían cambiar la forma de una onda por convolución (la acción de la aplicación de un filtro lineal natural o artificial) incluye: a) el efecto del propio sistema de grabación, b) el efecto de la misma capa de agua en situaciones marinas donde esta capa causa una reverberación, c) la acción de los reflectores superficiales que causan múltiples, d) el efecto de la energía de una fuente sísmica que sale de la fuente hacia arriba (ghosting) y/o e) el hecho de la absorción de frecuencias específicas por las sustancias que atraviesan el frente de la onda

incidente (el proceso inverso de este último filtro se llama whitening (blanqueo) o ecuilización. Deconvolución también significa cambiar la forma de una onda para que se parezca a ondas adyacentes.

## **DMO**

DMO se refiere al tratamiento de **Moveout del buzamiento**. DMO es un proceso que corrige con efectividad la expansión de los puntos de reflexión cuando los reflectores que no son horizontales se suman. La corrección DMO está aplicada a datos pre-apilamiento, que ya están corregidos para moveout normal, para preservar buzamientos opuestos con velocidades de apilamiento diferentes. La corrección DMO nos da una sección superior que es más parecida a una sección de cero-offset (la fuente sísmica y la geófono en el mismo sitio) que a una sección CMP convencional basada solamente en la corrección de moveout normal, porque DMO tiene en cuenta el efecto que tiene un buzamiento en el moveout.

## **Flexotir**

**Flexotir** es una marca comercial de un método sísmico utilizado en el mar. Las cargas de explosivos están detonadas en una jaula de acero con agujeros, por los cuales el agua desplazada por la explosión entre y sale de forma que la burbuja de gas creada por la explosión está mejor distribuida, disminuyendo así el efecto de la burbuja.

## **Gain recovery**

**Gain recovery** es el acto de recuperar las amplitudes reales de una señal por procesos de compensación de la variación de la amplitud de la señal causada por la atenuación o amplificación de la señal.

## **Gather**

Un **gather** es la exposición de trazas sísmicas, que tienen una cordenada de adquisición en común, una traza al lado de la otra (a menudo después de corregirlas por moveout normal y estáticas). Un gather de offset común muestra los datos del mismo offset de una secuencia de puntos medios.

## **Ground roll**

**Ground roll** refiere a la onda de energía superficial que se propaga por o cerca de la superficie de la tierra. Se caracteriza por frecuencias y velocidades bajas, así como por amplitudes altas. El componente mayoritario es de ondas Rayleigh.



### **Kirchhoff migration**

**Migración** es una operación de inversión consistente en la reordenación de elementos de información sísmica para que la energía de las reflexiones y difracciones esté en su posición real (por los efectos de velocidades y buzamientos, los datos sísmicos están grabados debajo de puntos ubicados en la superficie lejos de sus posiciones reales). La migración Kirchhoff realiza este proceso integrando los datos a lo largo de curvas de difracción. El proceso consiste en que los datos de entrada están multiplicados por los factores de oblicuidad y expansión esférica, filtrados por el factor de formación de onda y, finalmente, sumados a través del camino hiperbólico definido por la función de velocidad.

### **Mute**

**Mutar** es cambiar la contribución relativa de los componentes de un apilamiento de datos en función del tiempo del registro. Por ejemplo, se puede excluir la parte temprana de la grabación de los datos de un registro lejos de la fuente porque las refracciones son dominantes. También se usa el proceso de Muting para excluir ground roll, ondas de aire o los reventones de ruido en la sección. Además se utiliza también para eliminar el efecto de estiramiento (NMO stretch). Este estiramiento es la distorsión de frecuencias de eventos someros con offsets largos, a frecuencias más bajas, por el efecto de la corrección NMO. Lo hace limitando la cantidad de estiramiento a 50-100% de la frecuencia original.

### **Normal moveout**

**NMO** (Normal MoveOut) es la variación del tiempo de llegada de una reflexión por la distancia entre la fuente y el geófono (offset). En otras palabras, es el tiempo adicional que tarda la energía en viajar desde la fuente a una capa reflectante horizontal y volver a un geófono que está a una distancia del punto de la fuente, comparado con el tiempo requerido para que la energía viaje de una fuente a la misma capa reflectante horizontal y volver a un geófono ubicada en el mismo punto que la fuente (la diferencia entre el tiempo doble de un punto offset y el tiempo doble del offset cero).

### **Operator length**

La **longitud de un operador** es la longitud, en tiempo, de la respuesta de un operador de una convolución. Por ejemplo, un operador de 56 puntos a un muestreo de 2 ms tiene 55 intervalos

que, a la separación de 2 ms entre cada punto da una longitud de 110 ms. En filtros de frecuencia, el más ancho el ancho de banda, lo más comprimido será el operador de filtro, siguiendo el concepto fundamental que la duración de tiempo de una serie de tiempos es proporcional al inverso de su ancho de banda espectral. En deconvolución, operadores cortos dan spikes (casi toda la energía concentrada en un punto) de poca amplitud y con colas de relativamente alta frecuencias. Operadores largos blanquean el espectro y así llevan más cerca el espectro de la respuesta a lo del impulso.

### **Predictive gap**

**Predictive gap** o lag es la diferencia en tiempo entre un valor de entrada y el pronóstico basado en ello, que a menudo es definido por el número de muestras de datos. Por ejemplo, el operador de una deconvolución tiene un retraso por predicción para que el operador no empieza funcionar hasta después el tiempo de retraso. El tiempo de retraso, en el caso de la eliminación de múltiples causados por una reverberación en una capa superficial de agua, es igual al tiempo doble que tarda una onda pasar por la capa de agua (de ida y de vuelta). En deconvolución predictiva el resultado es equivalente a una deconvolución spiking cuando el retraso es igual al intervalo de muestreo y los valores de longitud del operador y el porcentaje de blanqueo no varían. Al aumentar el retraso, el espectro de las amplitudes de los datos de salida más se aproxima a la onda de entrada.

### **Radon transform**

Un **Radon transform** se refiere a la integración, por un camino de tránsito de energía, de una propiedad física como velocidad, atenuación o densidad de un objeto. Está usada en tomografía y en el dominio de Tau-Pi (también llamada slant stack) donde la atenuación de múltiples se hace por deconvolución predictiva.

### **Reflection coefficient**

**Coefficientes de Reflexión** se refiere a la reflectividad de una superficie. Es el ratio de la amplitud de desplazamiento de una onda de reflexión a lo mismo de una onda incidental. Se consigue este coeficiente por la resolución de las ecuaciones de condiciones de interfaz que delimitan la continuidad de desplazamiento y estrés en la interfase (las densidades y velocidades diferentes de los dos lados de la interfase). La fórmula para calcular el coeficiente de reflexión es:

$c = (I_2 - I_1) / (I_2 + I_1)$ , donde I es la impedancia de cada capa que se obtiene por el producto de la densidad por la velocidad compresional.

### **Replacement velocity**

La **velocidad de reemplazamiento** es la velocidad que una onda de sonido traspasa unidades rocosas someras. Está usado en el procesamiento de datos sísmicos para compensar las velocidades bajas de materiales muy someras.

### **Residual statics**

Estáticas se refiere al término Static Corrections. Están aplicadas a los datos sísmicos para compensar tanto los efectos de variaciones de altura como las variaciones del espesor y velocidad de la capa de alteración por meteorización. La estática residual es la diferencia entre un valor medido y el valor esperado que no se puede reconciliar. Se puede hacer una estimación de estos estáticas por una variedad de métodos, incluyendo mínimos cuadrados, minimización de  $L_1$ -norm, maximización de la fuerza de apilamiento, descomposición de tiempos, inversión lineal generalizada o el método Gauss-Seidel.

### **SEG-B format**

Un formato estándar para cintas magnéticas inventado por la Society of Exploration Geophysicists. Este formato era usado para la grabación de datos sísmicos en cintas de 9 pistas.

### **Semblance**

Semblance, también conocido por el **ratio de output normalizada al input de energía**, es una medida de coherencia multicanal. Básicamente, es la energía del apilamiento de los datos normalizada por la energía media de las partes del apilamiento (equivalente al valor de cero-retraso de la autocorrelación no normalizada de la traza sumada dividido por la media de los valores de cero-retraso de la autocorrelación de las trazas individuales). Está utilizado para determinar las mejores velocidades del apilamiento en el procesado de los datos sísmicos.

### **Sleeve Gun**

**Sleeve Gun** es una marca registrada por la compañía Halliburton de un tipo de fuente de energía para la adquisición de sísmica marina. El Sleeve Gun usa aire comprimido que pasa por un mecanismo de transbordador. El transbordador en la cilindra exterior parece a una manga y, por eso, se llama "sleeve".

**Spike**

Un “**spike**” es un registro de ruido que se reconoce por su amplitud, que sobrepasa los valores de amplitudes de otros eventos más que una cantidad máxima. En el procesamiento de los datos, los spikes están reemplazados con una onda cuya amplitud es un valor medio. En el proceso de deconvolución, un “spike” es una onda completamente comprimida.

**Variable velocity stacks**

**Variable velocity stacks** son una serie de partes de una línea, sumada a un número de funciones de velocidades que varían de una forma regular. Así, el procesador puede visualizar cómo los datos aparecen a una velocidad y, conjuntamente con otros métodos, elegir el mayor velocidad para sumar los datos.

**Vaporchoc**

**Vaporchoc** es una fuente sísmica marina donde una cantidad de vapor, que está supercalentado y a alta presión, se inyecta en el agua. La condensación del vapor actúa como un freno a la oscilación de la burbuja.

## ANEJO 2. LISTA DE ACRÓNIMOS Y ABREVIACIONES

2D	Datos sísmicos de líneas independientes y lineares (dos dimensiones)
3D	Campaña de datos sísmicos en tres dimensiones (sin líneas discretas)
AAPG	American Association of Petroleum Geologists
AGC	Automatic Gain Control (Control de la amplitud de señal automático)
C	Carboníferas
CGG	Compagnie Générale Géophysique
CIEPSA	Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolífera, Sociedad Anónima
CMP	Common Mid Point (puntos medios comunes)
DAS	Deconvolución After Stack
Db	decibelios
DMO	Dip MoveOut
EIT	Energy & Information Technology
ENAGAS	Empresa Nacional de Gas
ENIEPSA	Empresa Nacional de Investigación y Explotación de Petróleos, Sociedad Anónima
ENPASA	Empresa Nacional de Petróleos de Aragón, Sociedad Anónima
ESE	dirección este-sureste (N112,5°E)
EVE	Ente Vasco de la Energía
F-K	dominio de frecuencia y número de onda
FX	dominio de frecuencia y espacio
Hz	Hercios
J	Jurásico
K	Cretáceo
Ki	Cretácico Inferior
Ks	Cretácico Superior
Ma	Millones de años
MARCONI	Margen Continental Nor-Ibérico
Mio	Mioceno
ms	milisegundos
N	punto cardinal norte (N0°E)
NMO	Normal MoveOut
Oi	Oligoceno
Pg	Paleógeno
PSTM	migración anterior al apilamiento (pre-stack)
S	punto cardinal sur (N180°E)
s	segundos
SEG	Society of Exploration Geophysicists
SHESA	Sociedad de Hidrocarburos de Euskadi, Sociedad Anónima
SO	dirección suroeste (N225°E)
Tr	Triásico
UTM	Universal Transverse Mercator
O	punto cardinal oeste (N270°E)
OSO	dirección oeste-suroeste (N247,5°E)

Las siglas de una malla sísmica a veces indican el nombre del permiso de investigación, el área donde los datos sísmicos estaban recogidos o la compañía que se adquirió la malla:

ALL	Alloz
CF	Cap Ferret
CS	Cantabrian Sea
ELZ	Estella-Lodosa-Zuñiga
GG	Golfe de Gascogne (Golfo de Vizcaya)
PM	Prakla Marinda (compañía y área)
R	Rogers (compañía)
SA	Salinas de Añana
SG	Shell Gascogne (compañía y área)
V	Vizcaya
ZÑ	Zuñiga
Zu	Zuazo

## BIBLIOGRAFIA

AAPG, GCAGS and JPG, 2003, DP - Salt Tectonics and Features, Tulsa Oklahoma, CD

Barton, D. C., 1933, Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana, AAPG Bulletin, v. 17, p. 1025-1083

Bijvank, G. J., 1962, Micropaleontological Report MP 37 Micropaleontological notes on the correlation of the Reverse Sequence Zone in the wells Gastiain 1, Zuñiga 1 and Alda 1, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 9 p.

Bijvank, G. J., 1963, Micropaleontological Report MP 41 Antezana N° 1, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 8 p.

Braunstein, J. and O'Brien, G. D., 1968, Indexed bibliography of diapirism and diapirs, in Braunstein, J. and O'Brien, G. D., eds., Diapirism and diapirs: AAPG Memoir 8, p. 358-414

Brinkmann, R. y Logters, H., 1967, Die diapire der spanischen westpyrenaen und ihres vorlandes, Beih. Geol. Jb., 66, p. 1-20

Burollet, P. F., 1975, Tectonique en radeaux en Angola, Société Géologique de France Bulletin, v. 52, 17, no. 4, p. 503-504

Carreras, F. J., Ramírez del Pozo J. y Aguilar, M. J., 1972, Mapa Geológico Eulate, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, Spain

C.I.E.P.S.A. Geofísica, 1967, Testificación Sísmica de Velocidades Antezana 1, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España

C.I.E.P.S.A. Geofísica, 1967, Testificación Sísmica de Velocidades Alda 1, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España

Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas, S. A. (Giannini, G., Paradinas, A. R., Llamazares, P., del Pozo, J. R. and Antón, J. A.), 1971, Informe Final de Alda – 1 (Profundización), Vitoria, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 25 p.

Couture, R., 1966, Rapport de fin de sondage Orion 1, Paris, Ministère de l'Economie, des Finances et de l'Industrie, DGEMP/DIREM/BEPH, 15 p.

Dercourt, J., Ricou, L. E. y Vrielynic, B., eds., 1993, *Atlas Tethys*, Gauthier-Villars, Paris, 307 p.

Dupuy de Lome Sánchez, 1957, Sondeo Zuñiga N° 1 Informe Final, Madrid, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 28 p.

Eguiluz, L., Llanos H. y Glez. Durana, J., in CADEM. 1984, Investigación de recursos minerales de los sectores de Salinas de Añana y Lalastra-Sobrón, 38 p.

ENIEPSA, 1984, Informe Final Sondeo San Antonio – 1, Madrid, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 88 p.

ENPASA, 1976, ENPASA Marinda – 1 Informe de Fin de Sondeo Estudio Técnico, Madrid, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 12 p.

ENPASA Exploración, 1976, Informe Fin de Sondeo Marinda –1 Resultados Geológicos y Petrolíferos, Madrid, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 12 p.

ESSO Exploration Inc., 1973, ESSO Exploration Spain Inc. Geological Completion Report Golfo de Vizcaya – 1 (GV-1), Madrid, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 128 p.

EVE, 1989a, Mapa Geológico del País Vasco 111-I y III Valdegovia, Gráficas Indauchu, S. A., 32 p.

EVE, 1989b, Mapa Geológico del País Vasco 111-IV Cuartango, Gráficas Indauchu, S. A., 23 p.

EVE, 1989c, Mapa Geológico del País Vasco 137-I y III Espejo, Gráficas Indauchu, S. A., 43 p.

EVE, 1989d, Mapa Geológico del País Vasco 137-II Ribera Alta, Gráficas Indauchu, S. A., 31 p.

EVE, 1996, *Mapa Hidrogeológico del País Vasco*, Ente Vasco de la Energía, Bilbao, 377 p.



Ferrer, O., Benjumea, B., Roca, E., Muñoz, J. A., and Fernandez, F., 2004, The Continental Margin Structure of the Eastern Part of the Bay of Biscay: The Role of Extensional Structure During the Contractional Deformation to the Pyrenean Orogen Building, Florence, 32<sup>nd</sup> International Geological Congress, poster

Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J. A., and Ellouz, N., 2008, The deep seismic reflection MARCONI-3 Profile: role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the Eastern part of the Bay of Biscay, Marine and Petroleum Geology, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.06.002

Ferrer, O., Roca, E., Muñoz, J. A. and Frankovic, A., 2008, Salt Tectonics in the Parentis Basin (Eastern Sector of the Bay of Biscay), Geo-Temas, vol. 10, p. 345-348

Gómez, M., Vergés, J. and Riaza, C., Inversion tectonics of the northern margin of the Basque Cantabrian Basin, 2002, Bull. Soc. Géol. France, t. 173, n° 5, pp. 449-459

Guglielmo, G., Jr., Schultz-Ela, D. D., and Jackson, M. P. A., 1997, Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola: an animation, BEG hypertext multimedia publication on the Internet at: <http://www.beg.utexas.edu/indassoc/agl/animations/AGL96-MM-003/index.html>, 3p.

Hempel, P. M., 1963, Der Diapir von Poza de ka Sal, Doctoral thesis, University of Bonn, Bonn, Germany, 32 p.

Humbel, B., 1981, *Rapport de fin de sondage Taranis 1 Permis Baie de Biscaye Nord*, Paris, Ministère de l'Economie, des Finances et de l'Industrie, DGEMP/DIREM/BEPH, 11 p.

Humbel, B., and de Feraudy, V., *Rapport de fin de sondage Danu 1 (DNU 1) Permis Baie de Biscaye Nord France "off shore" Aquitaine*, Ministère de l'Economie, des Finances et de l'Industrie, DGEMP/DIREM/BEPH, 6 p.

Jackson, M. P. A., Roberts, D. G., and Snelson, S., 1996, *Salt tectonics : a global perspective : based on the Hedberg International Research Conference*, Bath, U.K., September 1993, American Association of Petroleum Geologists Memoir 65, Tulsa, Oklahoma, 454 p.

Jackson, M. P. A., and Vendeville, 1990, The rise and fall of diapirs during thin-skinned extension (abs.), AAPG Bulletin, v. 74, p. 683

Martin, P. J., 1828, *A geologic memoir on a part of western Sussex; with some observations upon chalk-basins, the weald-denudation, and outliers-by-protrusion*, J. Booth, London, 135 p.

Martinez-Torres, L. M., 1993, Corte balanceado de la Sierra Cantabria (cabalgamiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la Cuenca del Ebro), Geogaceta, 14, p. 113-115

Mrazec, L., 1907, Despre cute cu simbure de strapungere [On folds with piercing cores], Society of Stiite Bulletin, Romania, v. 16, p. 6-8

Nettleton, L. L., 1934, Fluid mechanics of salt domes, AAPG Bulletin, v. 18, p. 1175-1204

Paradinas, A. R., 1961, *Informe de Terminación del Pozo Gastiain N° 1*, Vitoria, informe no publicado disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 11 p.

Pflug, R., 1957, Der Diapir von Estella (Nordspanien), Doctoral thesis, University of Bonn, Bonn, Germany, 42 p.

Pflug, R., 1967, Der Diapir von Estella (Nordspanien), in *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, Heft 66, Hannover

Piérart, P., 1966, *Analyses Palynologiques des Echantillons Espagne Corres I*, Brussels, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 8 p.

Pinet, B. and Montadert, L., 1987, Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay), *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, United kingdom, 89, p. 305-312

Posepny, F., 1871, Studien aus dem Salinargebiete Siebenbürgens: Kaiserlich-Königlichen Reichsanstalt Jahrbuch, v. 21, p. 123-186

Pulgar, J. A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Benjumea, B., Bartolome, R., Ruiz, M., Fernández-Baniela, F., and Ferrer, O., 2004, Structure and tectonic evolution of the Cantabrian margin of the Bay of Biscay: results from MARCONI multichannel seismic data, Mont-Tremblant (Quebec), 11th International Symposium on deep seismic profiling of the continents and their margins, poster

Richter-Burnburg, G., and Schott, W., 1959, The structural development of northwest German salt domes and their importance for oil accumulation, in *Fifth World Petroleum Congress*, p. 1-13

Schmidt, H. J., *Informe de Terminación del Pozo Corres N° 1*, 1961, Vitoria, informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España, 6 p.

Sheriff, R. E., 1991, *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA, 376 p.

Stackelberg, U. von, 1960, Der Diapir von Murguía (Nordspanien), Doctoral thesis, University of Bonn, Bonn, Germany, 30 p.

Tanniou, E., 2001, *Liste des travaux pétroliers (sismique et forage) réalisés dans le Golfe de Gascogne*, Paris, Ministère de l'Economie, des Finances et de l'Industrie, DGEMP/DIMAH/SCGH, 129 p.

Taylor, M. K., 1989, *The Parentis offshore basin an assessment of the hydrocarbon potential*, Houston, First Exchange Corporation, 108 p.

Taylor, M. K., and Fish, P. F. C., 1988, *A regional review of the Aquitaine Foreland basin area*, Houston, First Exchange Corporation, 57 p.

Torre, G., 1975, Testificación Sísmica de Velocidades Marinda – 1 (Ma – 1), informe no publicada disponible de la Subdirección General de Hidrocarburos, Dirección General de Política Energética y Minas, Ministerio de Industria, Turismo y Comercio, 28071 Madrid, España

Vandeville, B. C., and Jackson, M. P. A., 1992a, The rise of diapirs during thin-skinned extension, *Marine and Petroleum Geology*, 9, p. 331-353

Vandeville, B. C., and Jackson, M. P. A., 1992a, The fall of diapirs during thin-skinned extension, *Marine and Petroleum Geology*, 9, p. 354-371

Vera, J. A., ed., 2004, *Geología de España*, Sociedad Geológica de España and Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España, 884 p.

Vilas, L., Mas, J. R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Melendez, N. and Rincon, R., ed., 1982, *El Cretácico de España*, Univ. Complutense de Madrid, Madrid, 680 p.

Von Alberti, F., 1834, *Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation*, J. G. Gotta'scher Verlag, Stuttgart und Tübingen, 366 p.

Wiedmann, J., 1979, Itineraire géologique a travers le Cretacé moyen des Chaines vascogotiques et celtiberiques (Espagne du nord), *Cuad. De Geol. Ibérica*, 5, p. 127-214

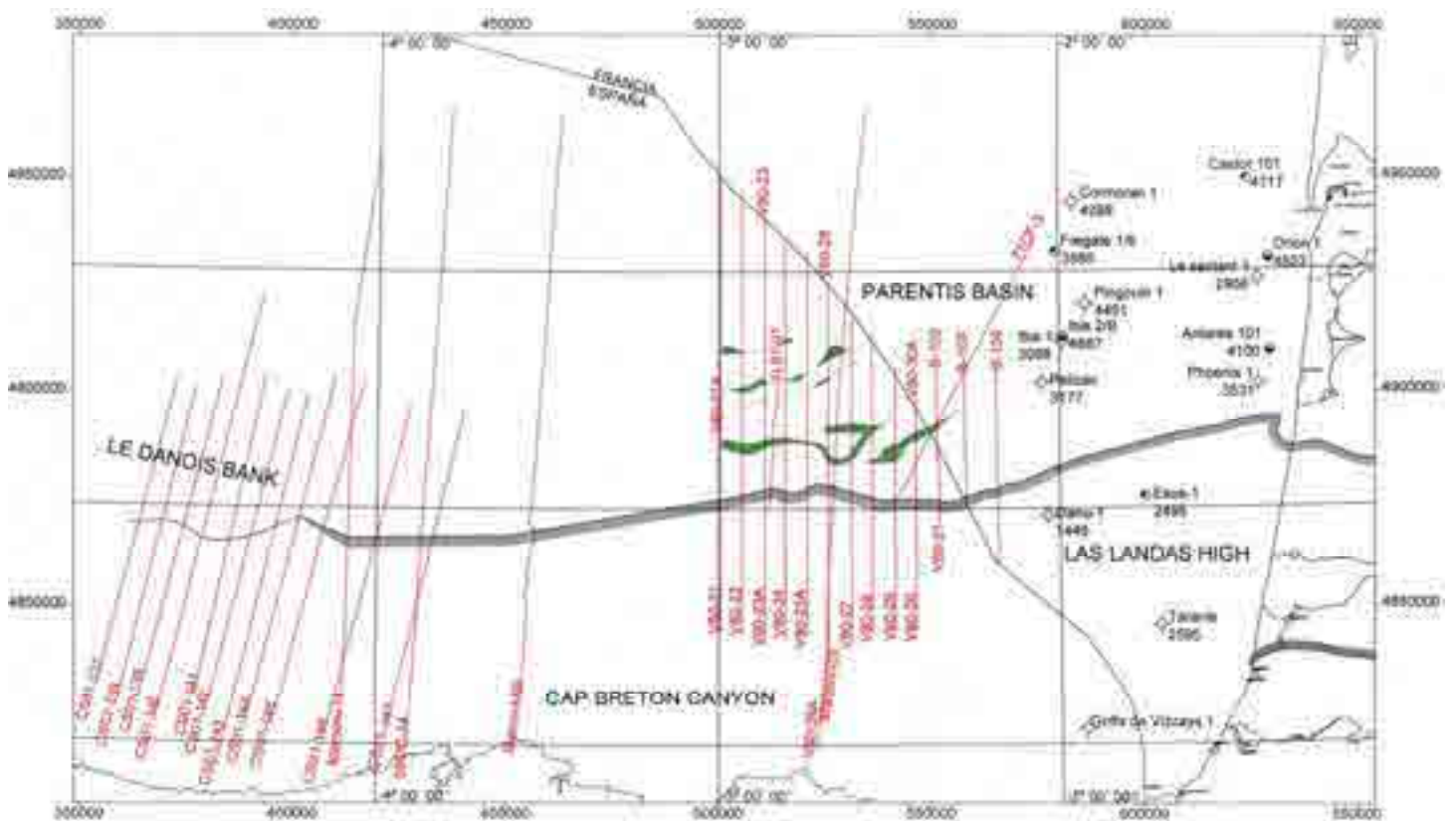
Worrall, D. M., and Snelson, S., 1989, Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt, in Bally, A. W., and Palmer, A. R., eds., *The Geology of North America – an overview*, GSA, Boulder, Colorado, v. A, p. 97-138

Yilmaz, Öz, 2001, *Seismic Data Analysis, Investigations in Geophysics No. 10*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 2027 p.

Yovanovich, B., 1922, La Géologie du pétrole au Manoc, *Société Géologique de France Bulletin*, v. 22, p. 234-245

Zuluaga, M. C., García, Garmilla, F., and Arostegui, J., 1996, *Geogaceta*, 20 (2), p. 319-322

# APÉNDICE I



El borde sur de la Cuenca de Parentis en los datos sísmicos de reflexión  
PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS OFFSHORE

# APENDICE I

## EL LIMITE SUR DE LA CUENCA PARENTIS

VISTAS DE LAS LÍNEAS SÍSMICAS CRUZANDO EL LIMITE SUR DE LA CUENCA  
DESDE LA LÍNEA MÁS AL ESTE HASTA LA MÁS AL OESTE



# INDICE

## Leyenda

### Mapa de la Pared de Sal Euskal Balea


















- Figura I-1: Línea sísmica 74B-104
- Figura I-2: Línea sísmica 74B-103
- Figura I-3: Línea sísmica V80-31
- Figura I-4: Línea sísmica 74B-102
- Figura I-5: Línea sísmica 71CF-3
- Figura I-6: Línea sísmica V80-30
- Figura I-7: Línea sísmica V80-29
- Figura I-8: Línea sísmica V80-28
- Figura I-9: Línea sísmica V80-27
- Figura I-10: Línea sísmica MARCONI-3
- Figura I-11: Línea sísmica V80-26
- Figura I-12: Línea sísmica V80-25A
- Figura I-13: Línea sísmica V80-24
- Figura I-14: Línea sísmica TL81-1
- Figura I-15: Línea sísmica V80-23
- Figura I-16: Línea sísmica V80-22
- Figura I-17: Línea sísmica V80-21
- Figura I-18: Línea sísmica MARCONI 6

### Mapa del limite sur de la cuenca Parentis

- Figura I-19: Línea sísmica CS01-147
- Figura I-20: Línea sísmica OC-14
- Figura I-21: Línea sísmica CS01-146
- Figura I-22: Línea sísmica MARCONI 11
- Figura I-23: Línea sísmica CS01-145
- Figura I-24: Línea sísmica CS01-144
- Figura I-25: Línea sísmica CS01-143
- Figura I-26: Línea sísmica CS01-142
- Figura I-27: Línea sísmica CS01-141
- Figura I-28: Línea sísmica CS01-140
- Figura I-29: Línea sísmica CS01-139
- Figura I-30: Línea sísmica CS01-138
- Figura I-31: Línea sísmica CS01-137

# Leyenda

Color de la línea que representa el fondo del mar o el techo de una unidad geológica

	Fondo del Mar		Aptiense
	Plioceno		Aptiense Inferior
	Mioceno		Barremiense
	Oligoceno (Shell)		Neocomiense
	Oligoceno (ESSO)		Jurásico
	Eoceno 1		Lías
	Eoceno 2		Triásico
	Paleoceno		Paleozoico
	Cretácico		
	Cretácico Inferior		
	Albiense Medio		
	Albiense Inferior		Un horizonte podría aparecer en este color en vez de en su color real



# Mapa de La Pared de Sal Euskal Balea

## Cuenca Parentis Offshore

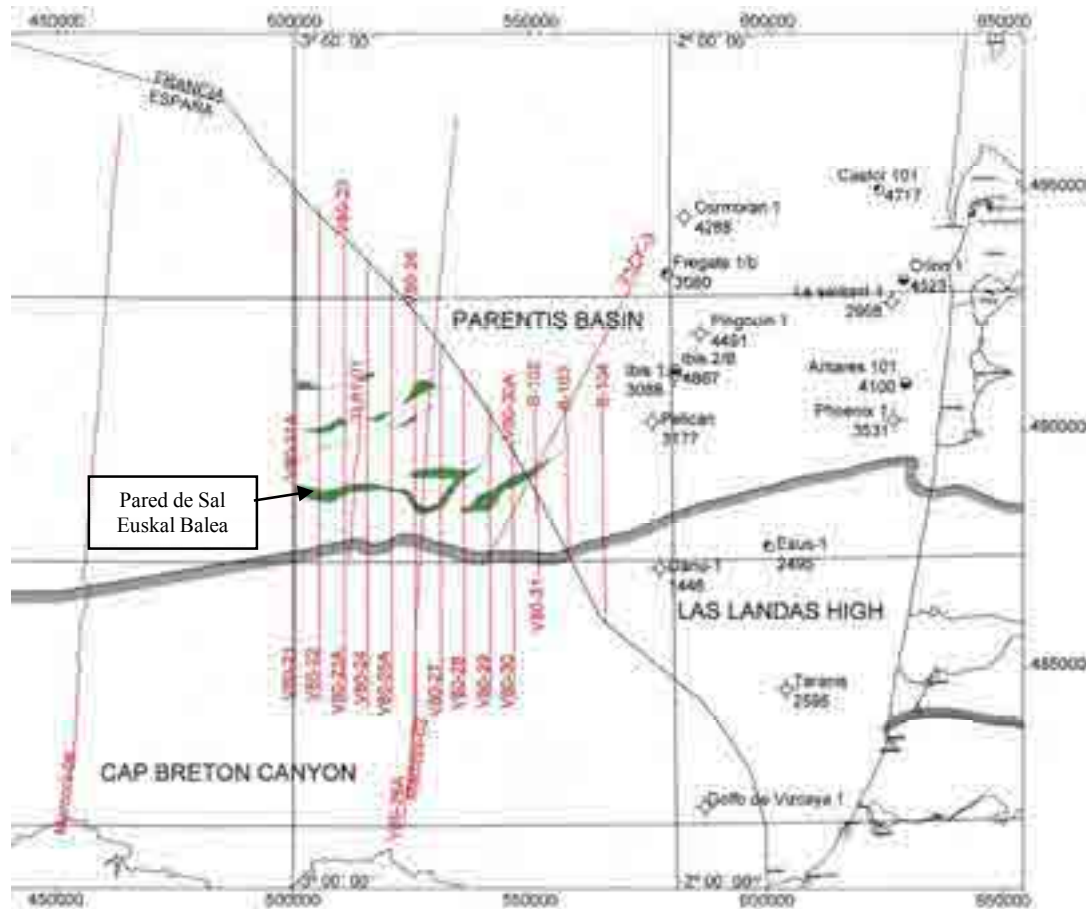


Figura I-1: Línea sísmica 74B-104

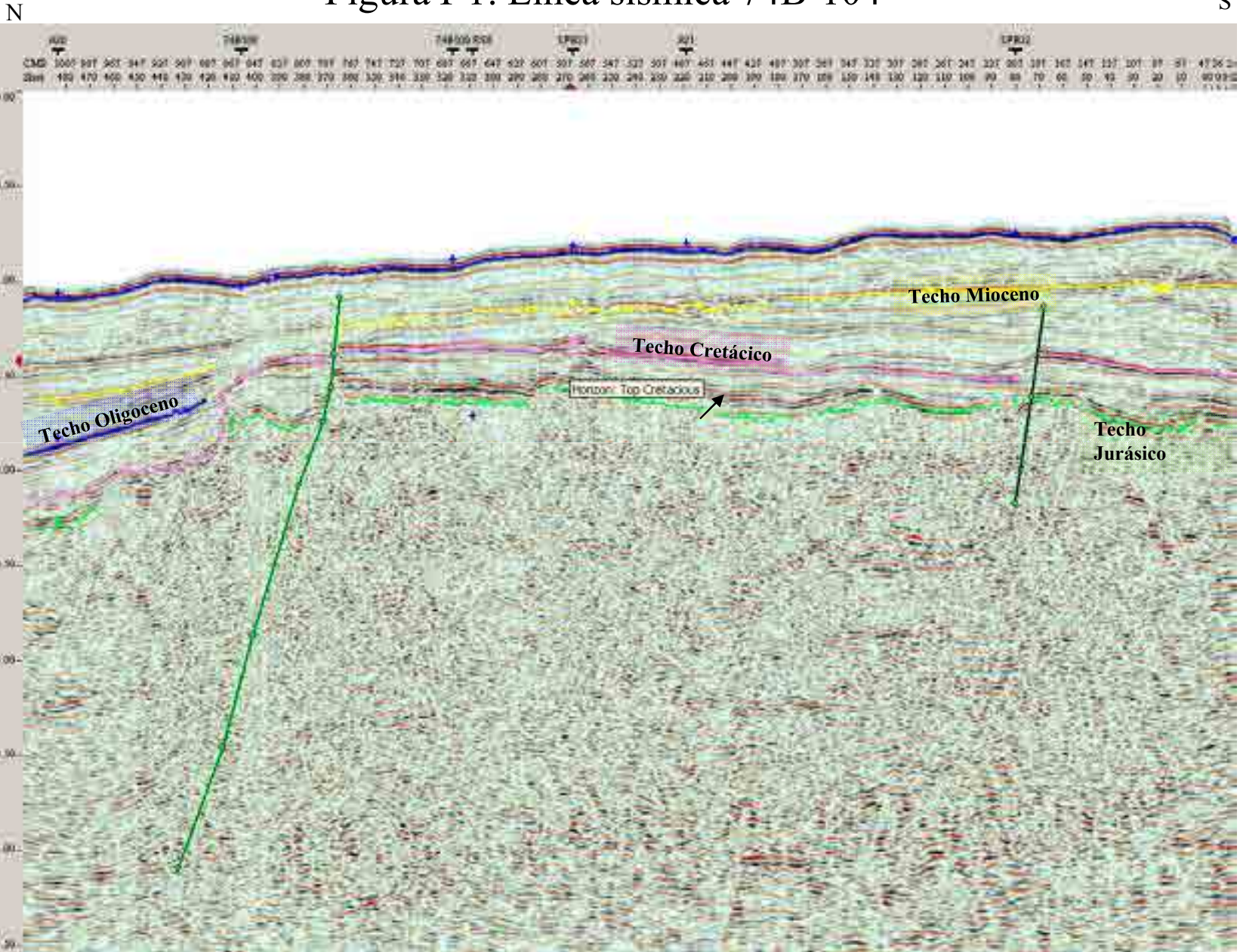


Figura I-2: Línea sísmica 74B-103

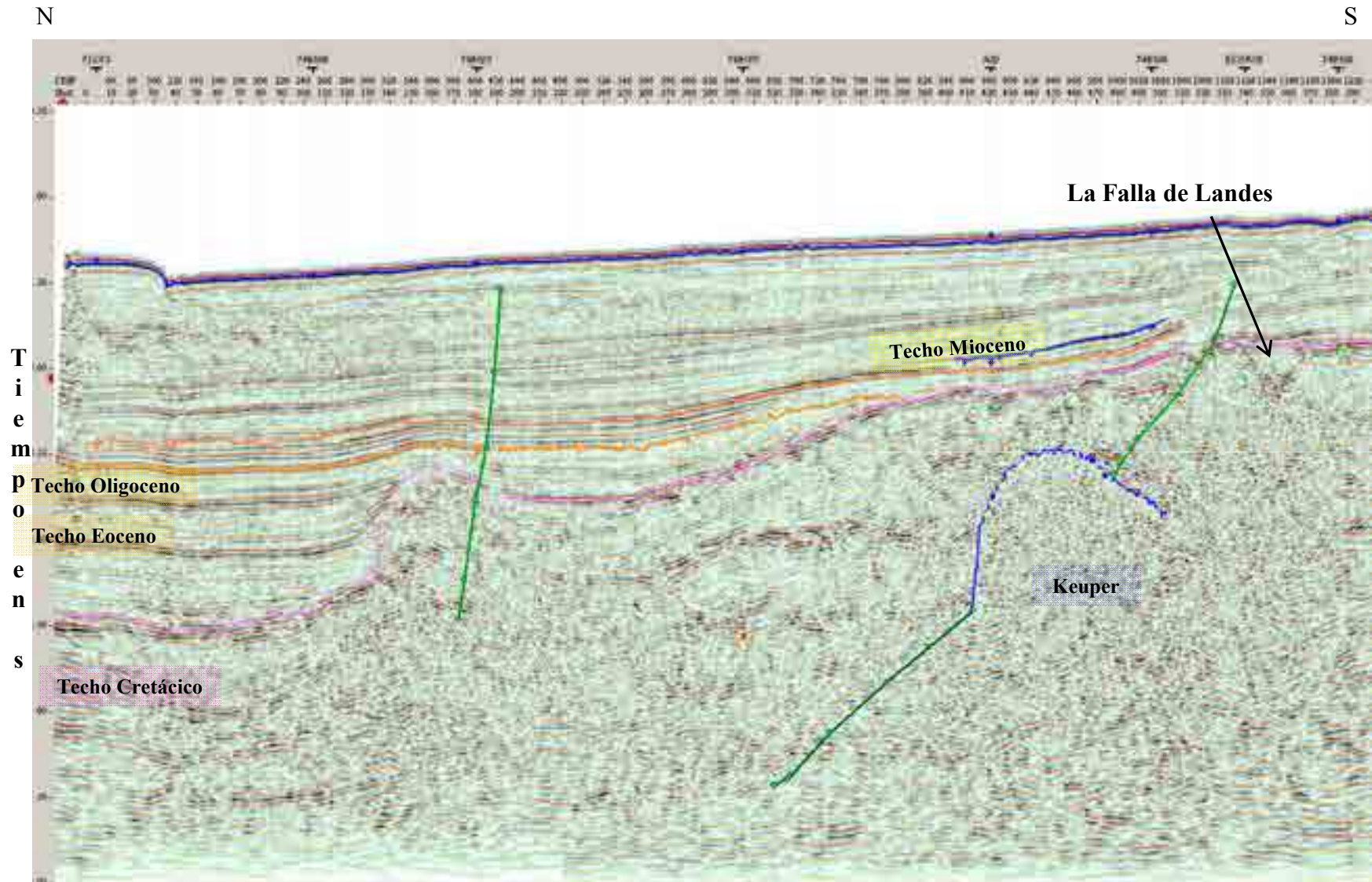


Figura I-3: Línea sísmica V80-31

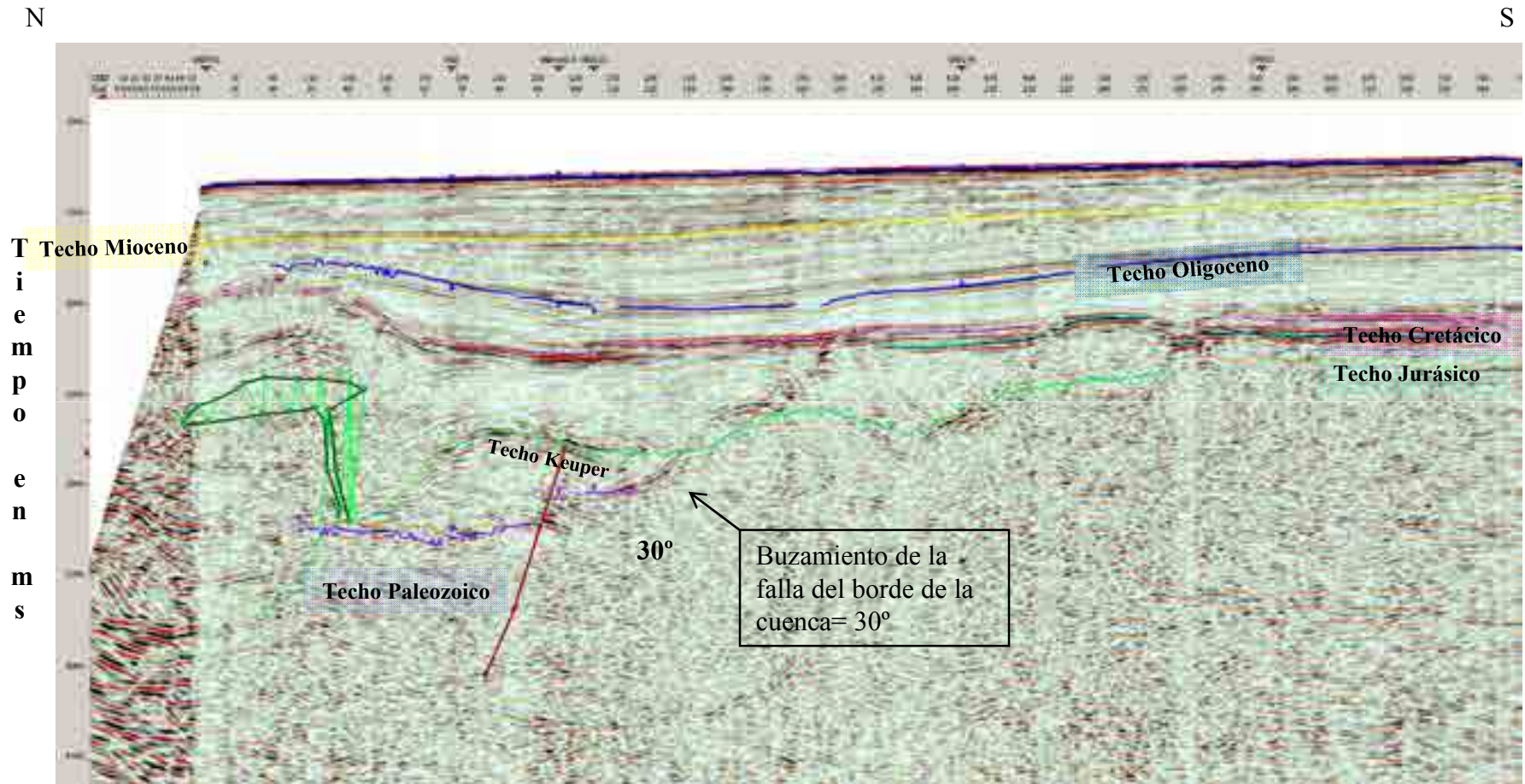


Figura I-4: Línea sísmica 74B-102

N

S

T  
i  
e  
m  
p  
o  
  
e  
n  
  
m  
s

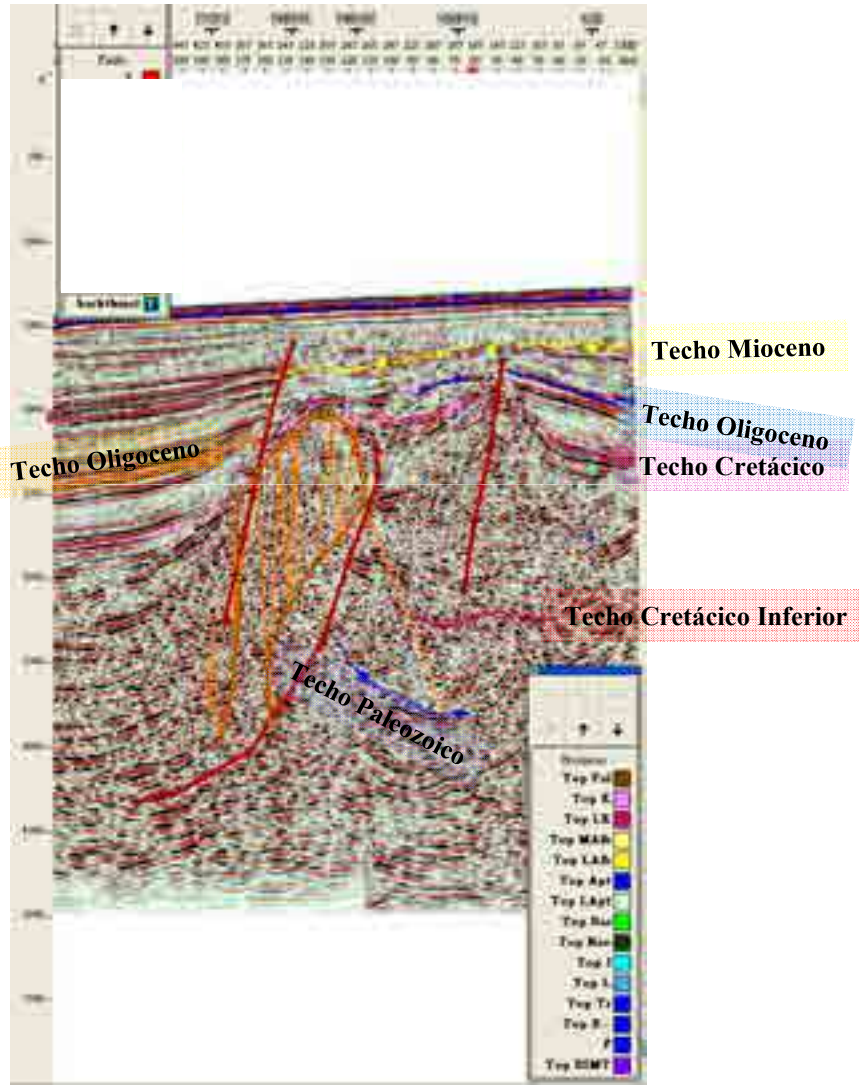


Figura I-5: Línea sísmica 71CF-3

SW

NE

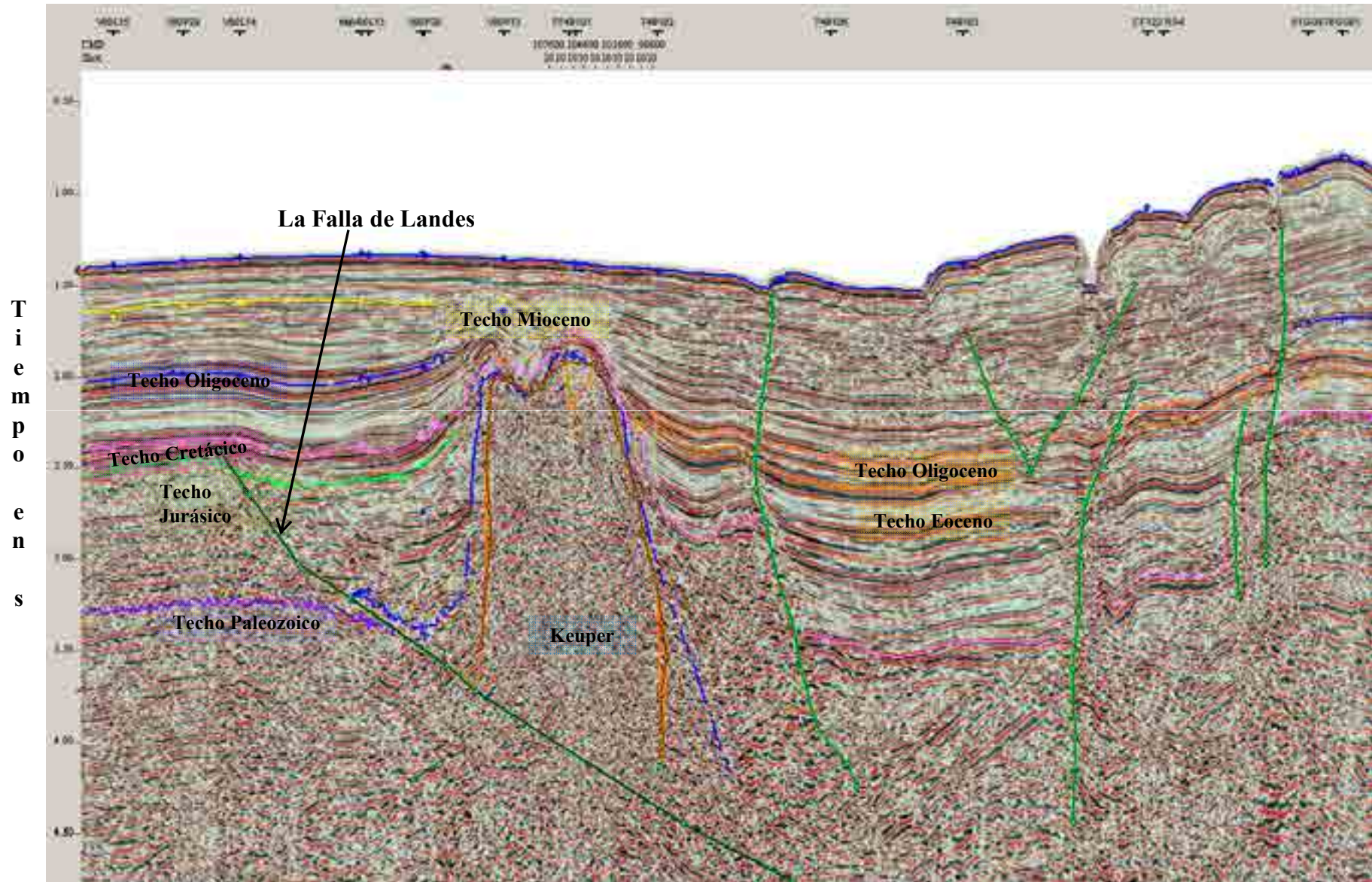


Figura I-6: Línea sísmica V80-30

N

S

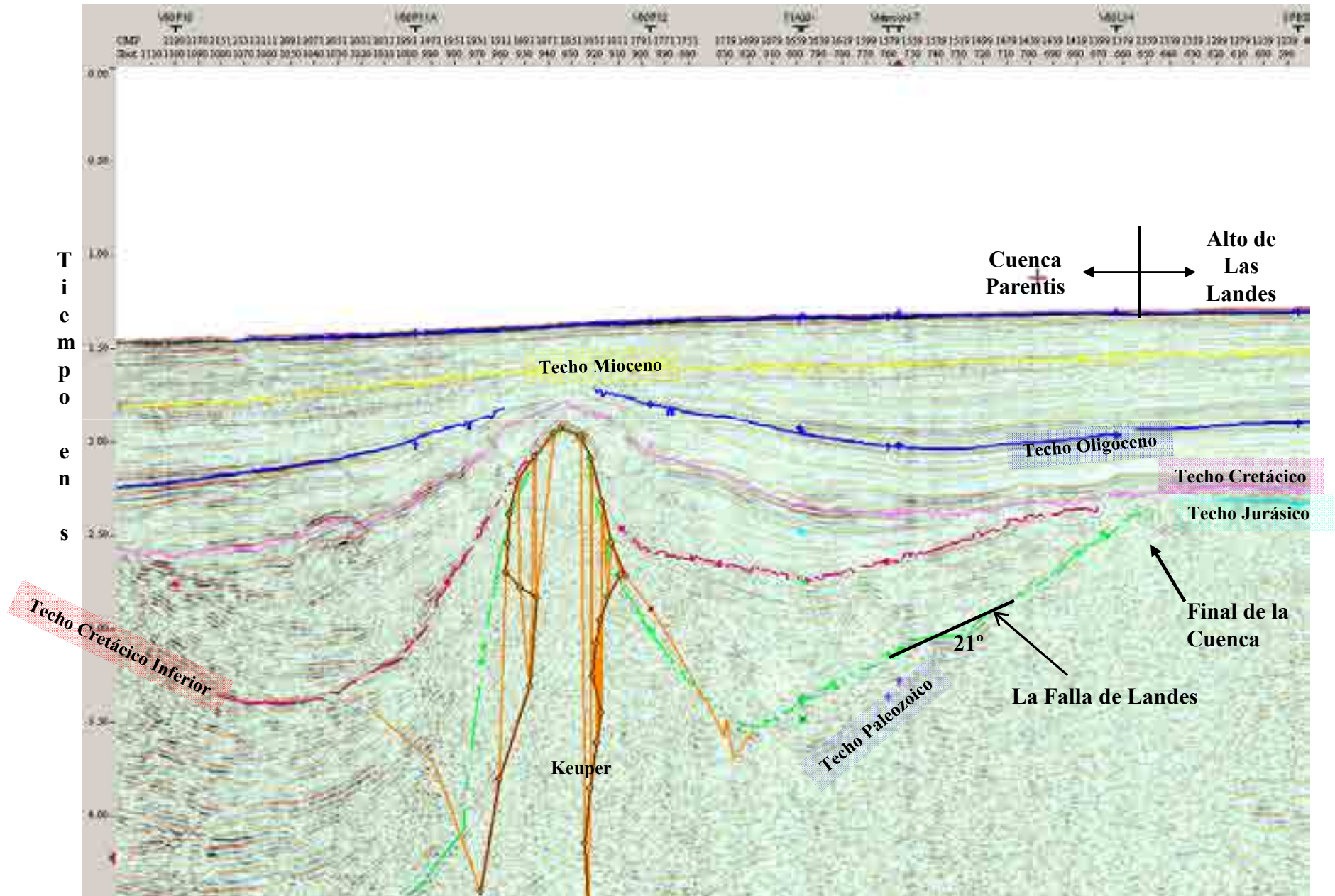


Figura I-7: Línea sísmica V80-29

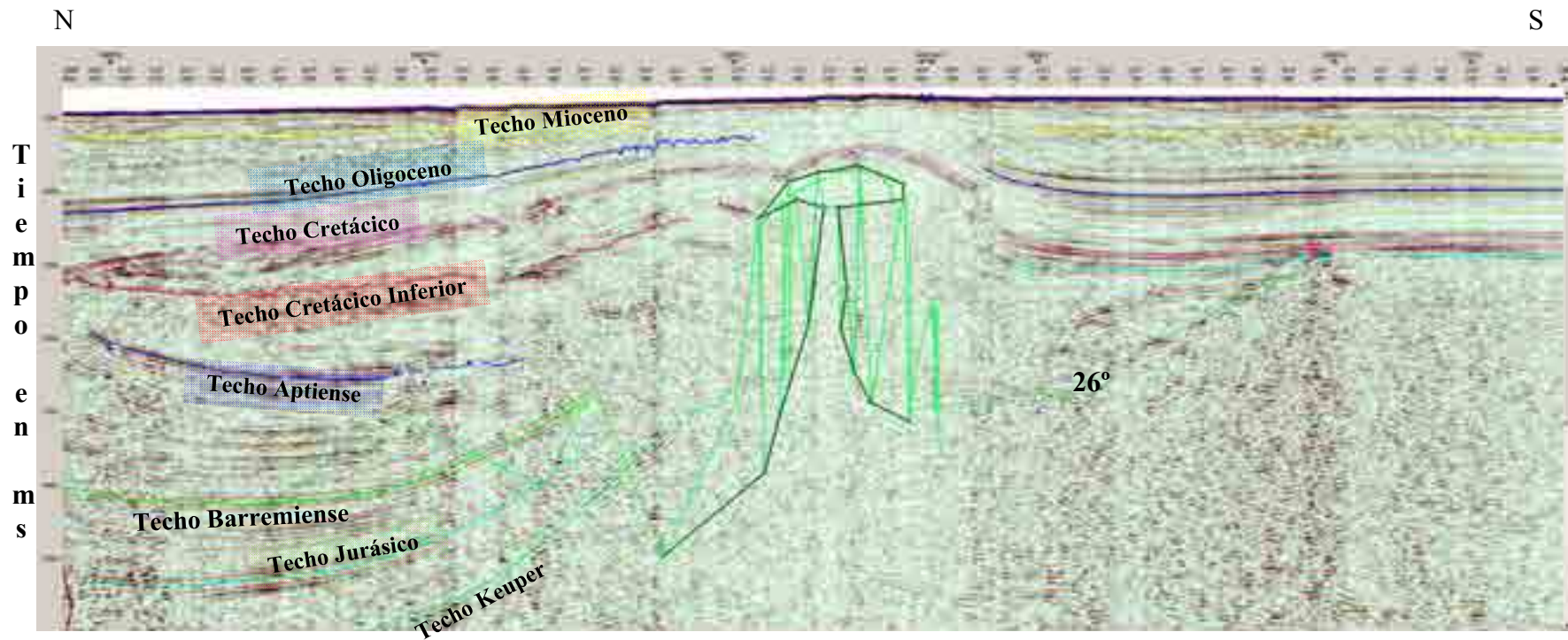




Figura I-8: Línea sísmica V80-28

N

S

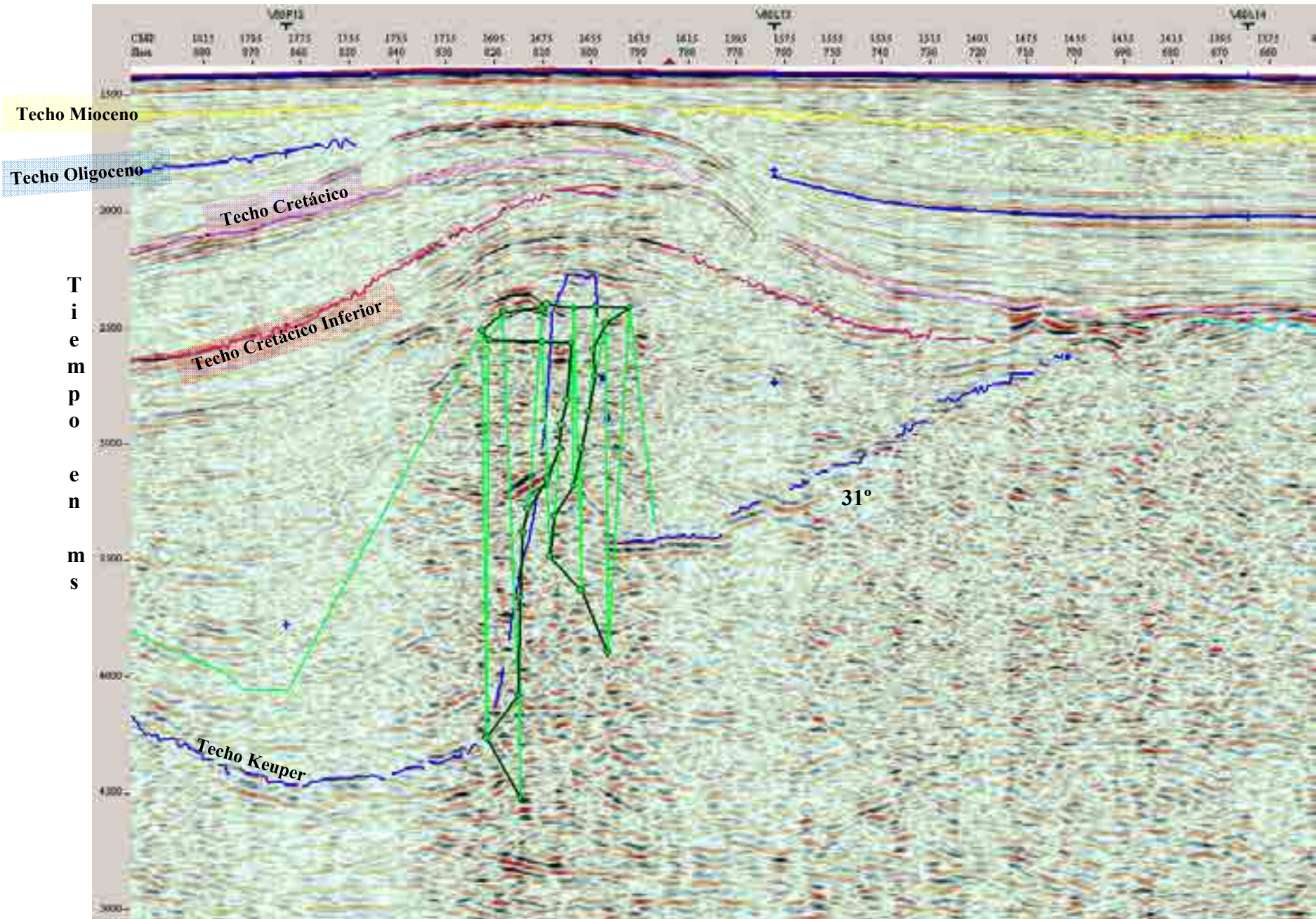


Figura I-9: Línea sísmica V80-27

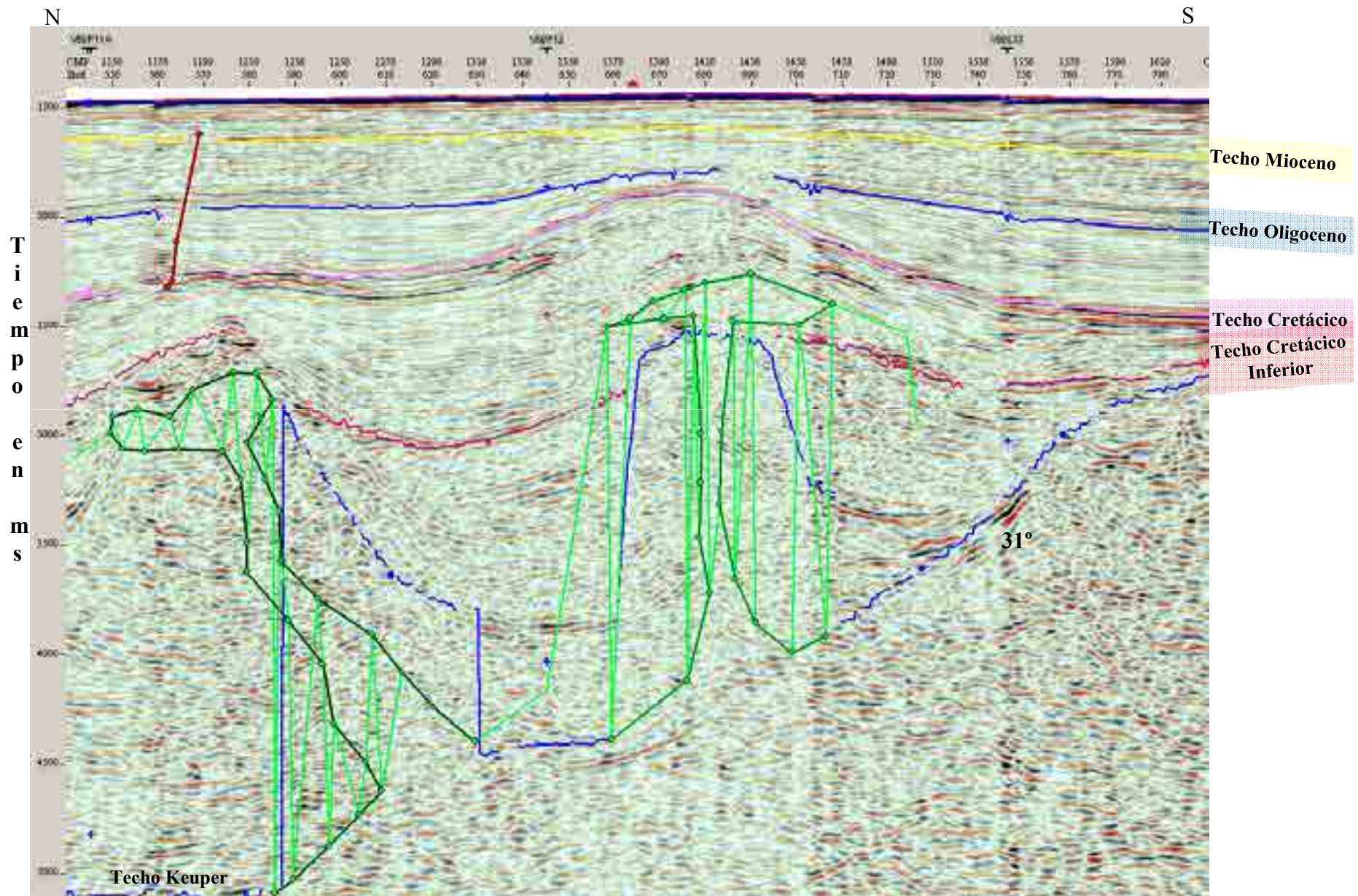


Figura I-10: Línea sísmica MARCONI 3

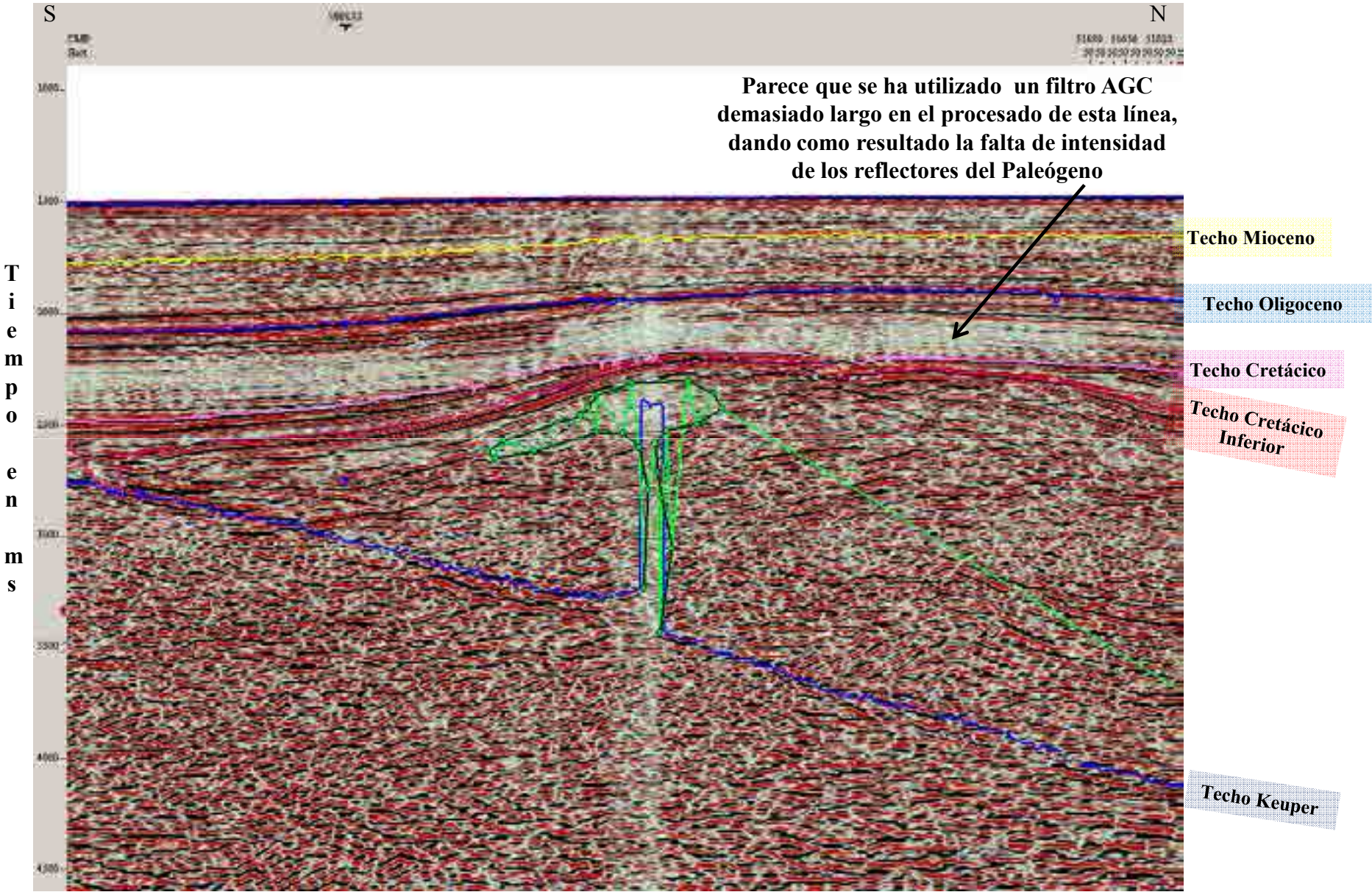


Figura I-11: Línea sísmica V80-26

N

S

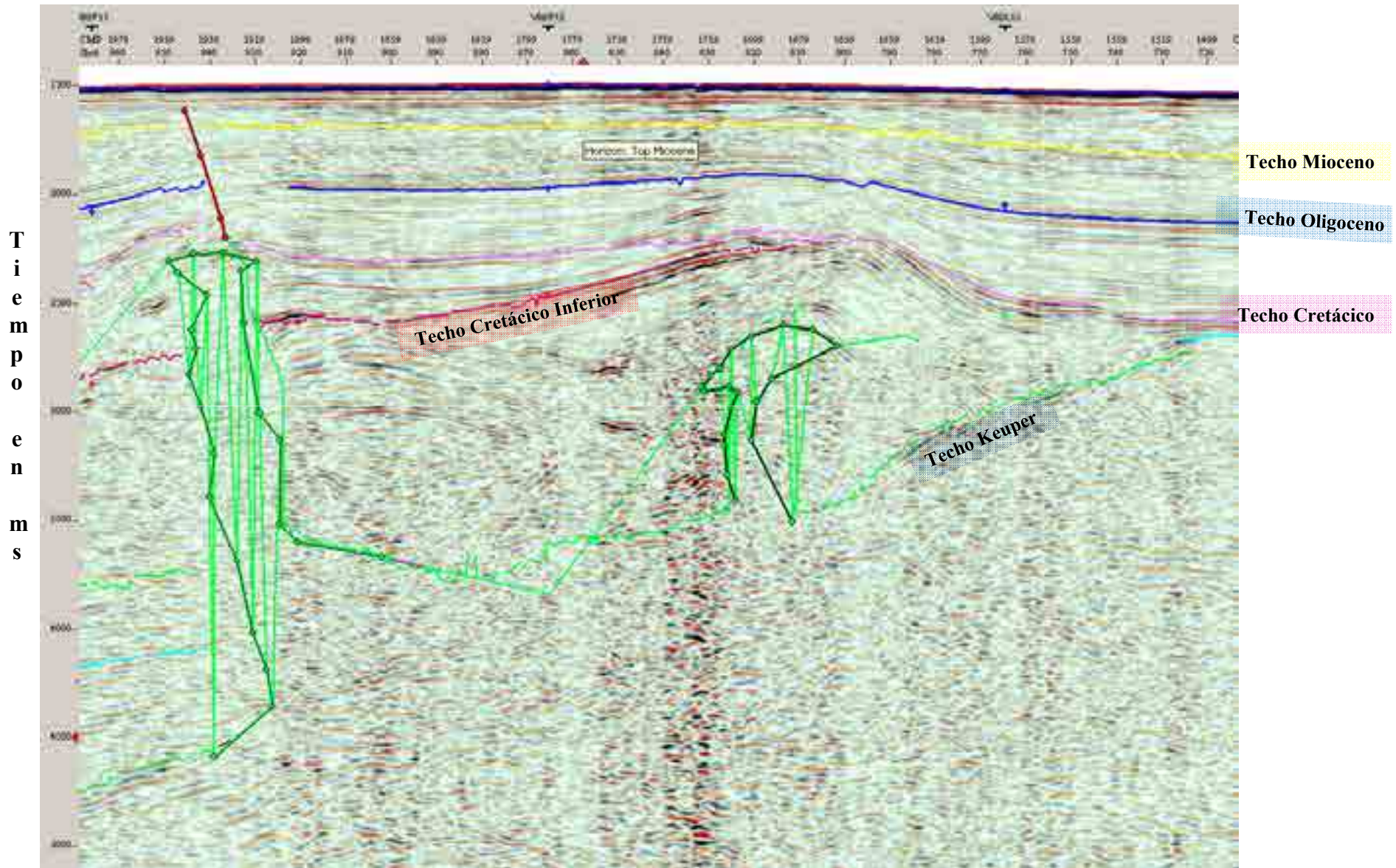


Figura I-12: Línea sísmica V80-25A

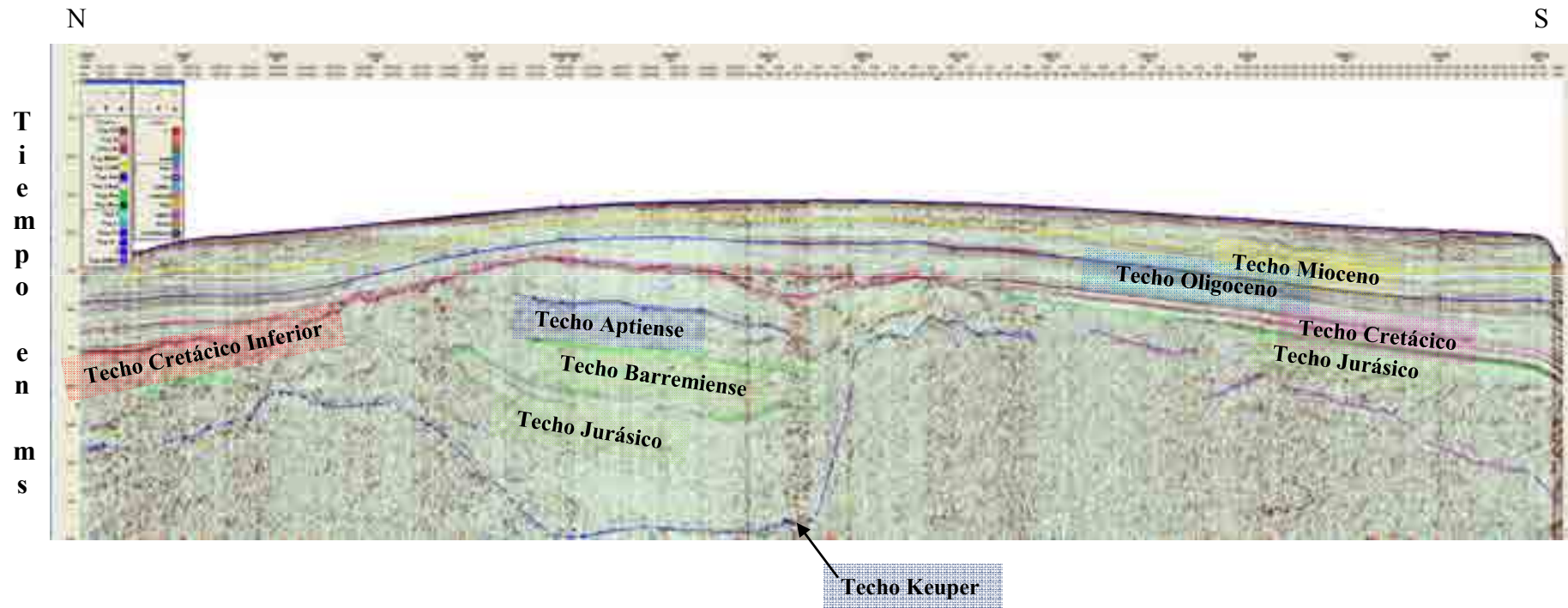


Figura I-13: Línea sísmica V80-24

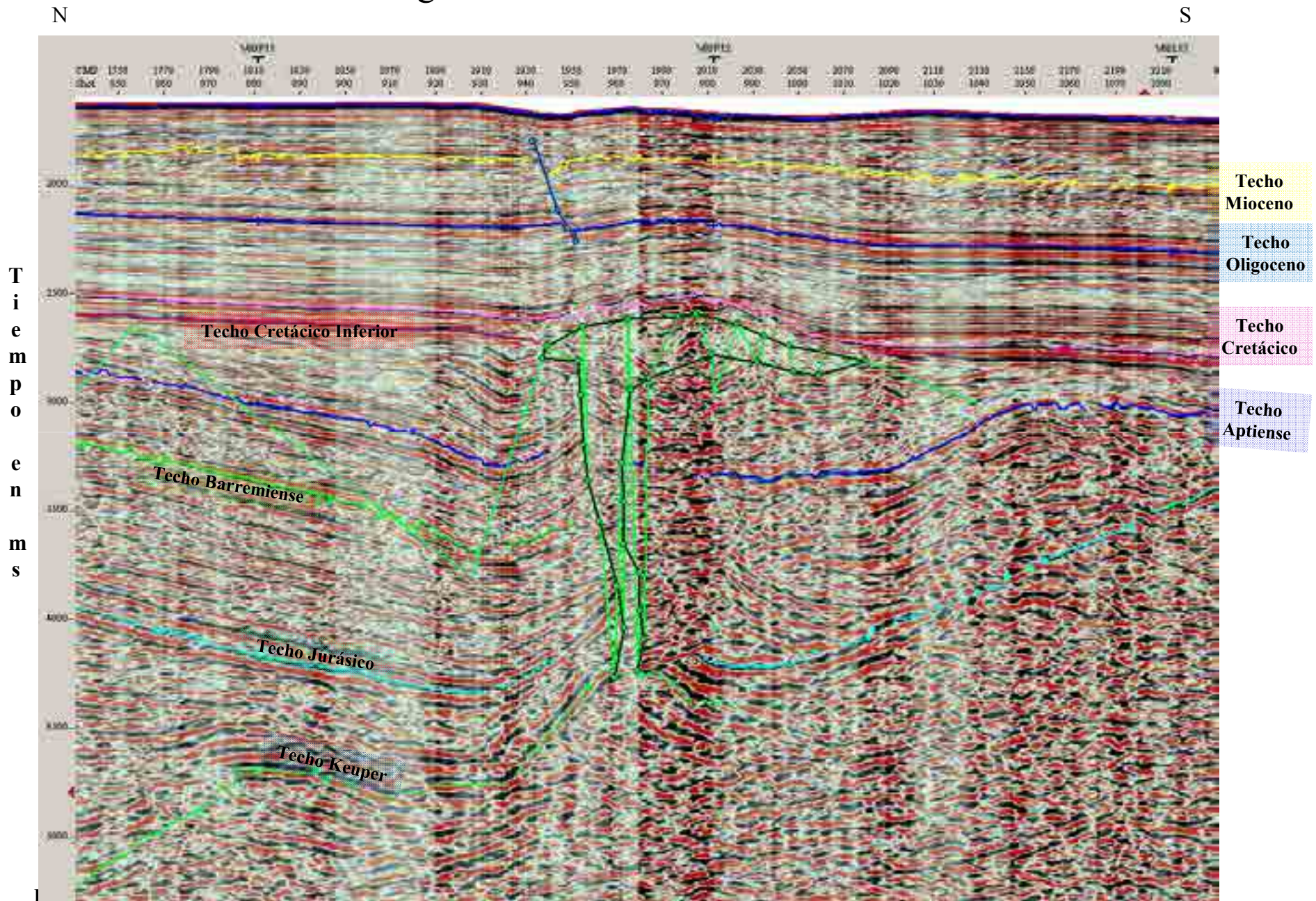
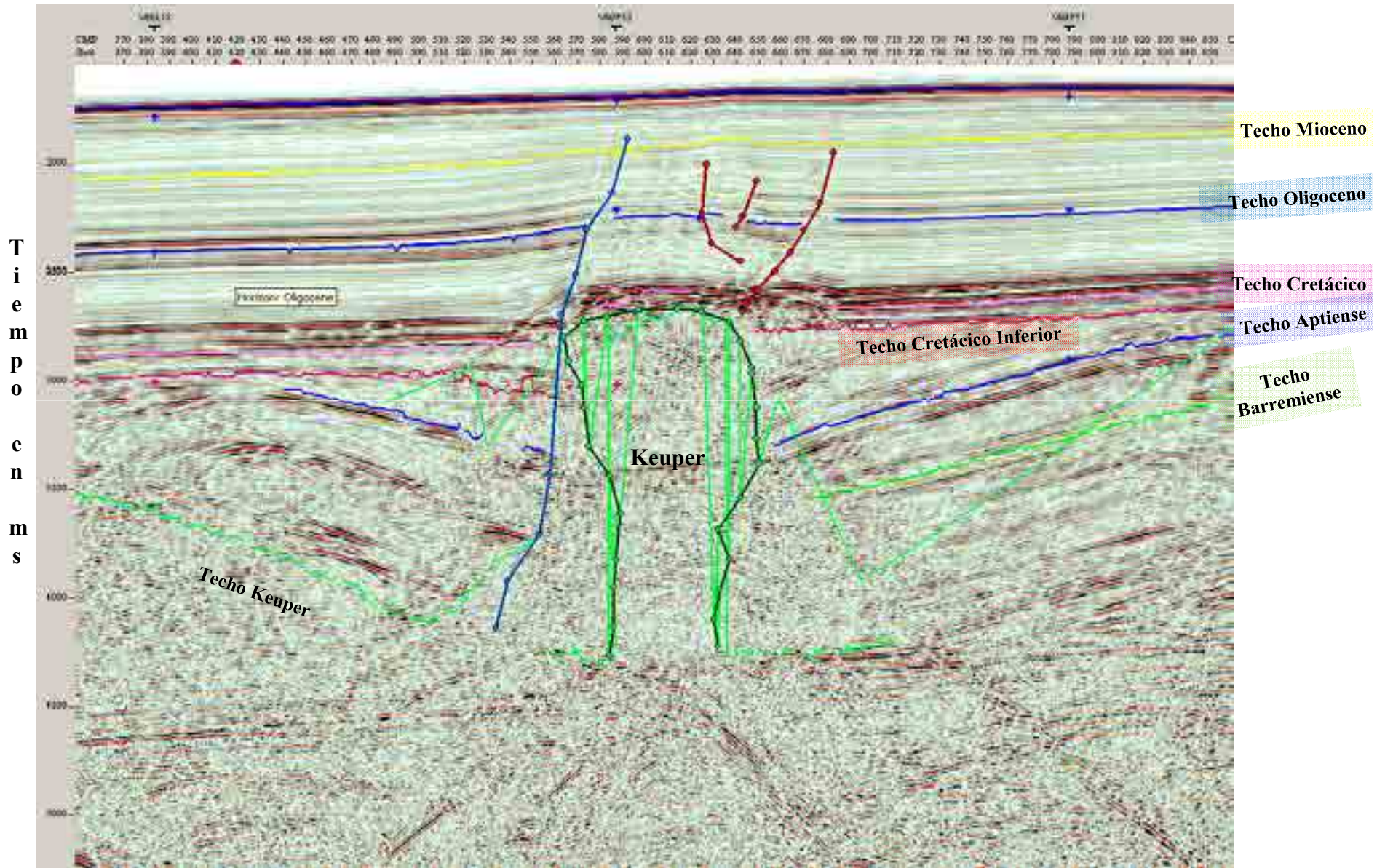


Figura I-14: Línea sísmica TL81-1

S

N



T  
i  
e  
m  
p  
o  
  
e  
n  
  
m  
s

Techo Mioceno

Techo Oligoceno

Techo Cretácico

Techo Aptiense

Techo Barremiense

Techo Cretácico Inferior

Keuper

Techo Keuper

Horizont Oligoceno

Figura I-15: Línea sísmica V80-23

N

S

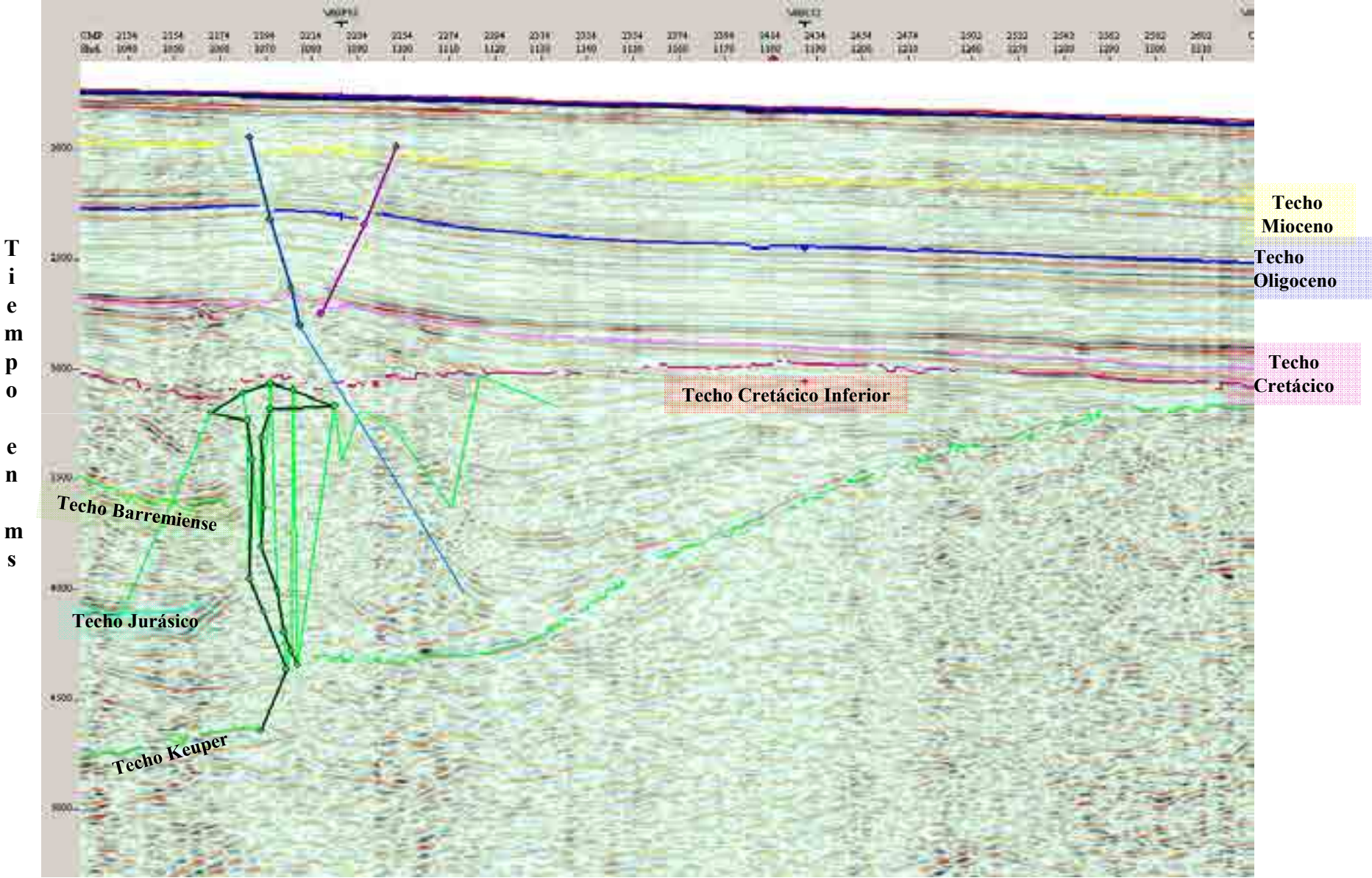




Figura I-16: Línea sísmica V80-22

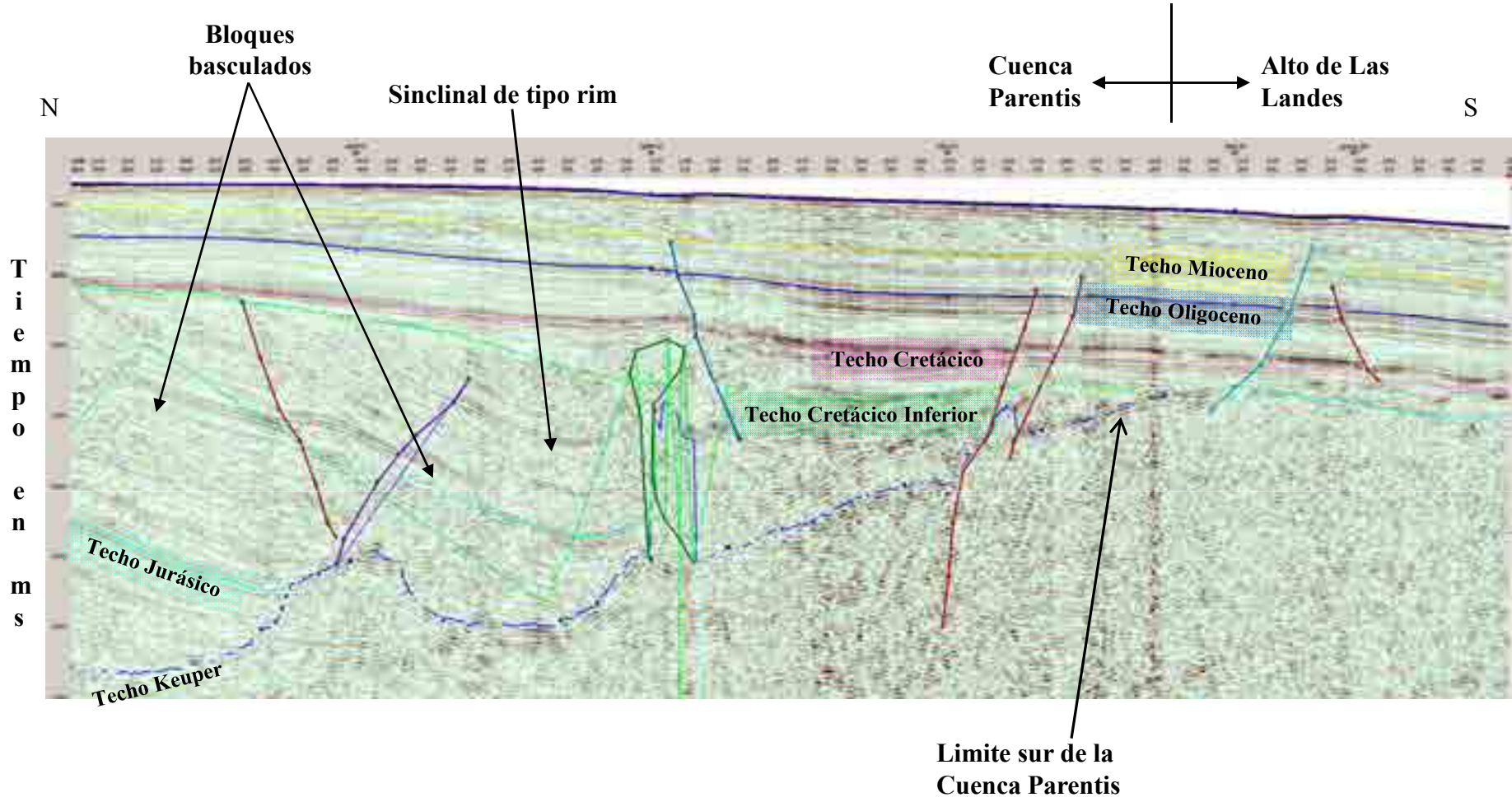


Figura I-17: Línea sísmica V80-21

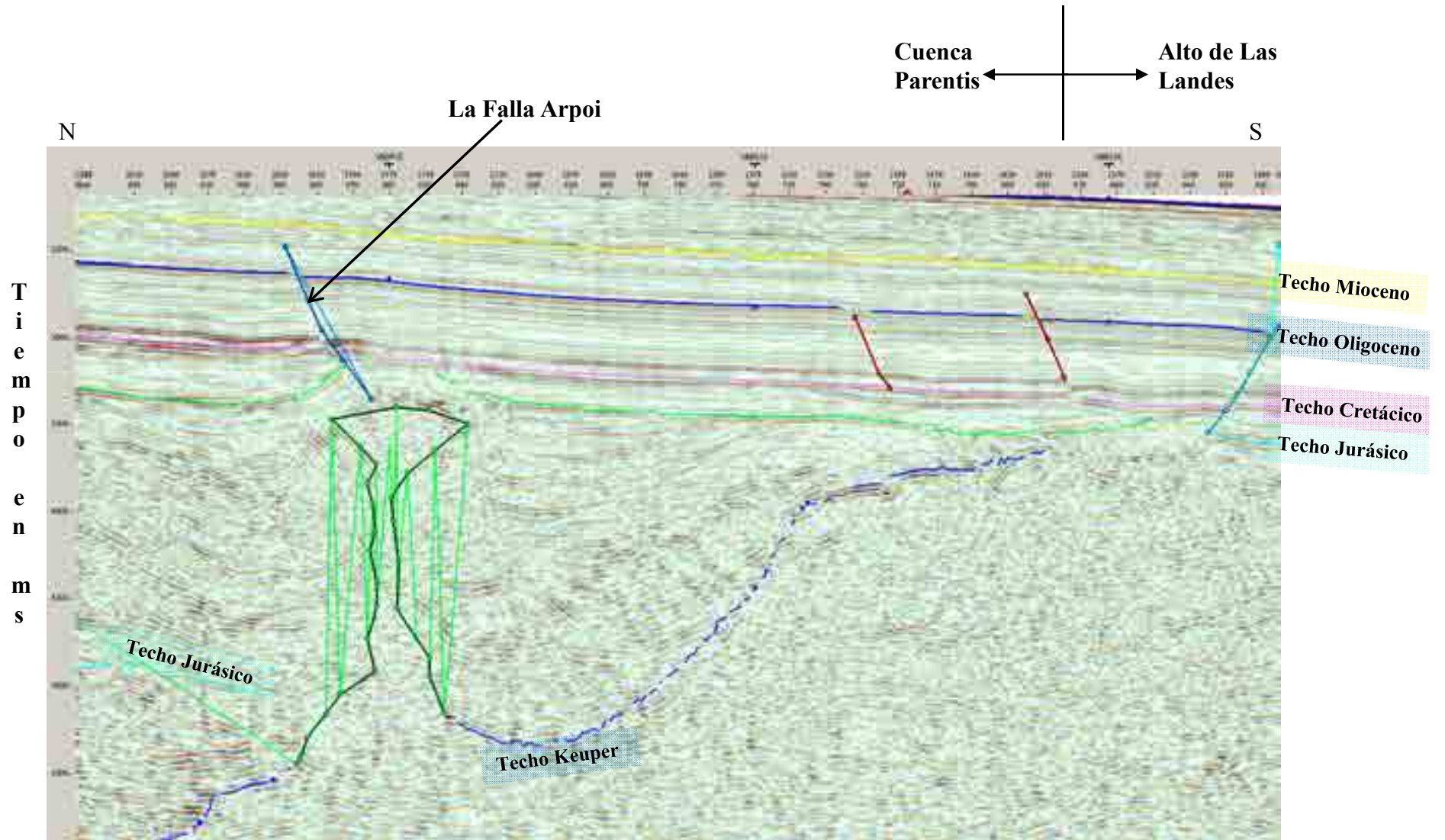
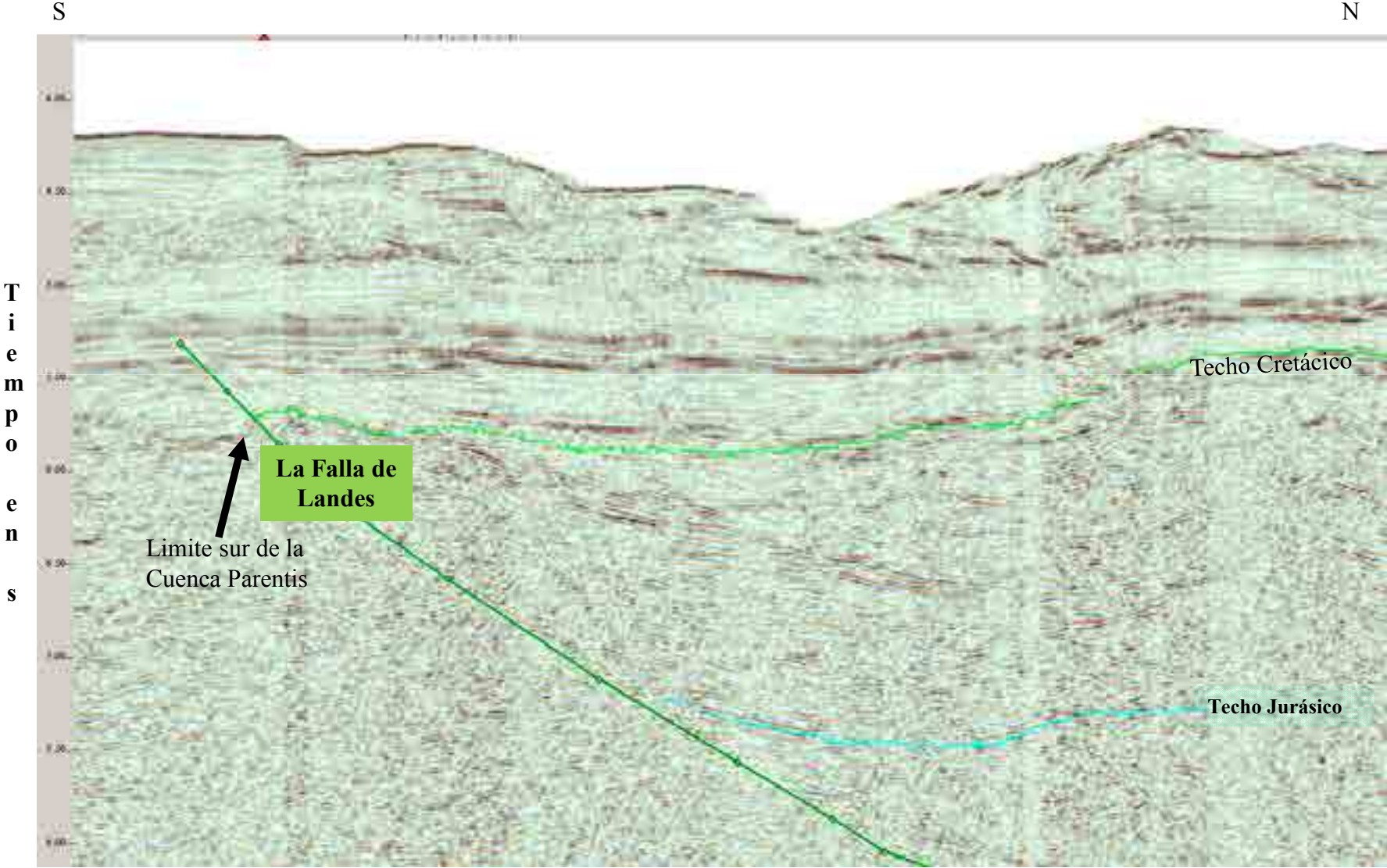


Figura I-18: Línea sísmica MARCONI 6



# Mapa del Limite Sur de la Cuenca Parentis (continuación al oeste) Visto en Secciones Sísmicas

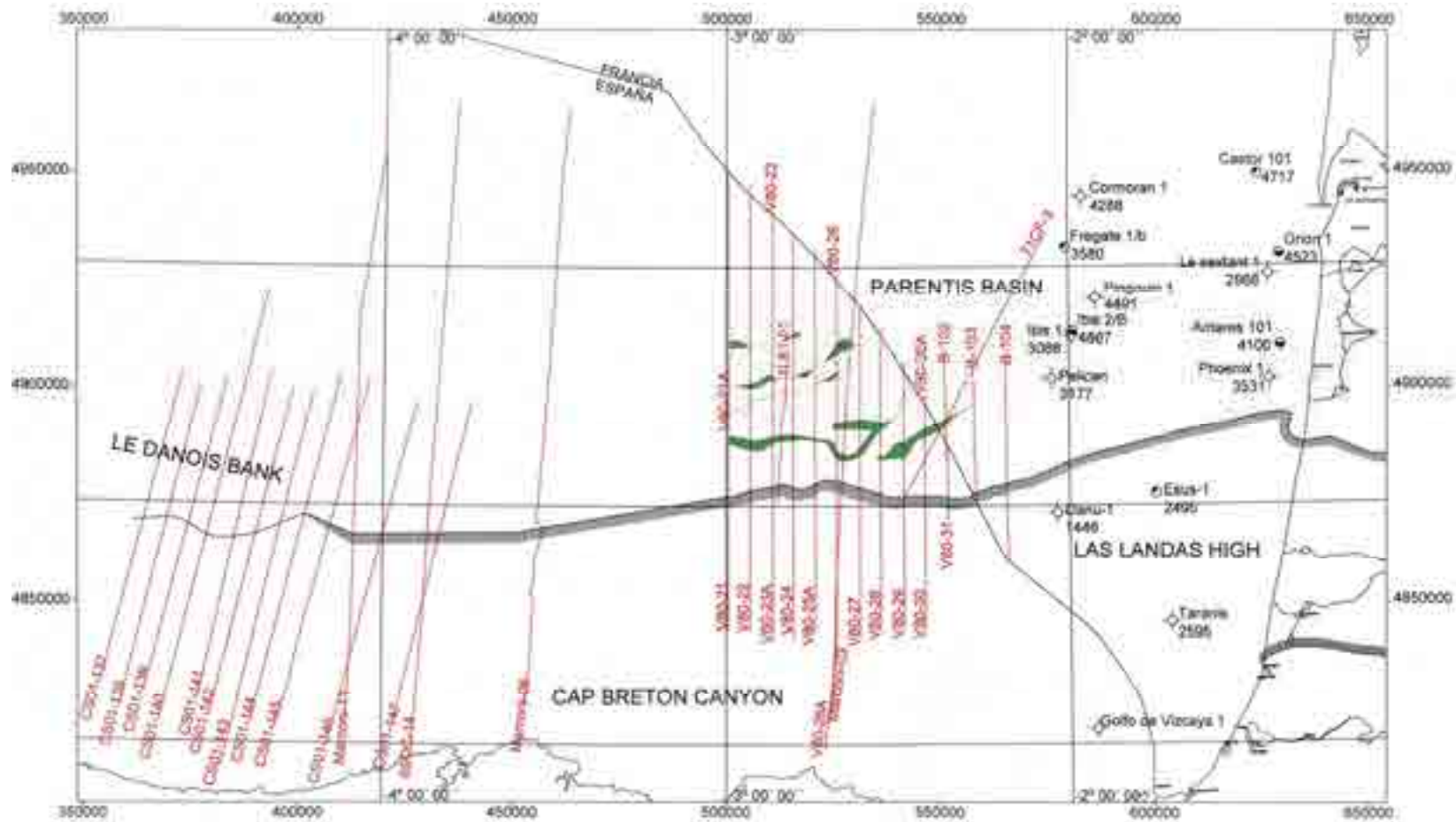


Figura I-19: Línea sísmica CS01-147

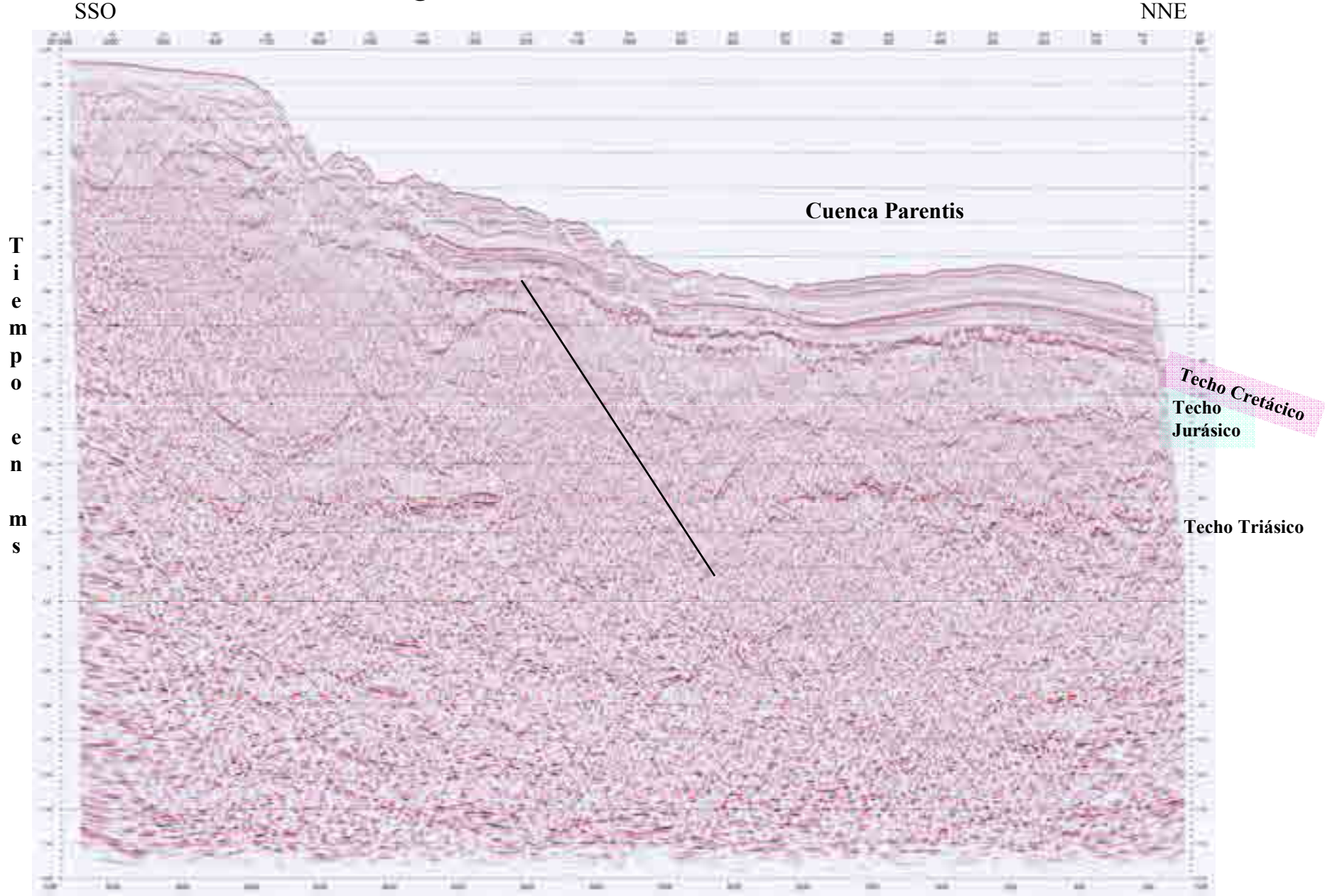


Figura I-20: Línea sísmica OC-14

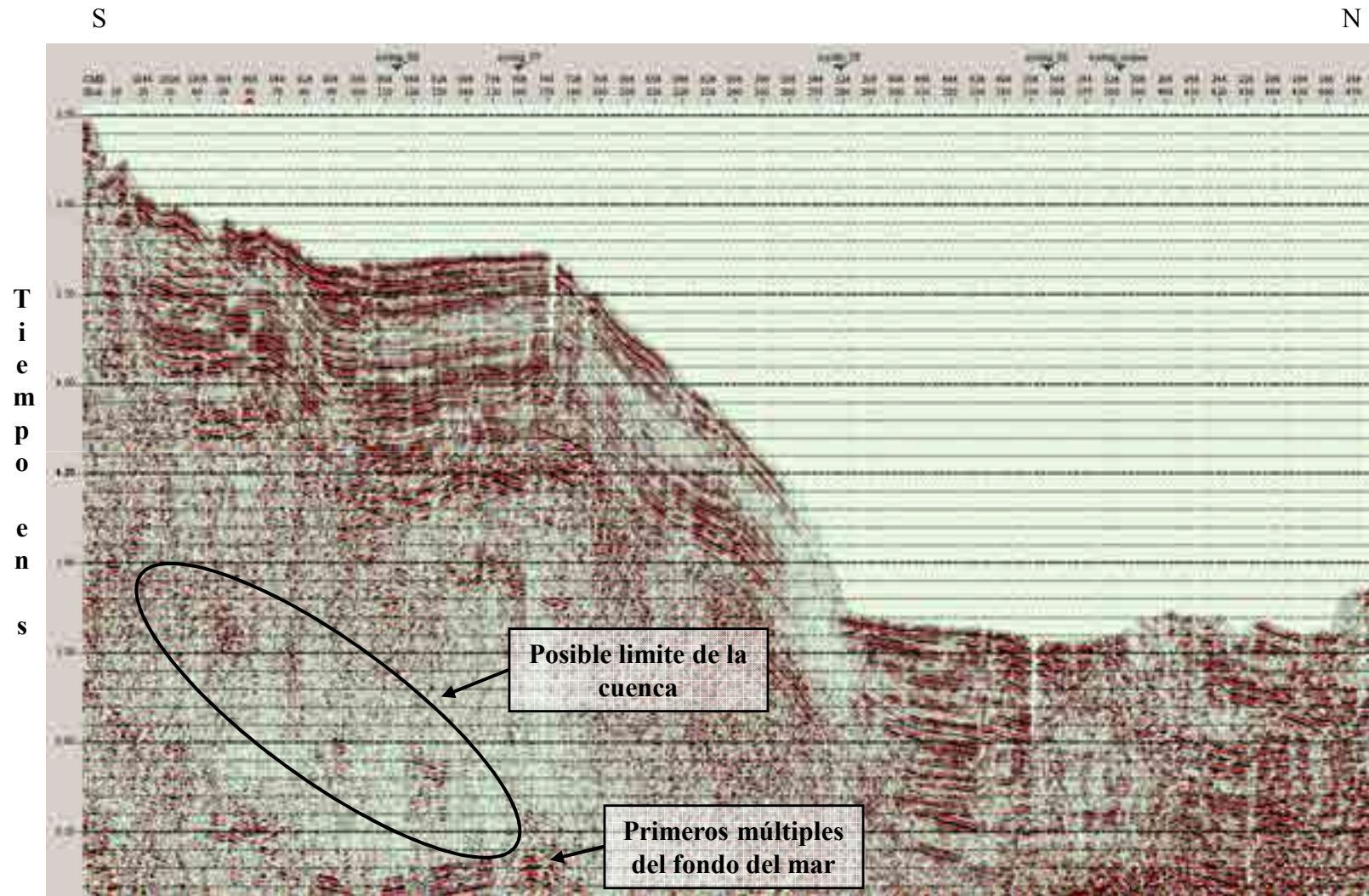


Figura I-21: Línea sísmica CS01-146

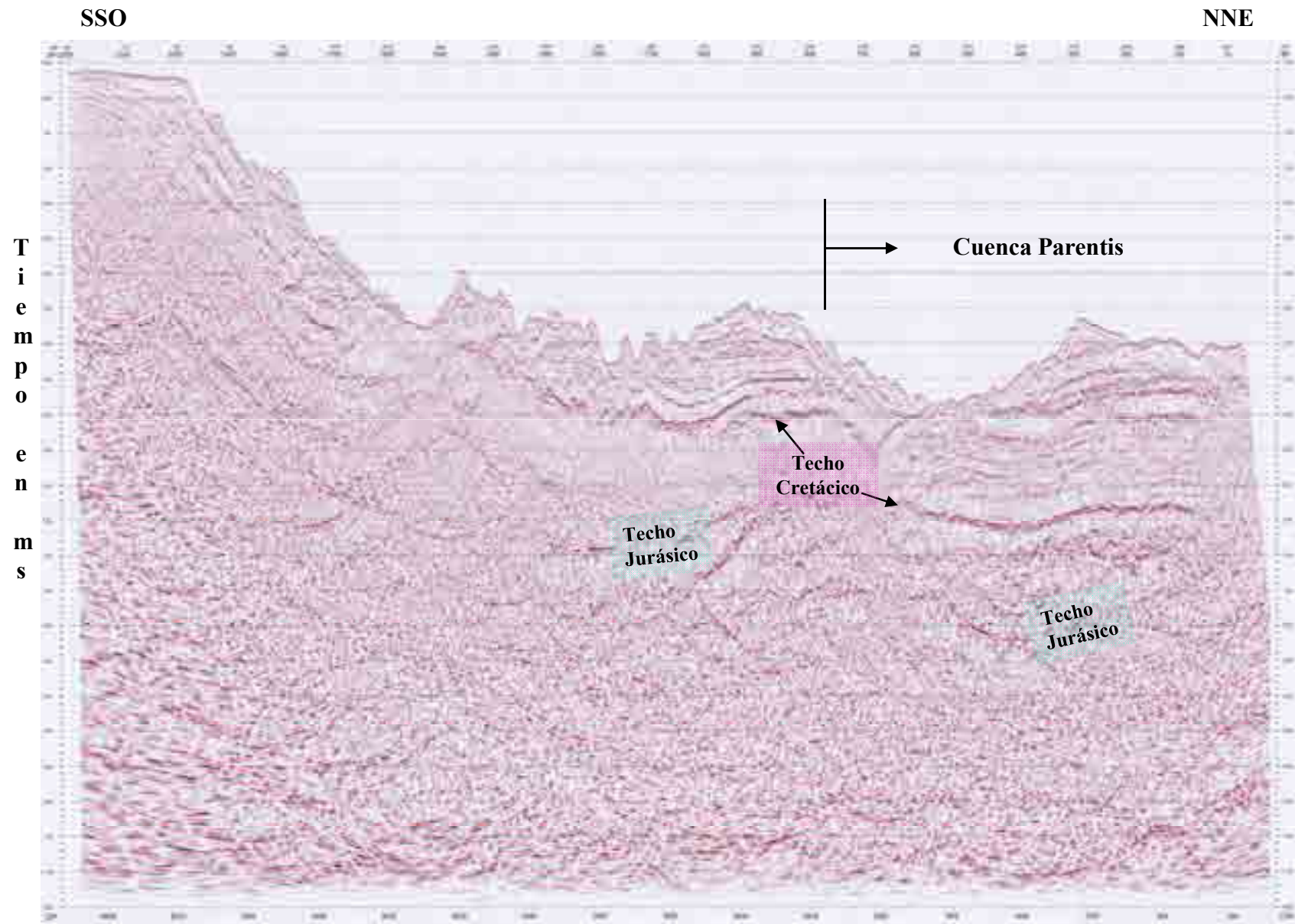


Figura I-22: Línea sísmica MARCONI 11

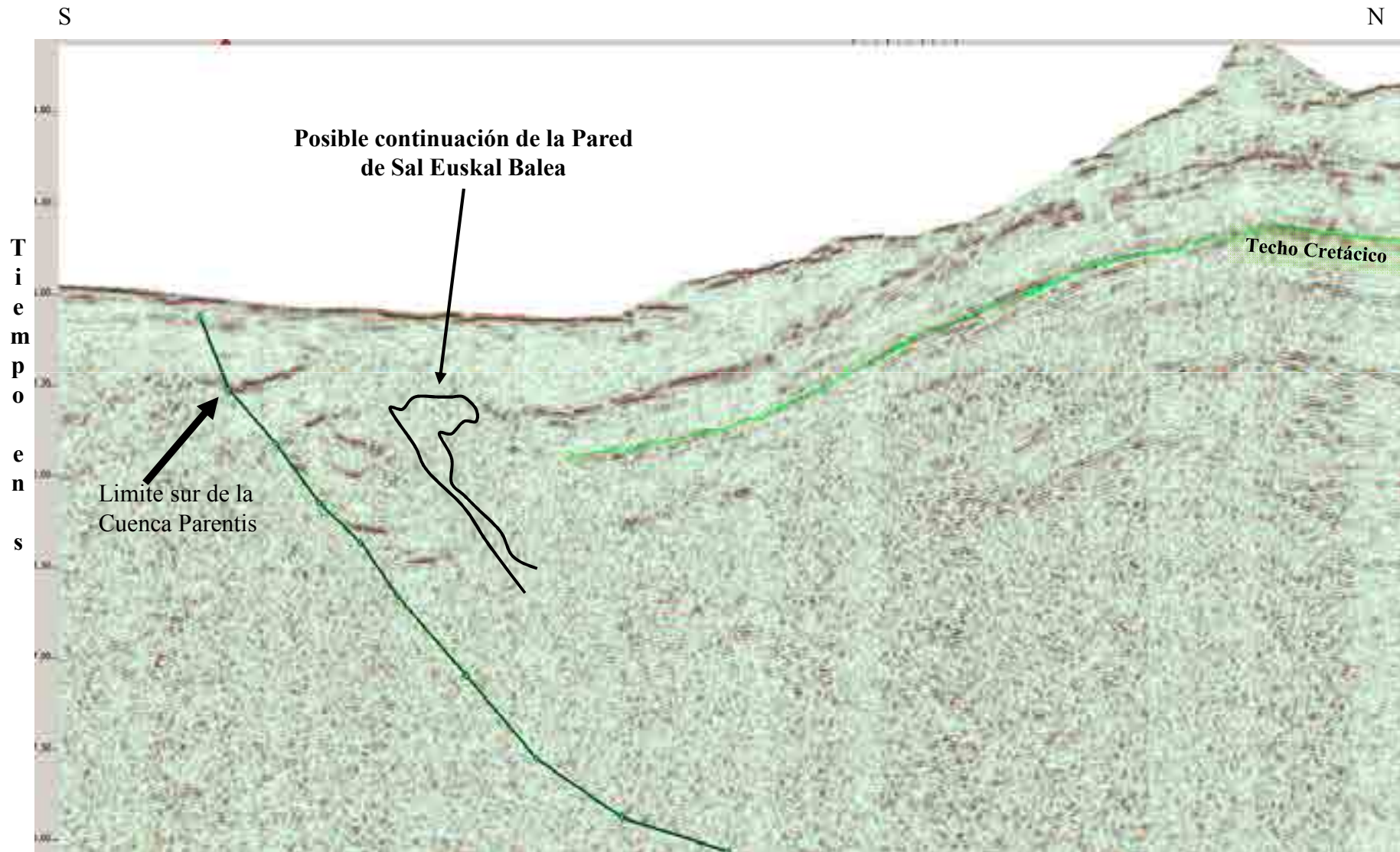




Figura I-23: Línea sísmica CS01-145

SSO

NNE

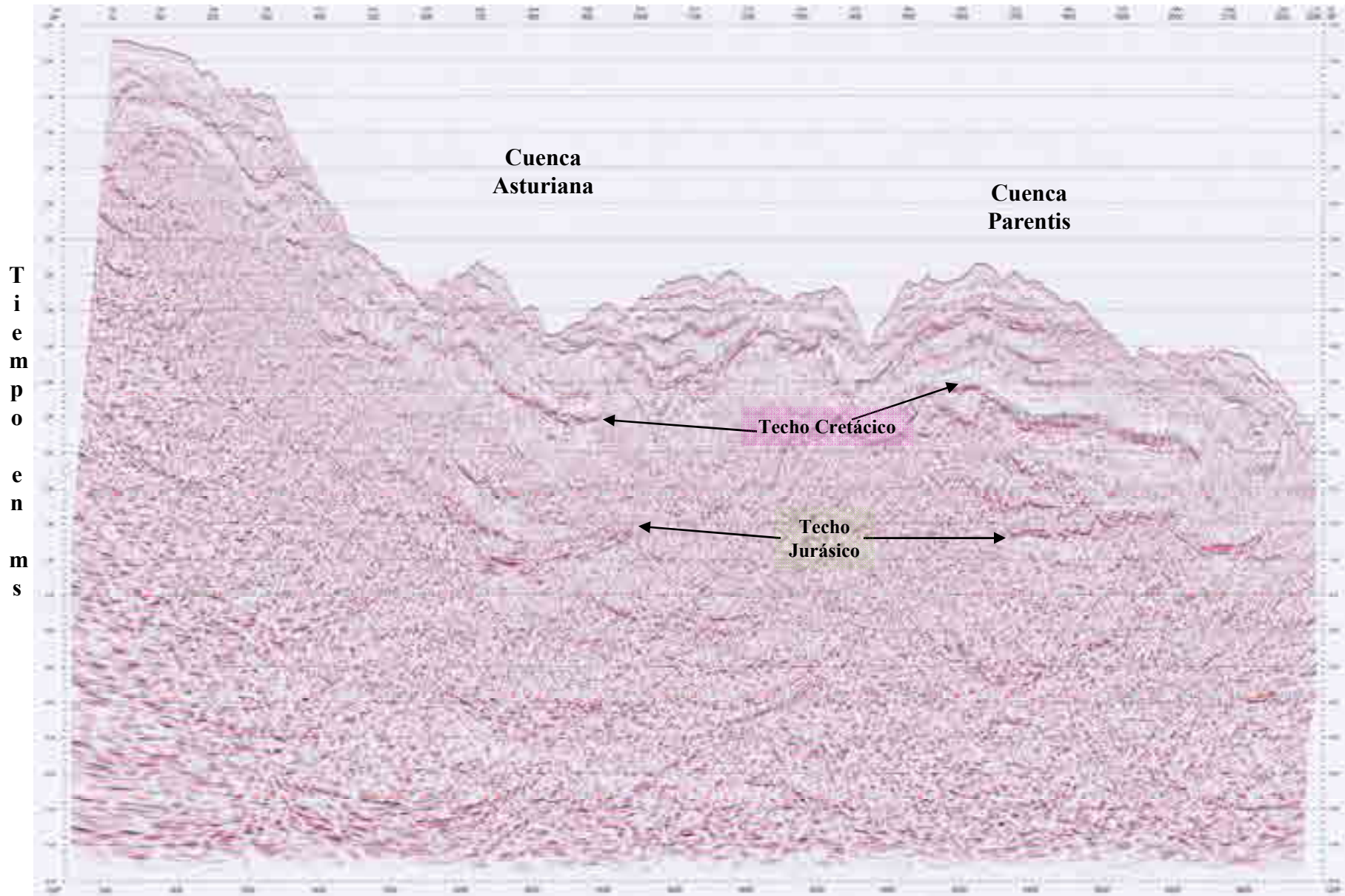


Figura I-24: Línea sísmica CS01-144

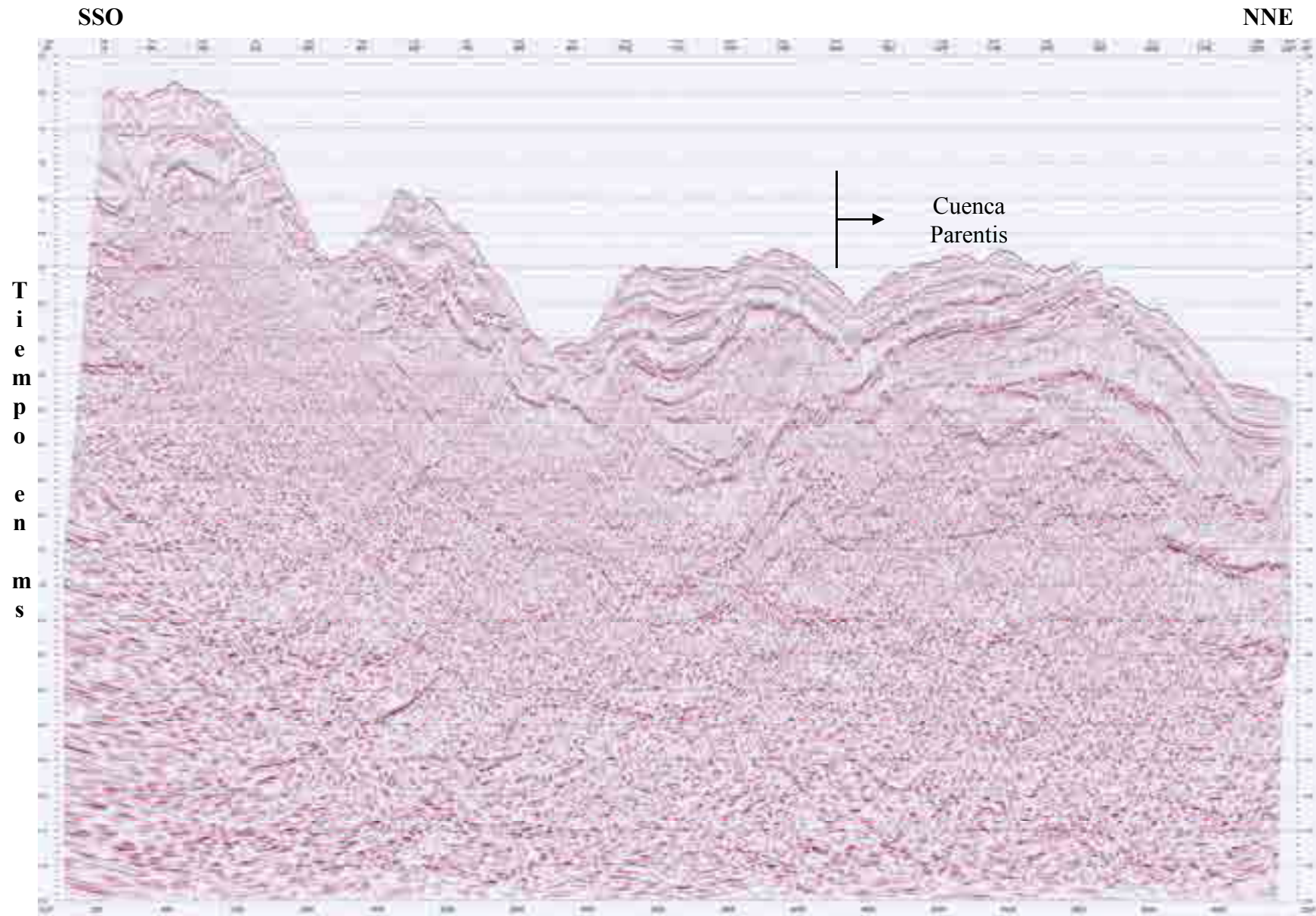


Figura I-25: Línea sísmica CS01-143

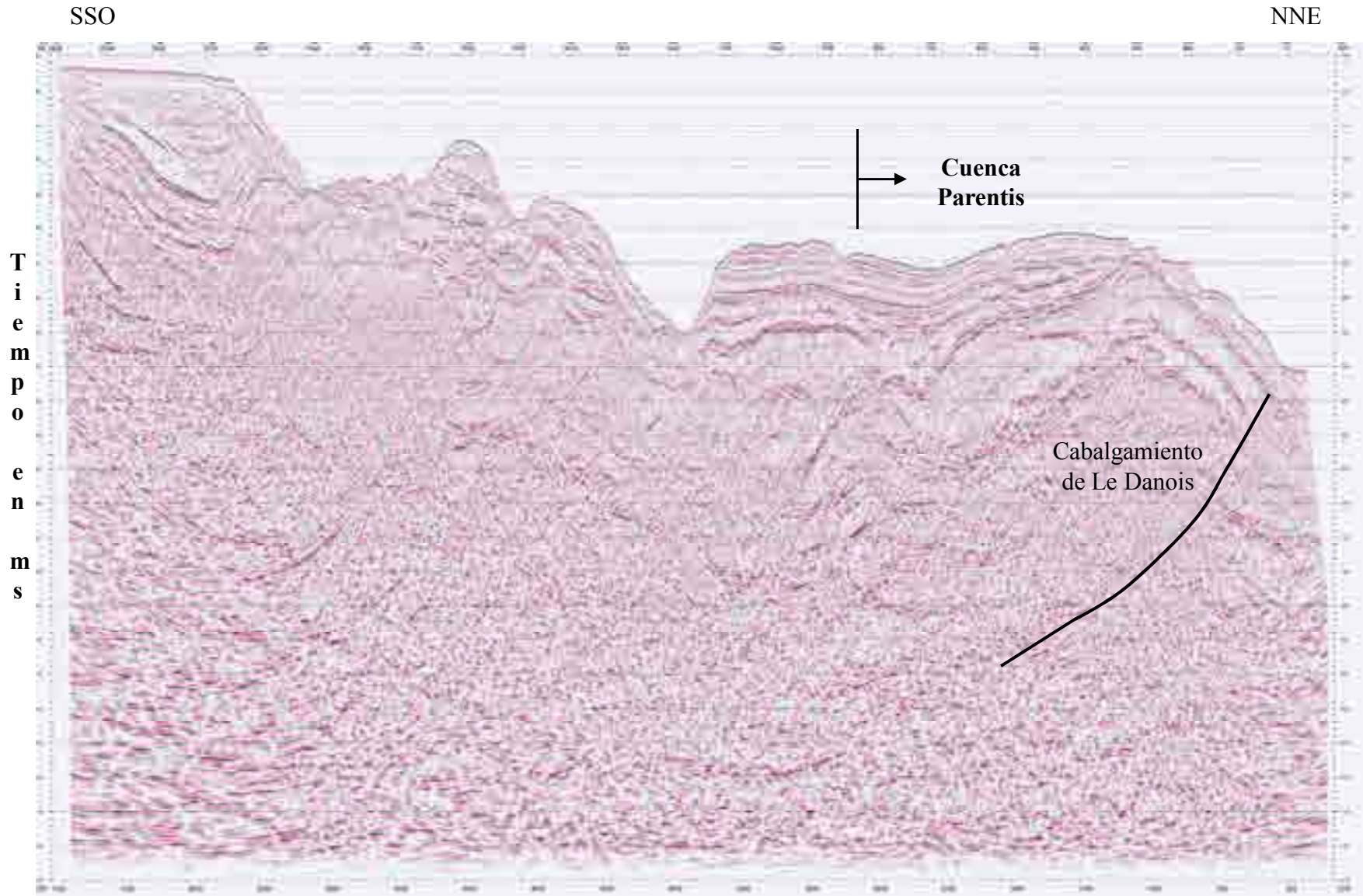


Figura I-26: Línea sísmica CS01-142

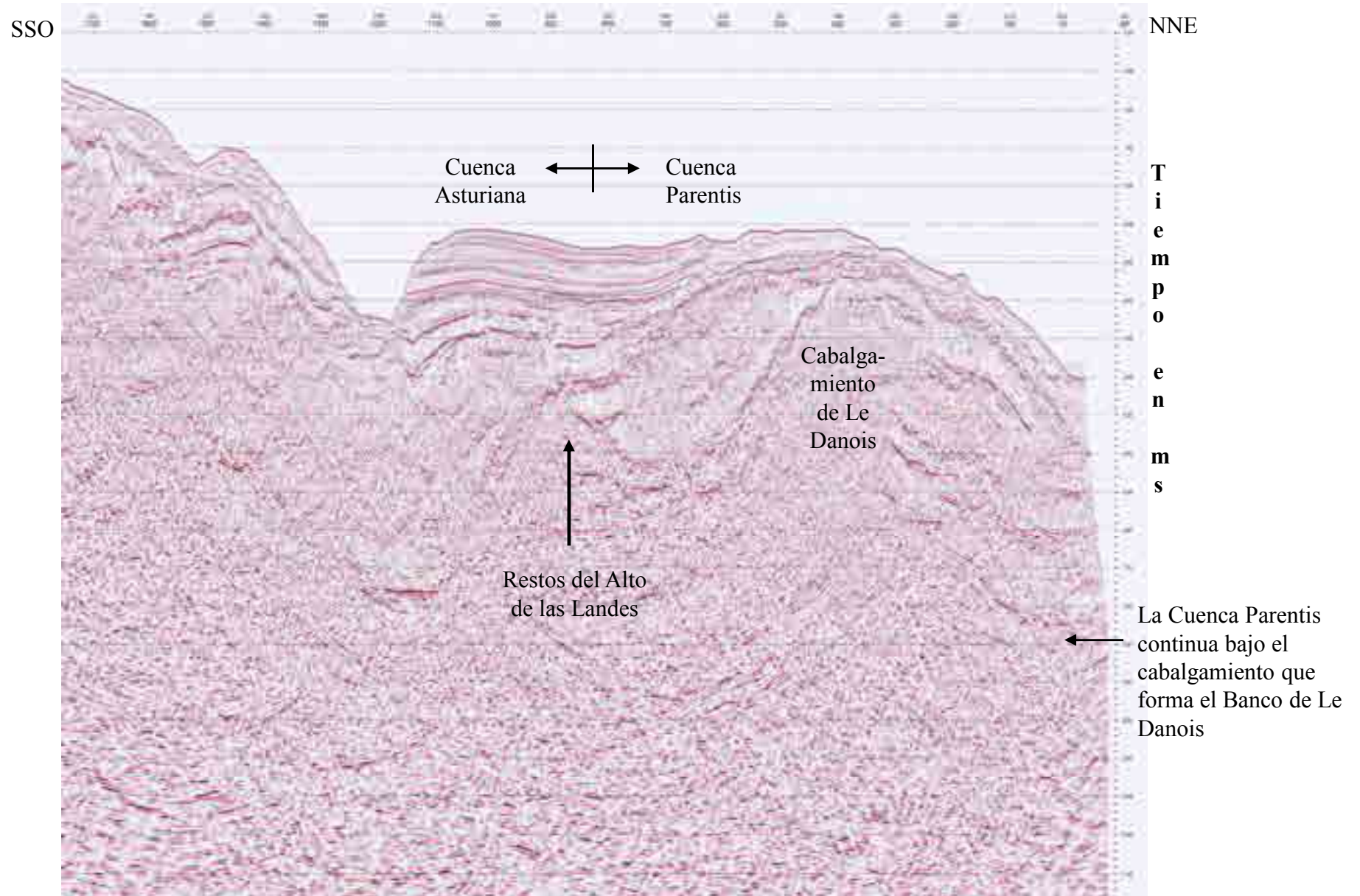


Figura I-27: Línea sísmica CS01-141

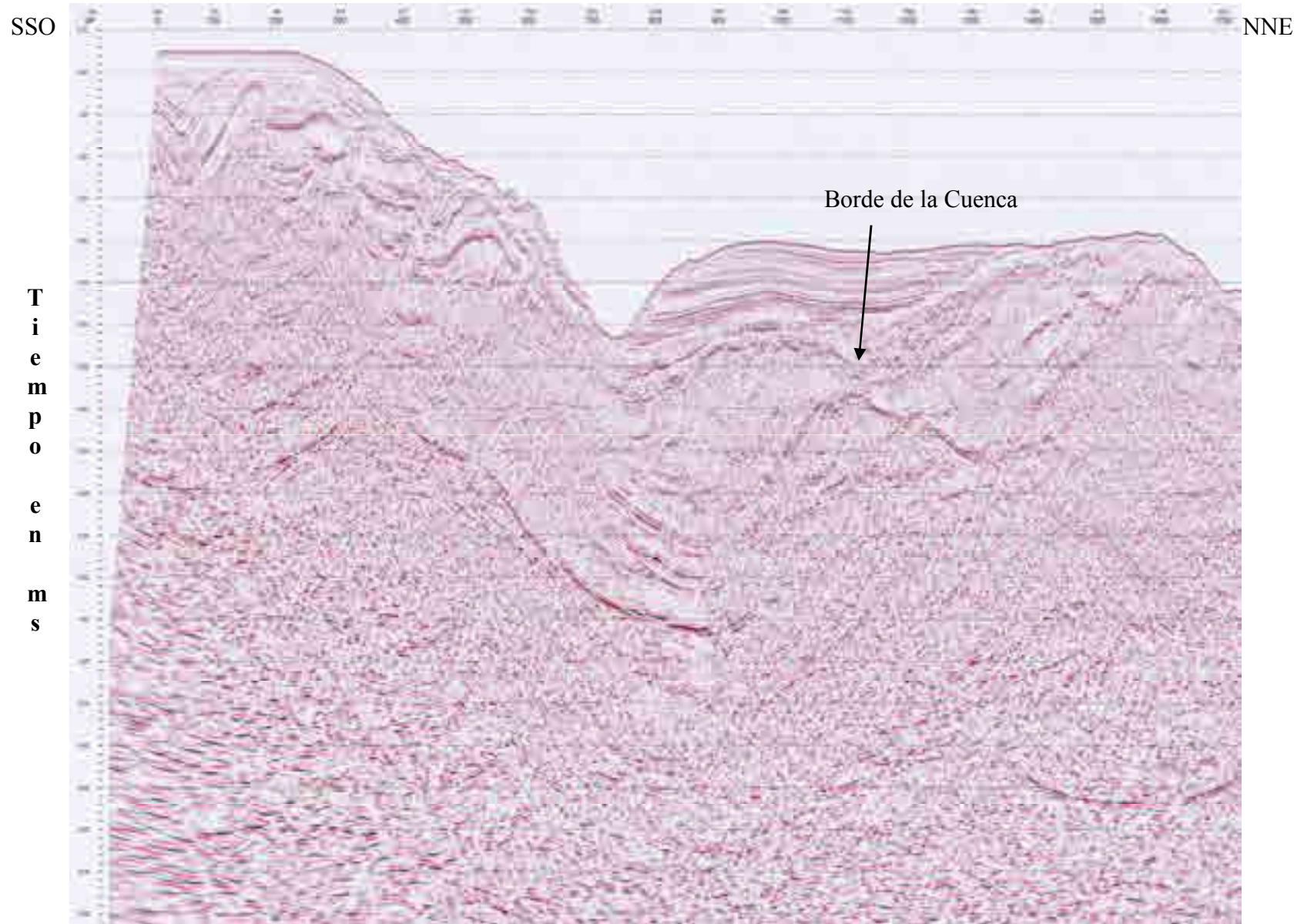


Figura I-28: Línea sísmica CS01-140

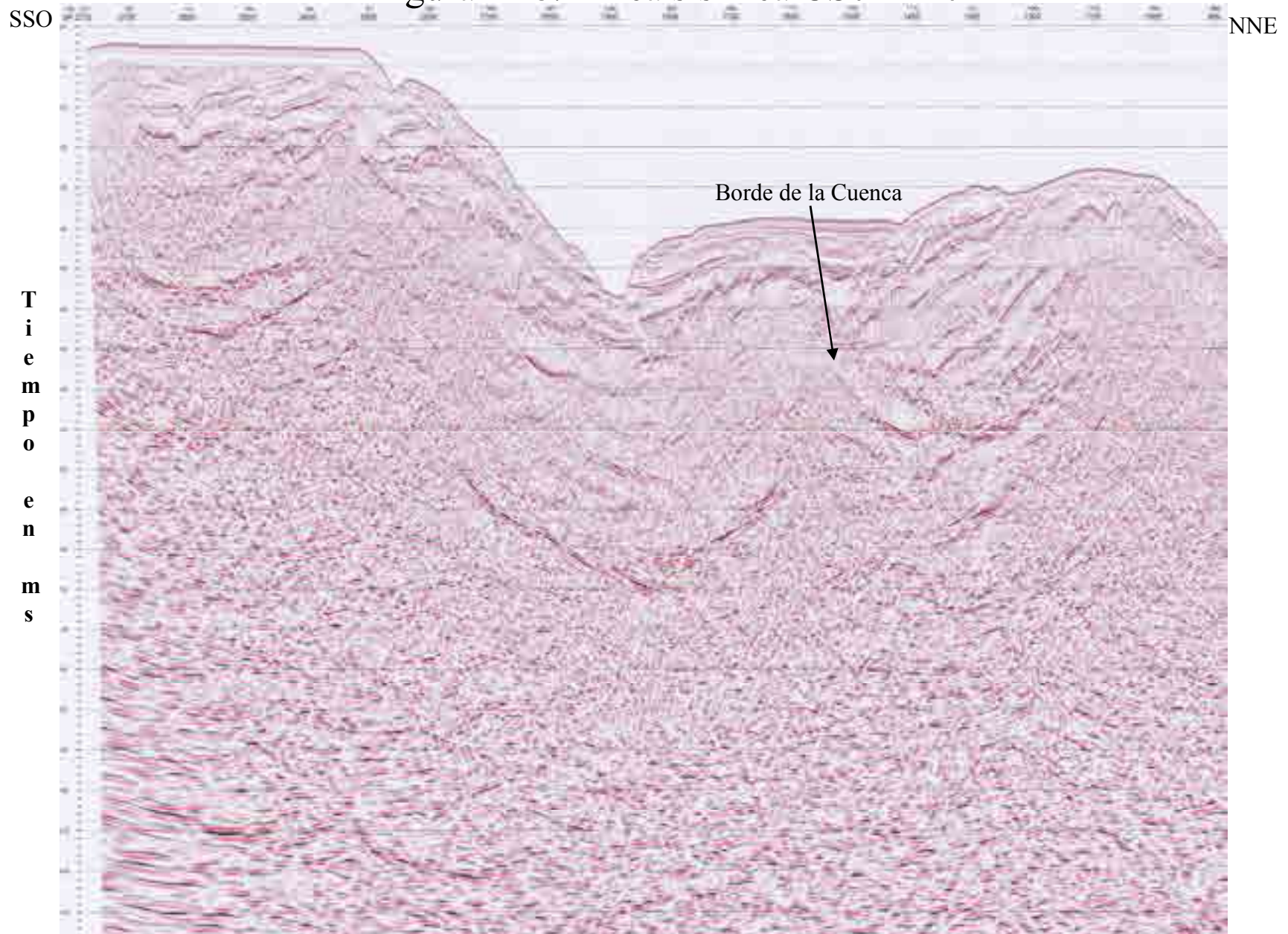


Figura I-29: Línea sísmica CS01-139

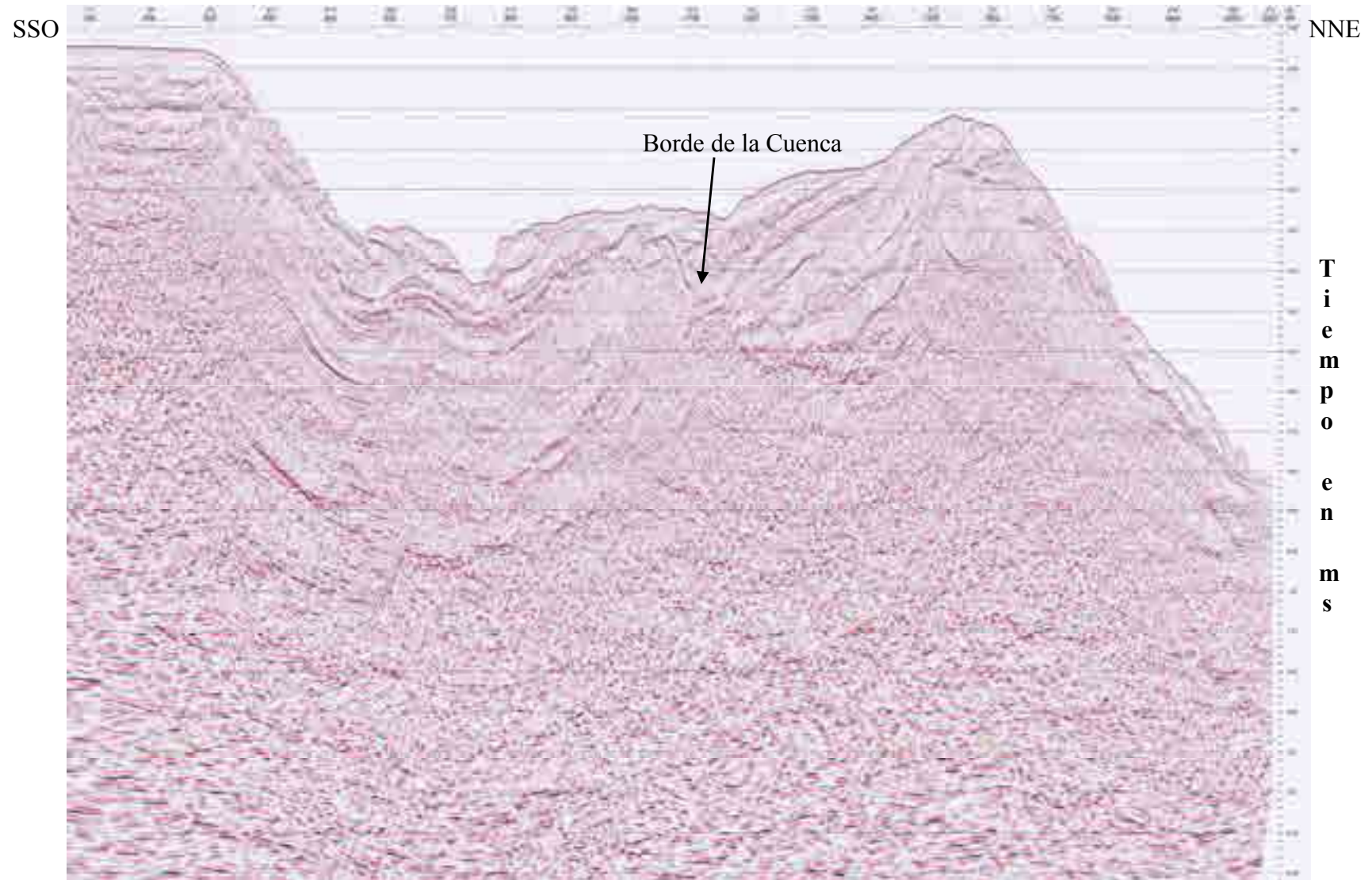


Figura I-30: Línea sísmica CS01-138

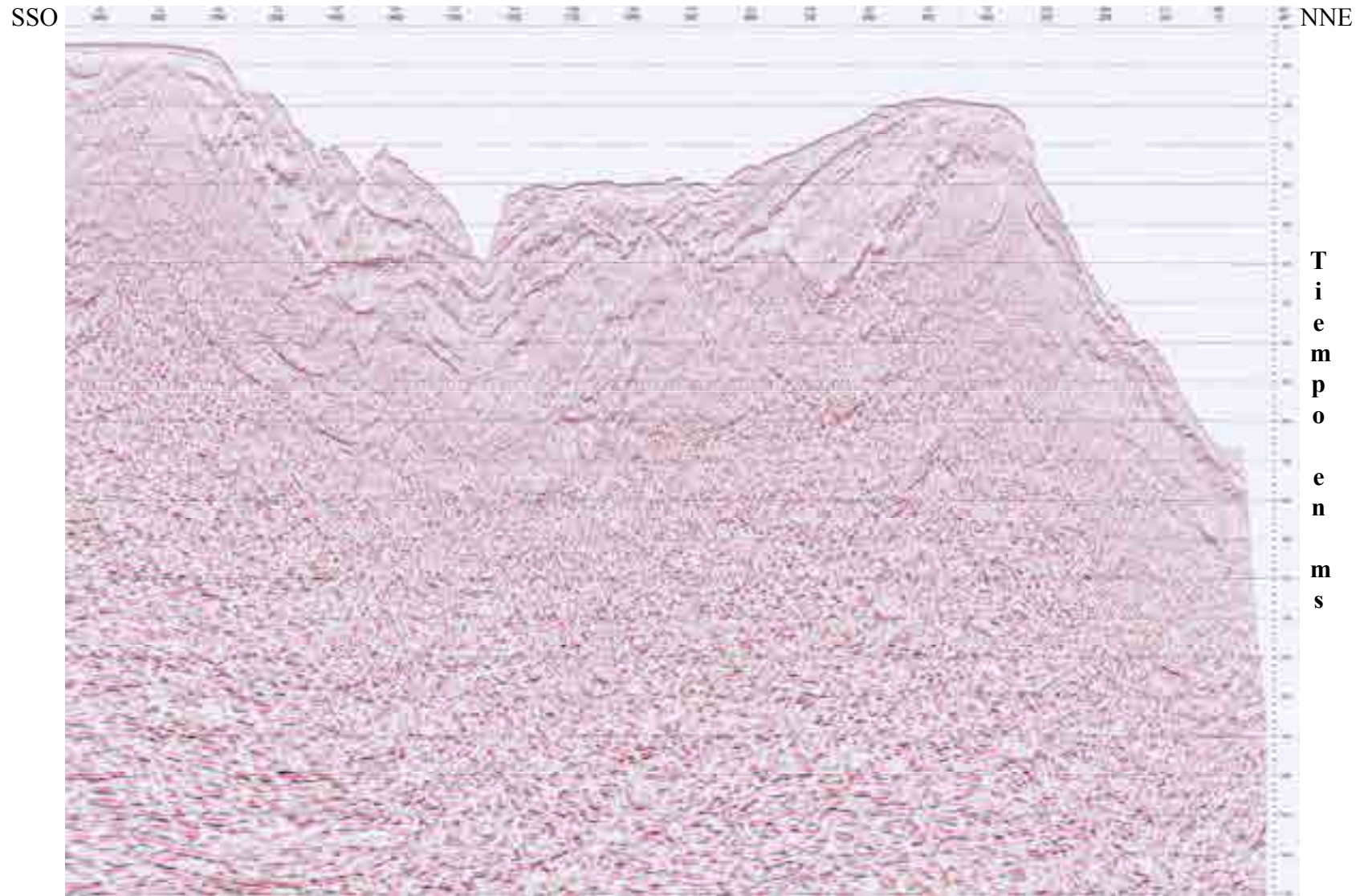
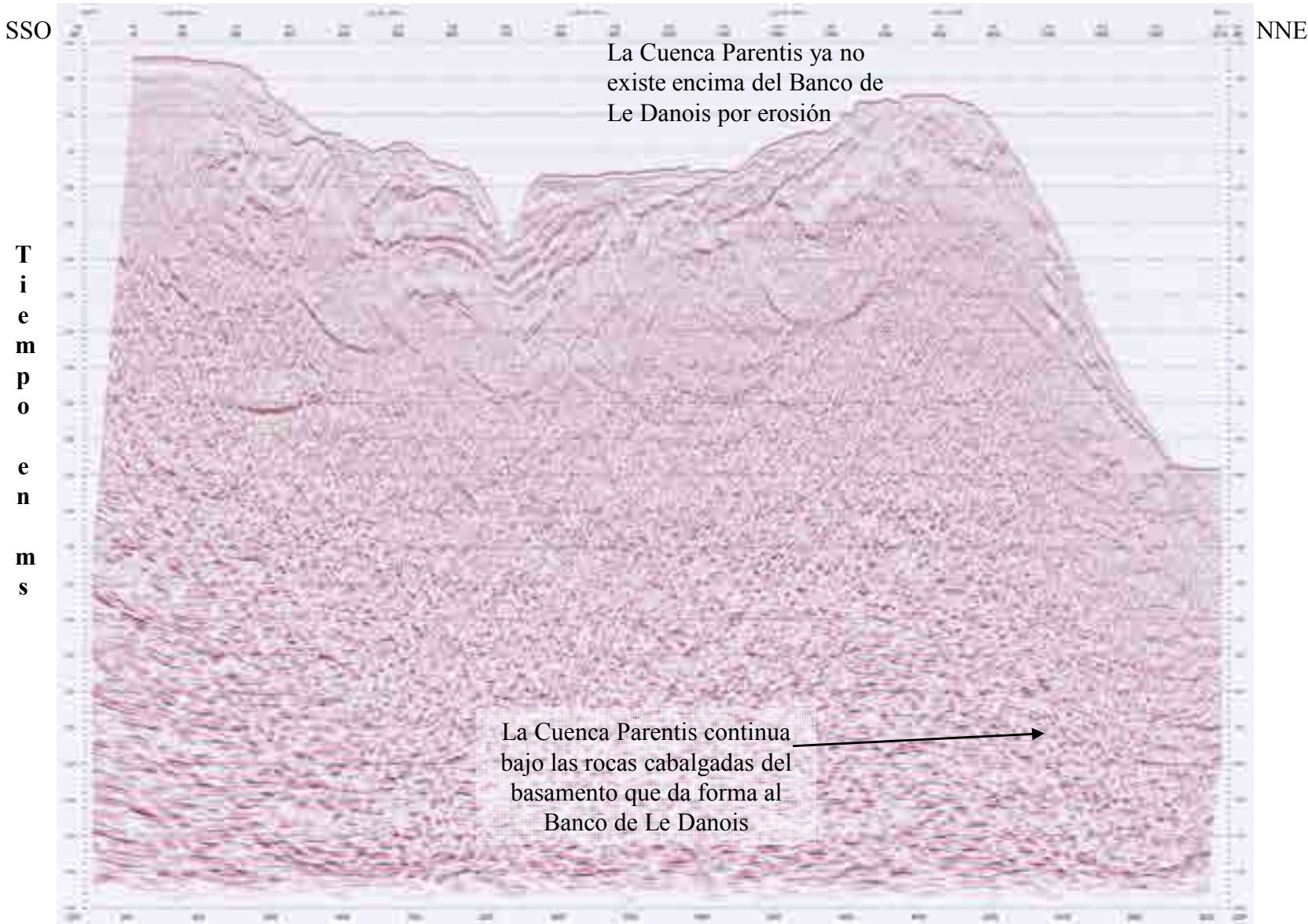
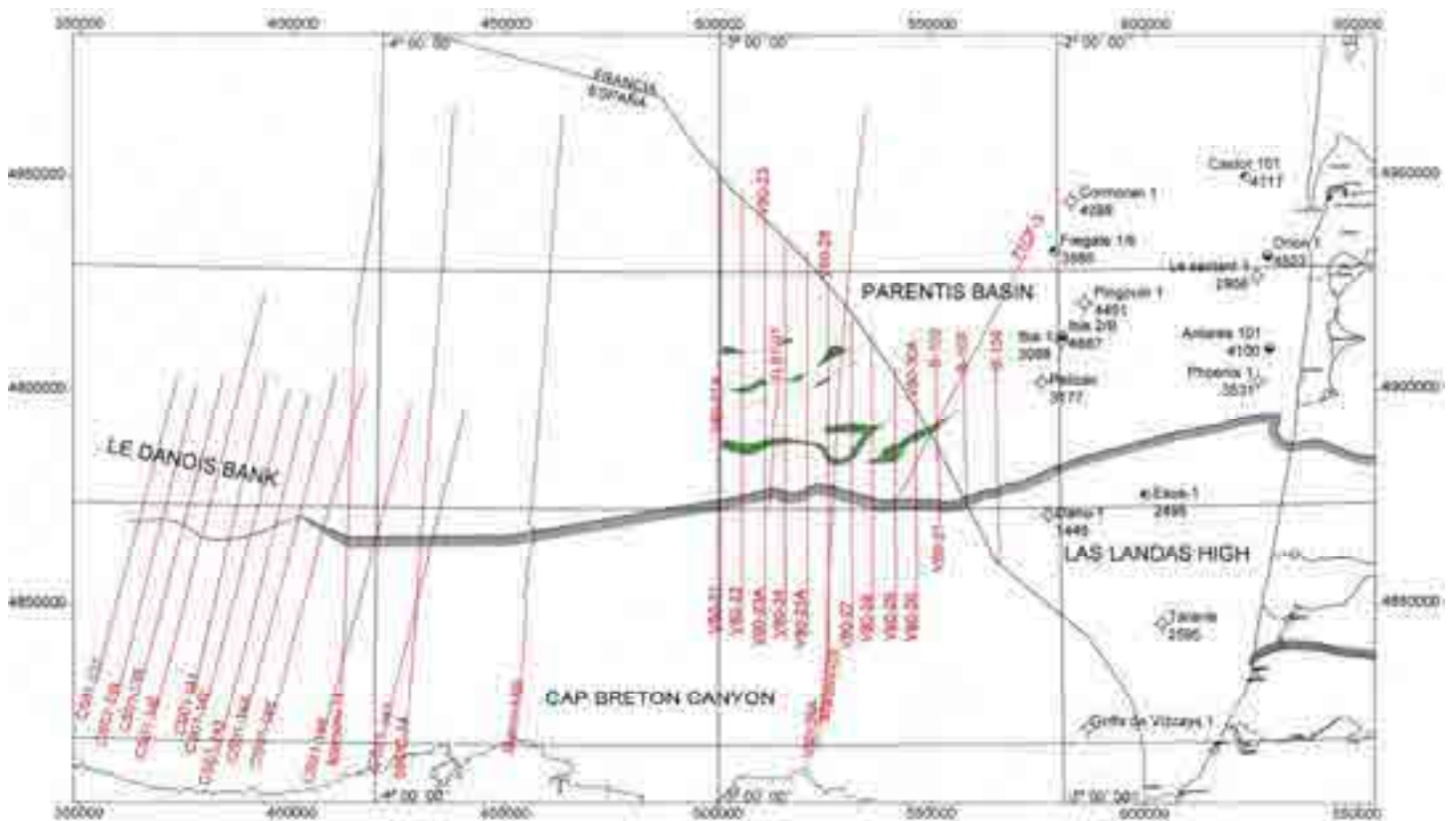




Figura I-31: Línea sísmica CS01-137

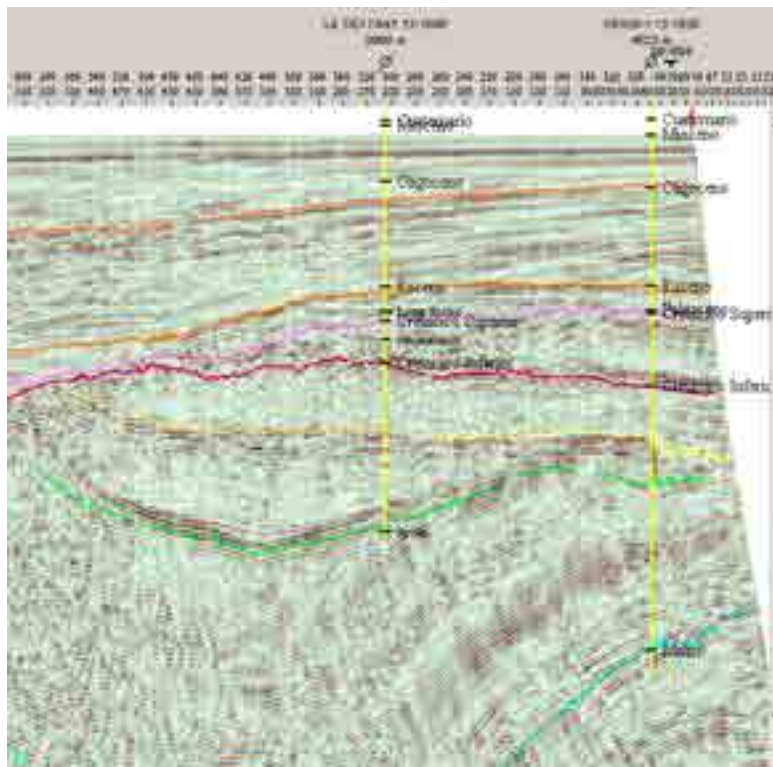


# APÉNDICE I



El borde sur de la Cuenca de Parentis en los datos sísmicos de reflexión  
PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS OFFSHORE

## APÉNDICE II



Calaje de horizontes sísmicos a niveles geológicos en los sondeos del Golfo de Vizcaya  
PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS OFFSHORE

# APENDICE II

CALAJE DE HORIZONTES SÍSMICOS A  
NIVELES GEOLÓGICOS EN LOS  
SONDEOS DEL GOLFO DE VIZCAYA

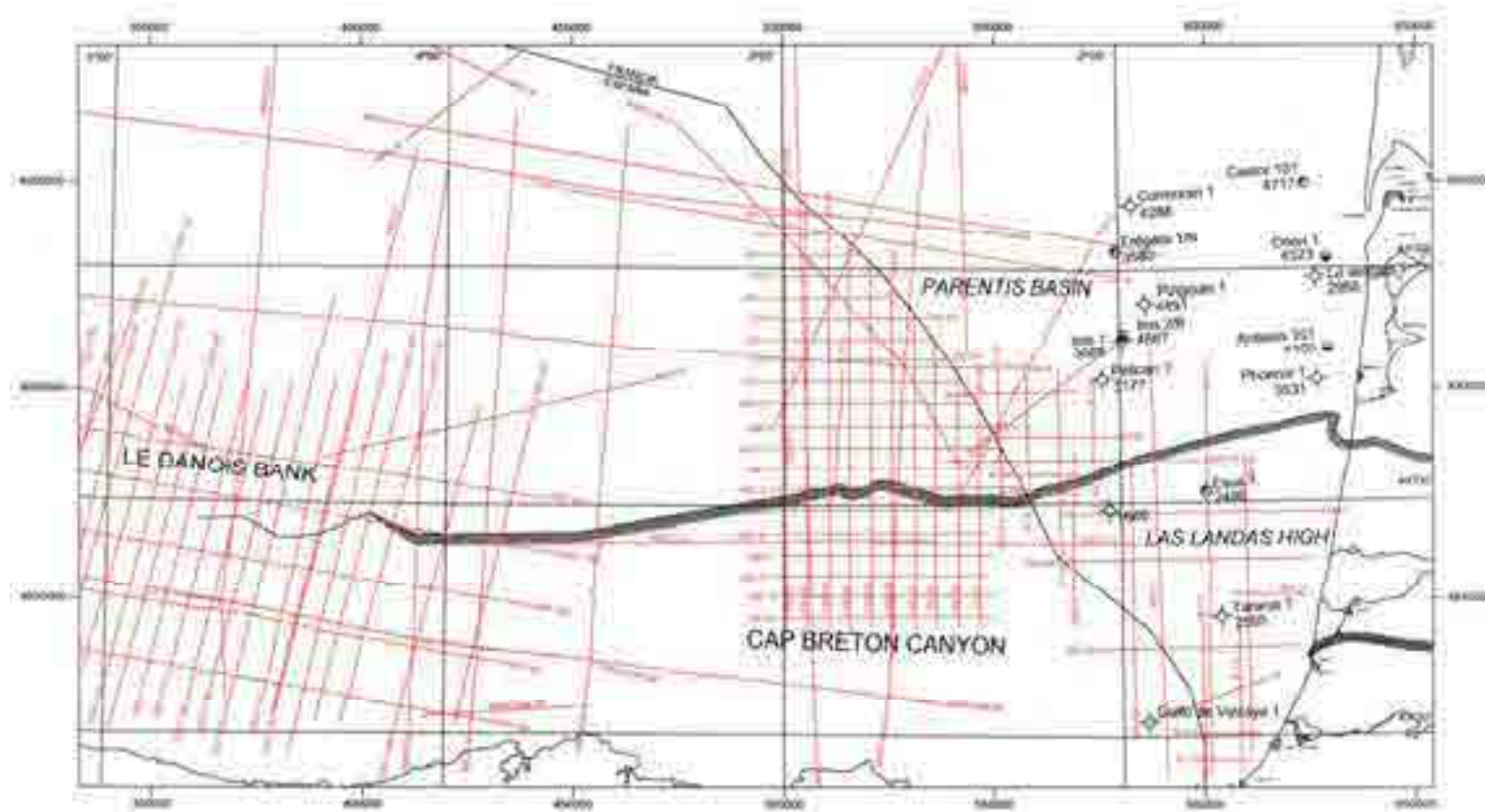
# INDICE

Mapa de la Localización de algunos Sondeos y Líneas Sísmicas en la Cuenca Parentis y el Alto de Las Landes

Leyenda

- Figura II-1: Ubicación de Orion 1 y Le Sextant 1
- Figura II-2: Orion 1 y Le Sextant 1 en la línea sísmica 81BOM-56
- Cuadro II-1: Relación tiempo-profundidad en Orion 1
- Figura II-3: Antares 101 en la línea sísmica 81BOM-22
- Cuadro II-2: Relación tiempo-profundidad en Antares 1
- Figura II-4: Phoenix 1 en la línea sísmica SG-451
- Cuadro II-3: Relación tiempo-profundidad en Phoenix 1
- Figura II-5: Ubicación de Fregate 1 bis y Cormoran 1
- Figura II-6: Fregate 1 bis y Cormoran 1 en la línea sísmica MM88-9C
- Cuadro II-4: Relación tiempo-profundidad en Fregate 1 bis
- Cuadro II-5: Relación tiempo-profundidad en Cormoran 1
- Figura II-7: Ubicación de Pingouin 1
- Figura II-8: Pingouin 1 en la línea sísmica 80GG-2
- Cuadro II-6: Relación tiempo-profundidad en Pingouin 1
- Figura II-9: Ubicación de Ibis 2
- Figura II-10: Ibis 2 en la línea sísmica 91MZM-4
- Cuadro II-7: Relación tiempo-profundidad en Ibis 2
- Figura II-11: Ubicación de Ibis 1
- Figura II-12: Ibis 1 en la línea sísmica MM88-9A
- Figura II-13: Ubicación de Pelican 1
- Figura II-14: Pelican 1 en la línea sísmica 81GG-4
- Cuadro II-8: Relación tiempo-profundidad en Pelican 1
- Figura II-15: Ubicación de Danu 1
- Figura II-16: Danu 1 en la línea sísmica MM88-2
- Cuadro II-9: Relación tiempo-profundidad en Danu 1
- Figura II-17: Ubicación de Taranis 1
- Figura II-18: Taranis 1 en la línea sísmica MM88-5
- Figura II-19: Golfo de Vizcaya 1

# MAPA DE LA LOCALIZACIÓN DE ALGUNOS SONDEOS Y LÍNEAS SÍSMICAS EN LA CUENCA PARENTIS Y EN EL ALTO DE LAS LANDES



# Leyenda

Color de la línea que representa el fondo del mar o el techo de una unidad geológica

	Fondo del Mar		Aptiense
	Plioceno		Aptiense Inferior
	Mioceno		Barremiense
	Oligoceno (Shell)		Neocomiense
	Oligoceno (ESSO)		Jurásico
	Eoceno 1		Lías
	Eoceno 2		Triásico
	Paleoceno		Paleozoico
	Cretácico		
	Cretácico Inferior		
	Albiense Medio		
	Albiense Inferior		Un horizonte podría aparecer en este color en vez de en su color real

Figura II-1: Ubicación de los sondeos Orion 1 y Le Sextant 1

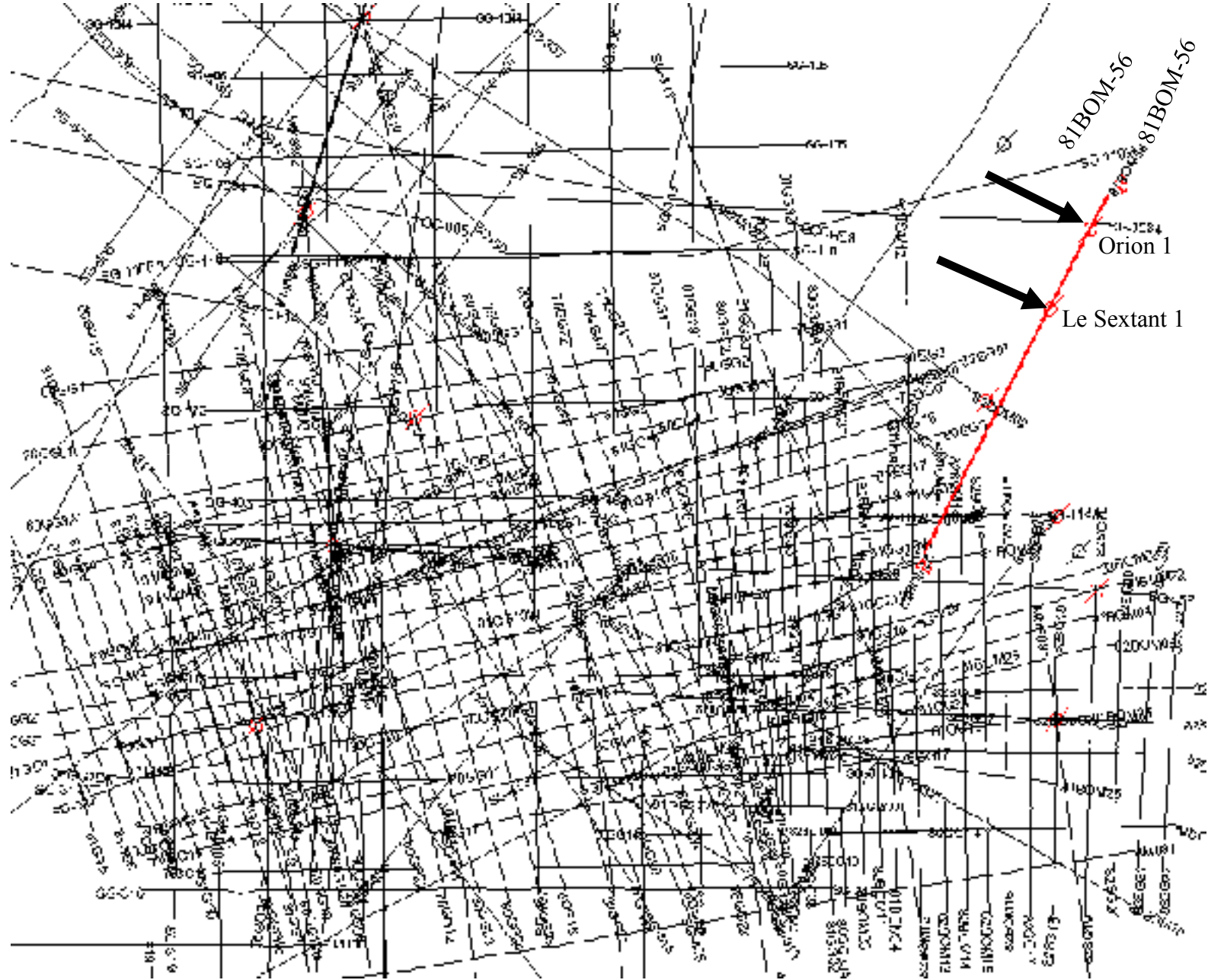
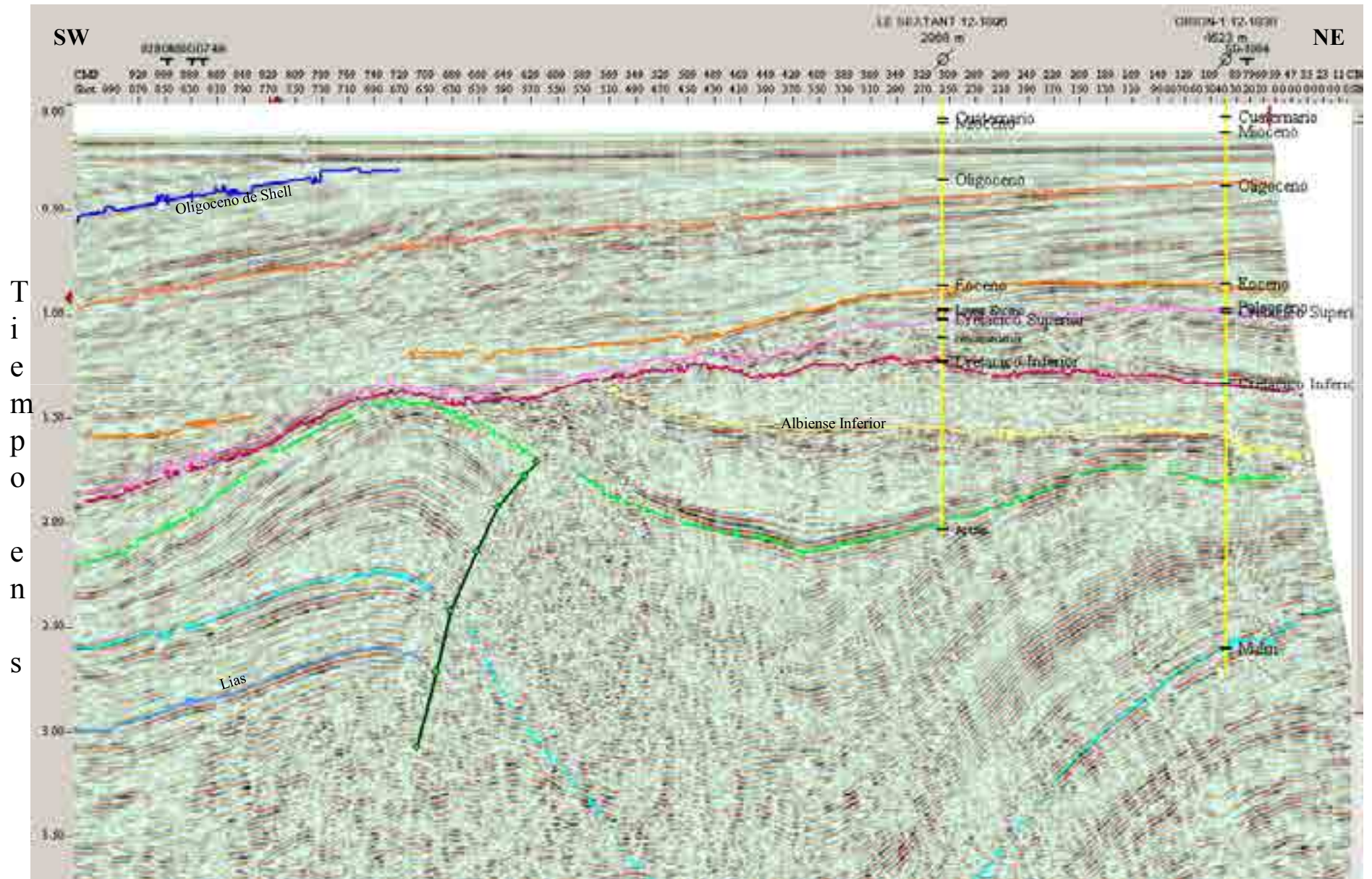




Figure II-2: Orion 1 y Le Sextant 1 en la línea sísmica 81BOM-56

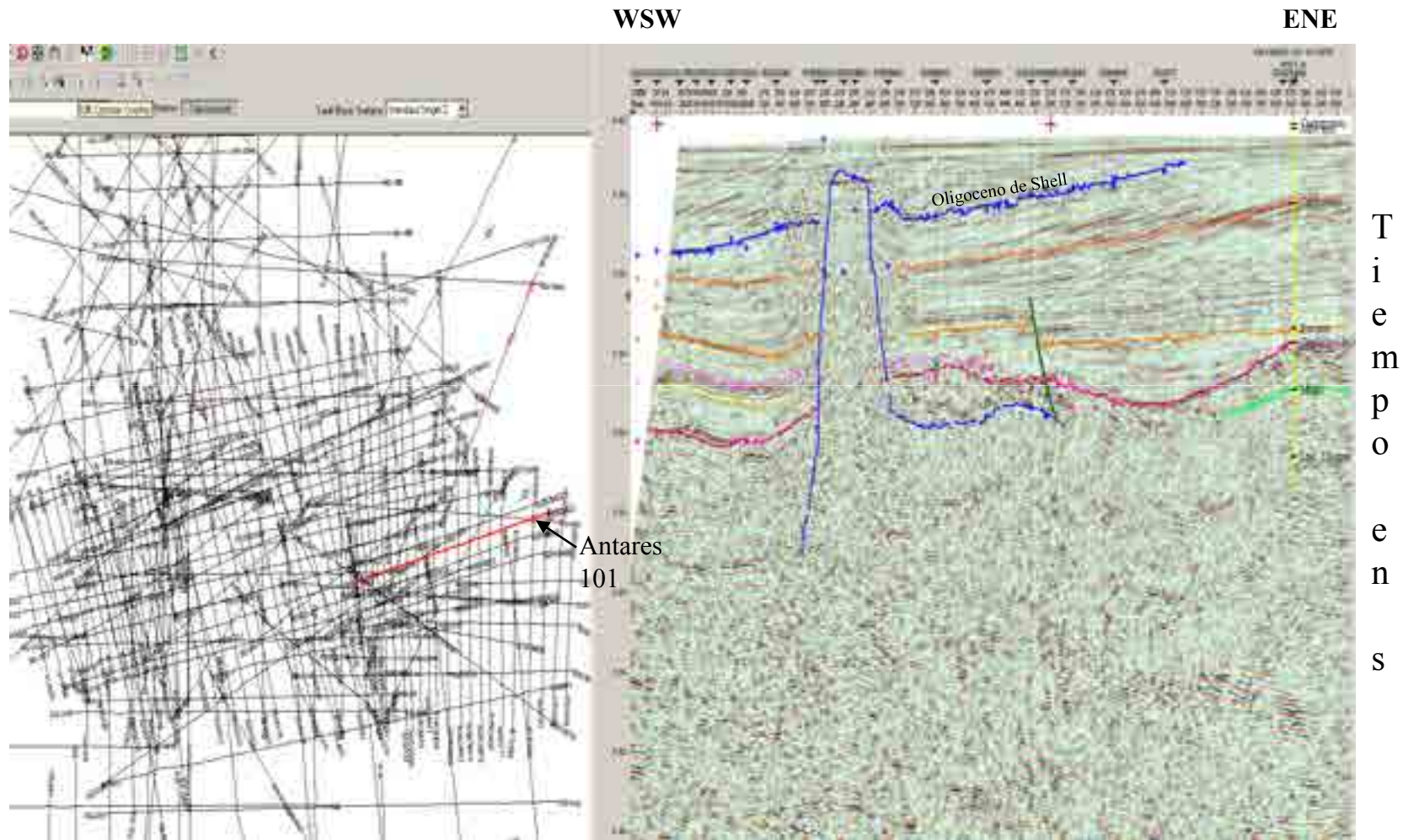


## Orion 1

Tiempos dobles (ms)	Profundidad vertical (m)
0.00	0.00
60.00	45.00
150.00	128.60
519.80	503.00
1027.00	1198.00
1264.80	1623.00
1851.00	2577.00
2114.00	3163.00

Cuadro II-1 Relación tiempo-profundidad en Orion 1

Figura II-3: El sondeo Antares 101 en la línea sísmica 81BOM-22



# Antares 1

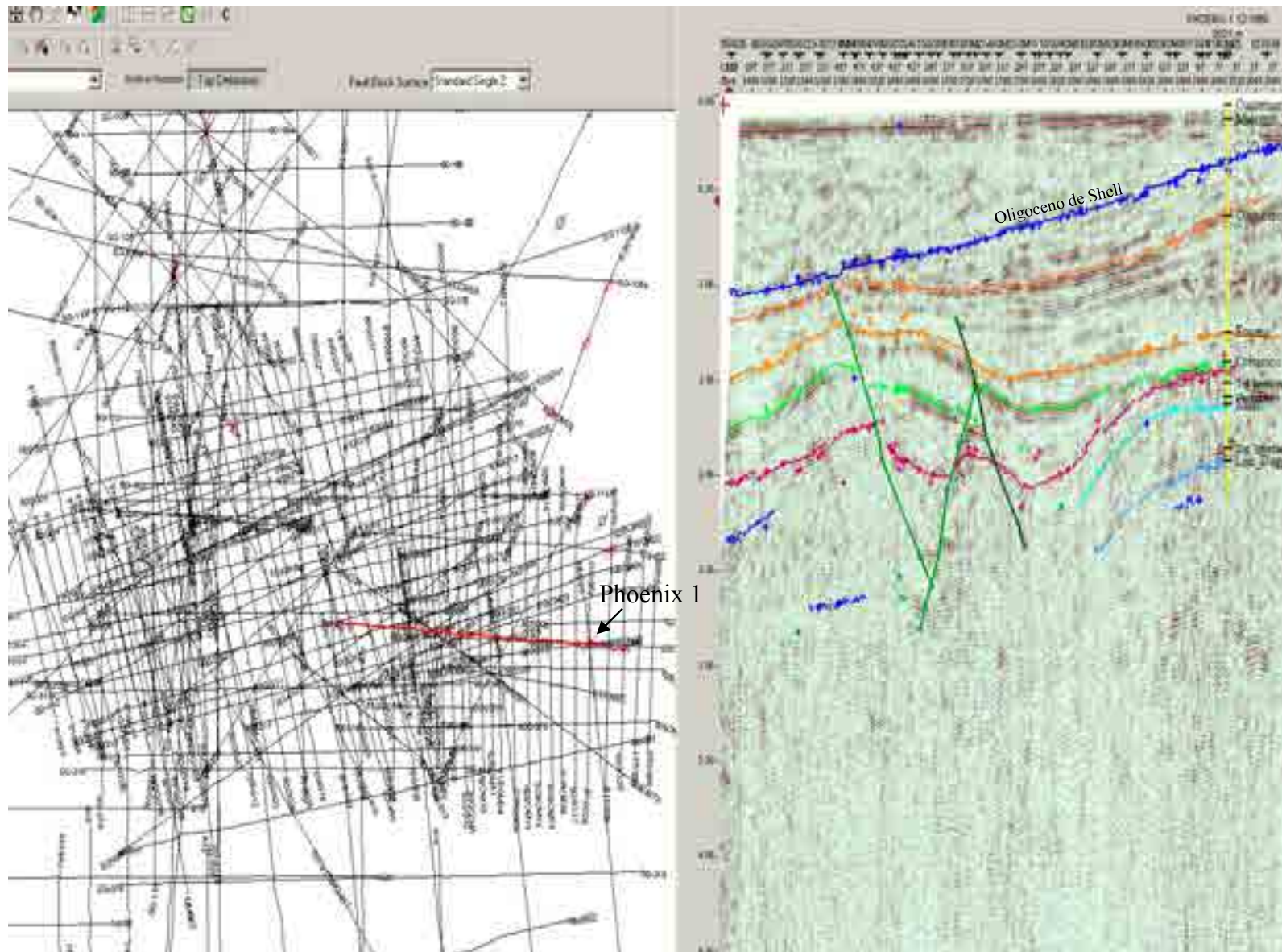
## Tiempos dobles (ms)

0.00	0.00
101.32	76.00
217.94	188.26
279.64	244.75
377.44	339.40
449.52	414.70
507.78	475.64
566.90	545.43
632.20	627.23
770.28	797.08
885.70	944.51
940.22	1020.47
1026.90	1143.69
1094.68	1252.40
1205.24	1428.70
1267.56	1530.08
1360.38	1693.67
1423.82	1811.09
1440.68	1848.86
1468.84	1890.33
1493.62	1930.45
1517.32	1969.91
1544.10	2019.67
1554.70	2038.34
1581.80	2109.12
1626.88	2218.40
1638.70	2239.32
1646.42	2269.98
1704.76	2424.59
1729.14	2488.09
1751.56	2526.93
1782.84	2586.85
1792.74	2617.99
1801.64	2644.73
1832.22	2719.38
1867.24	2818.67
1892.76	2891.35
1932.02	3003.07
1972.06	3116.29
2001.26	3193.20
2038.06	3290.73

## Profundidad vertical (m)

### Cuadro II-2 Relación tiempo-profundidad en Antares 1

Figure II-4: El sondeo Phoenix 1 en la línea sísmica SG-451



T  
i  
e  
m  
p  
o  
e  
n  
s

# Phoenix 1

Tiempos dobles (ms)

Profundidad (m)

0.00	0.00
54.66	41.00
199.82	168.71
276.36	239.26
361.16	313.48
424.44	363.01
519.10	462.39
587.20	538.13
641.96	614.14
680.06	662.11
759.12	759.67
831.24	858.97
905.10	960.60
971.24	1059.56
1039.94	1160.74
1099.98	1256.98
1224.56	1460.75
1282.52	1560.04
1334.72	1658.99
1395.28	1765.39
1439.40	1882.07
1475.22	1981.80
1516.52	2089.37
1535.70	2129.39
1564.90	2206.34
1613.44	2332.04
1631.20	2376.62
1661.14	2453.12
1697.64	2528.20
1736.02	2609.96
1774.12	2698.63
1795.32	2737.92
1820.10	2801.74
1837.52	2848.84
1849.68	2872.11
1878.16	2932.50
1911.94	2992.28
1935.64	3042.36
1950.08	3076.31
1963.02	3106.19
1987.60	3162.12
1996.96	3185.65
2009.94	3224.68
2024.40	3248.34
2049.62	3302.62
2088.84	3410.17

Cuadro II-3 Relación tiempo-profundidad en Phoenix 1

Figura II-5: Ubicación de los sondeos Fregate 1 bis y Cormorán 1

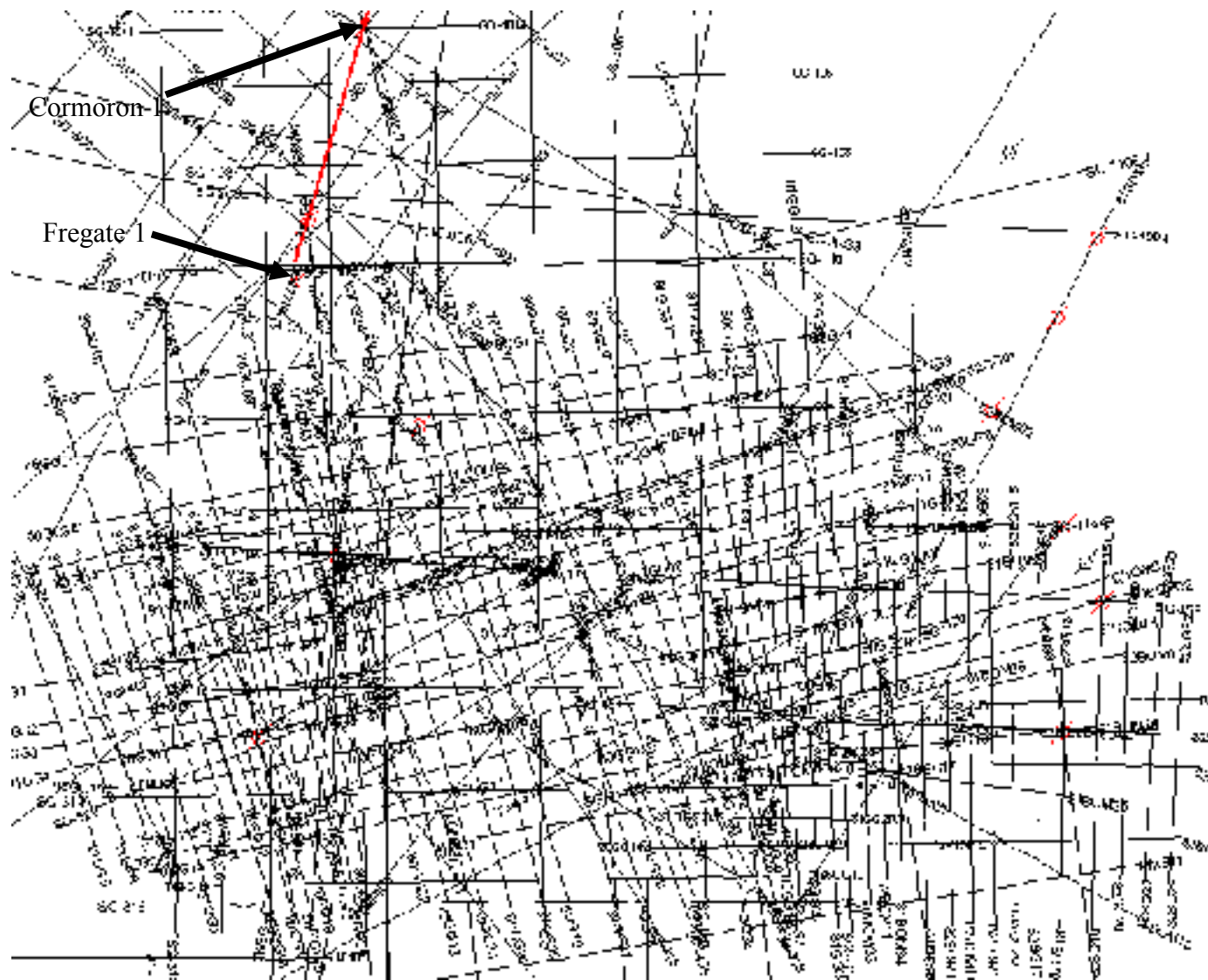
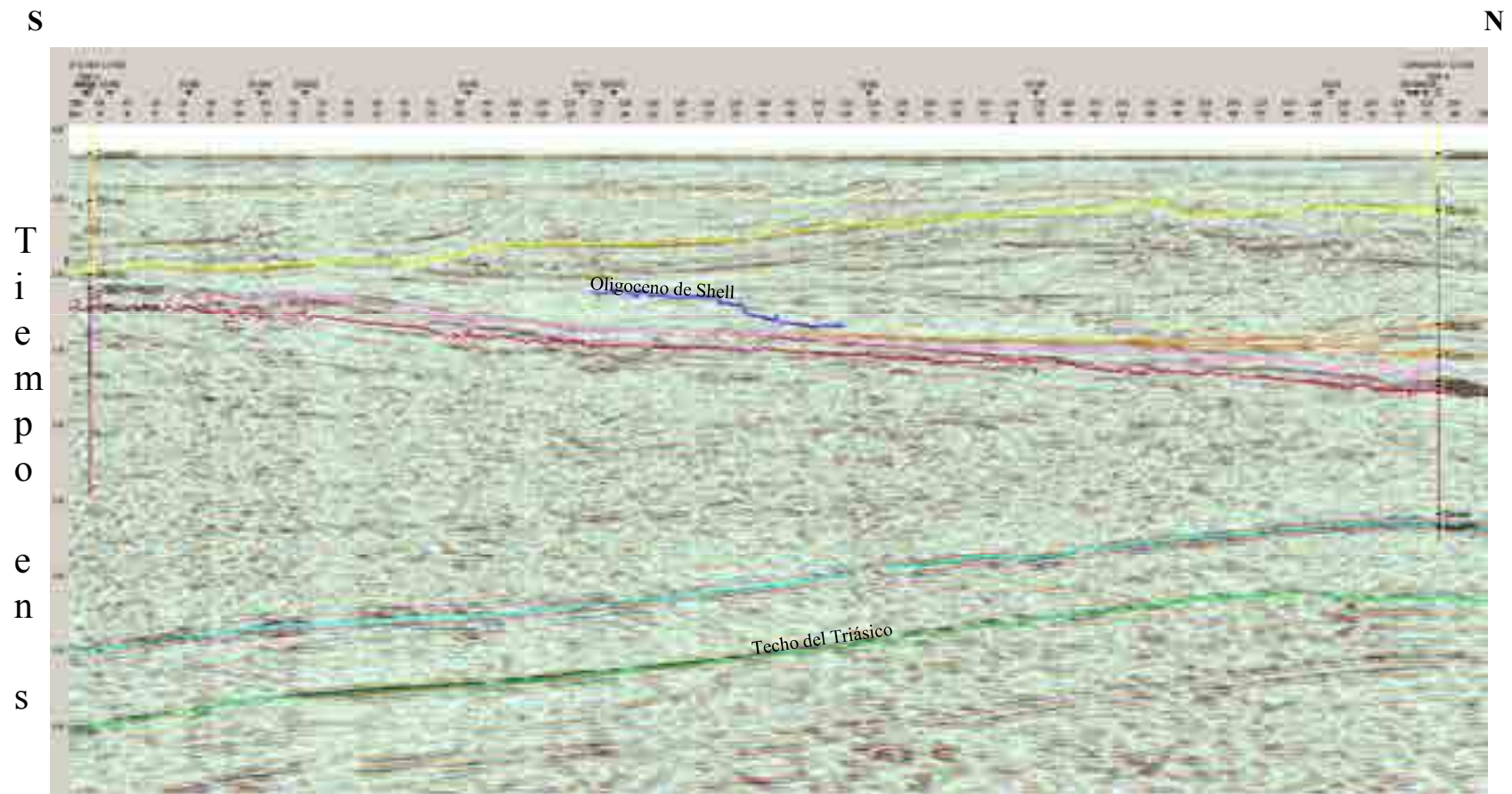


Figura II-6: Fregate 1 bis y Cormoran 1 en la línea sísmica MM88-9C





## Fregate 1 bis

Tiempos dobles (ms)	Profundidad vertical (m)
0.00	0.00
194.66	146.00
656.00	594.00
1030.40	1016.10
1104.00	1099.00
1150.00	1169.00
1224.00	1259.00
1300.00	1354.00
1404.00	1514.00
1524.00	1714.00
1616.00	1859.00
1744.00	2074.00
1856.00	2279.00
1976.00	2514.00
2070.00	2699.00
2184.00	2929.00
2280.00	3149.00
2376.00	3369.00
2456.00	3579.00

Cuadro II-4 Relación tiempo-profundidad en  
Fregate 1

## Cormoran 1

Tiempos dobles (ms)	Profundidad vertical (m)
0.00	0.00
194.00	145.50
710.00	669.00
1158.00	1169.00
1564.00	1754.00
1690.00	1959.00
1750.00	2079.00
1916.00	2344.00
2106.00	2719.00
2328.00	3169.00
2632.00	3869.00
2696.00	4079.00
2770.00	4269.00
2826.00	4449.00

Cuadro II-5 Relación tiempo-profundidad en  
Cormoran 1

Figure II-7: Ubicación del sondeo Pingouin 1

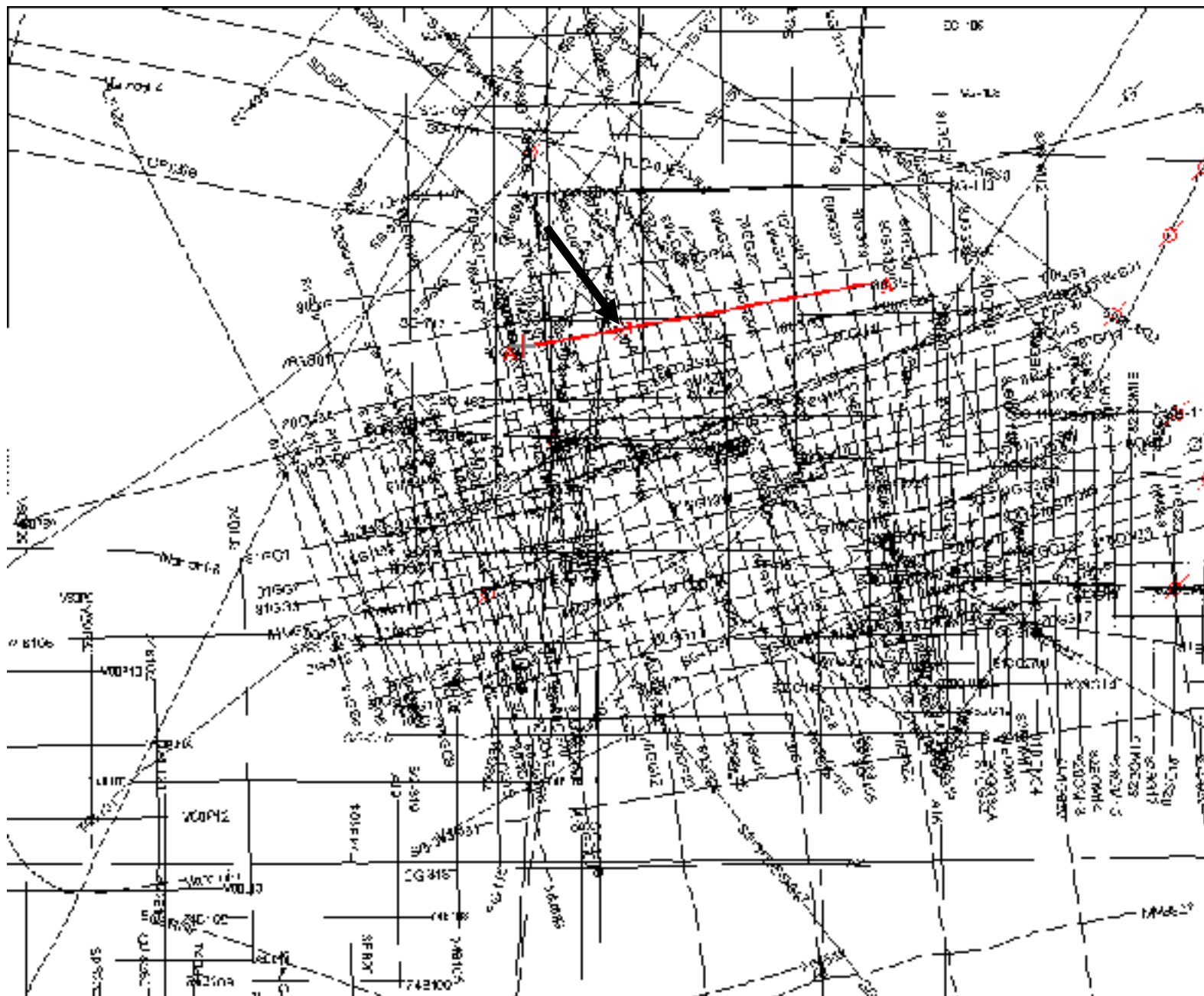
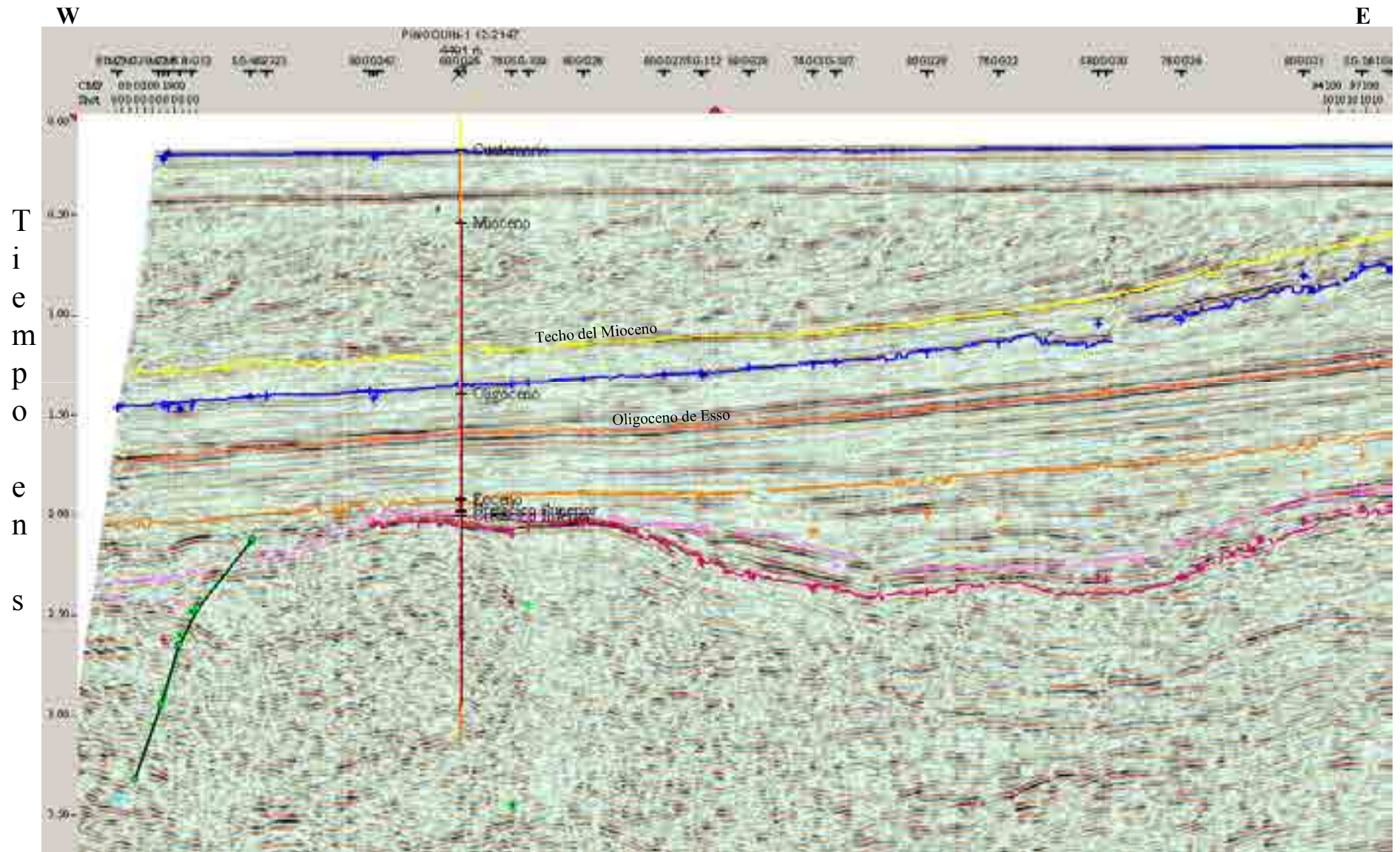


Figura II-8: El sondeo Pingouin 1 en la línea sísmica 80GG-2



## Pingouin 1

Tiempos dobles (ms)	Profundidad vertical (m)
0.00	0.00
176.00	132.00
532.00	482.50
1393.00	1419.00
1922.00	2267.00
1979.00	2374.50
1996.00	2406.50
2004.00	2416.50
2707.00	3601.50
2835.00	3847.50
3019.00	4224.50

Cuadro II-6 Relación tiempo-profundidad en  
Pingouin 1

Figure II-9: Ubicación del sondeo Ibis 2

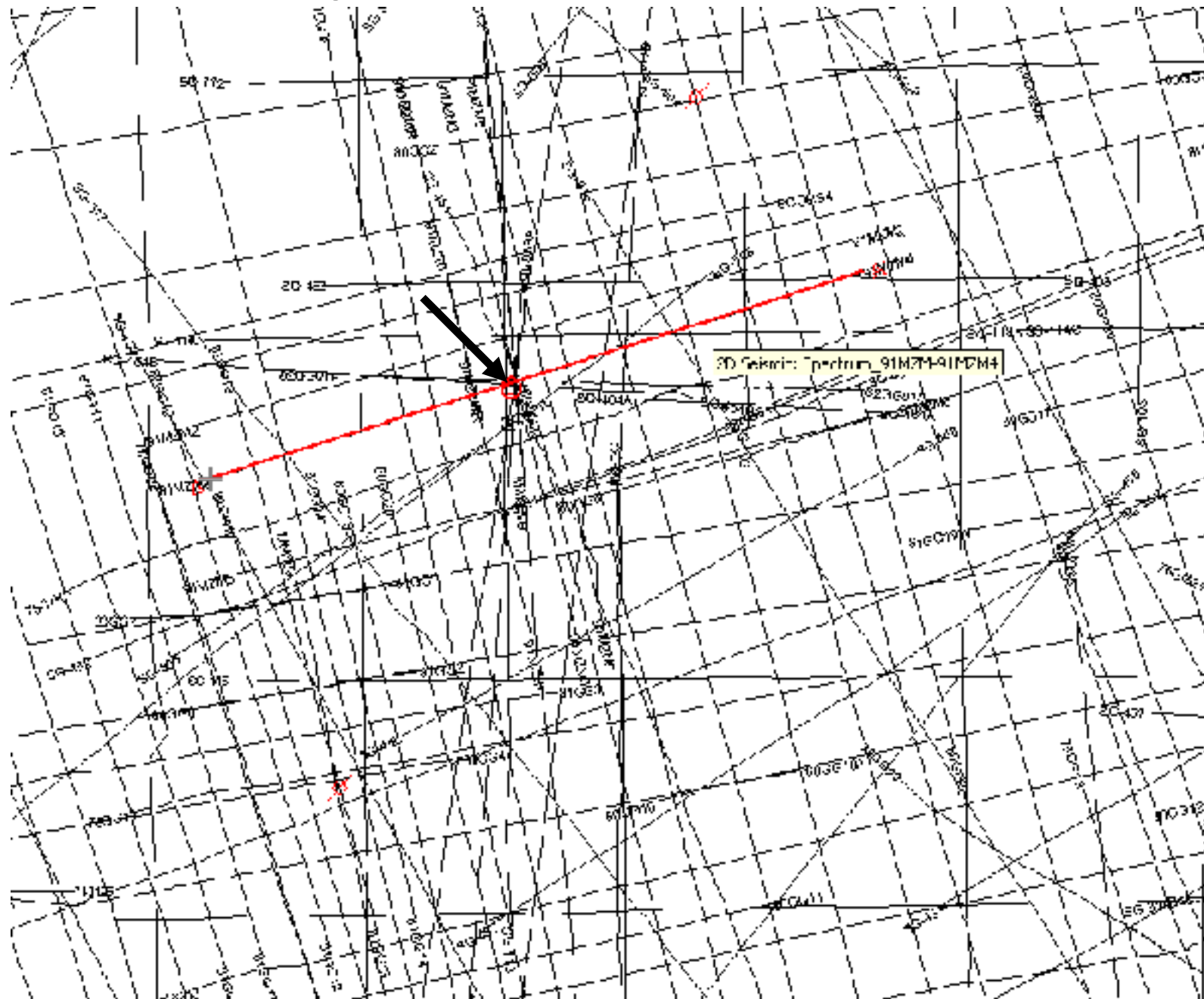
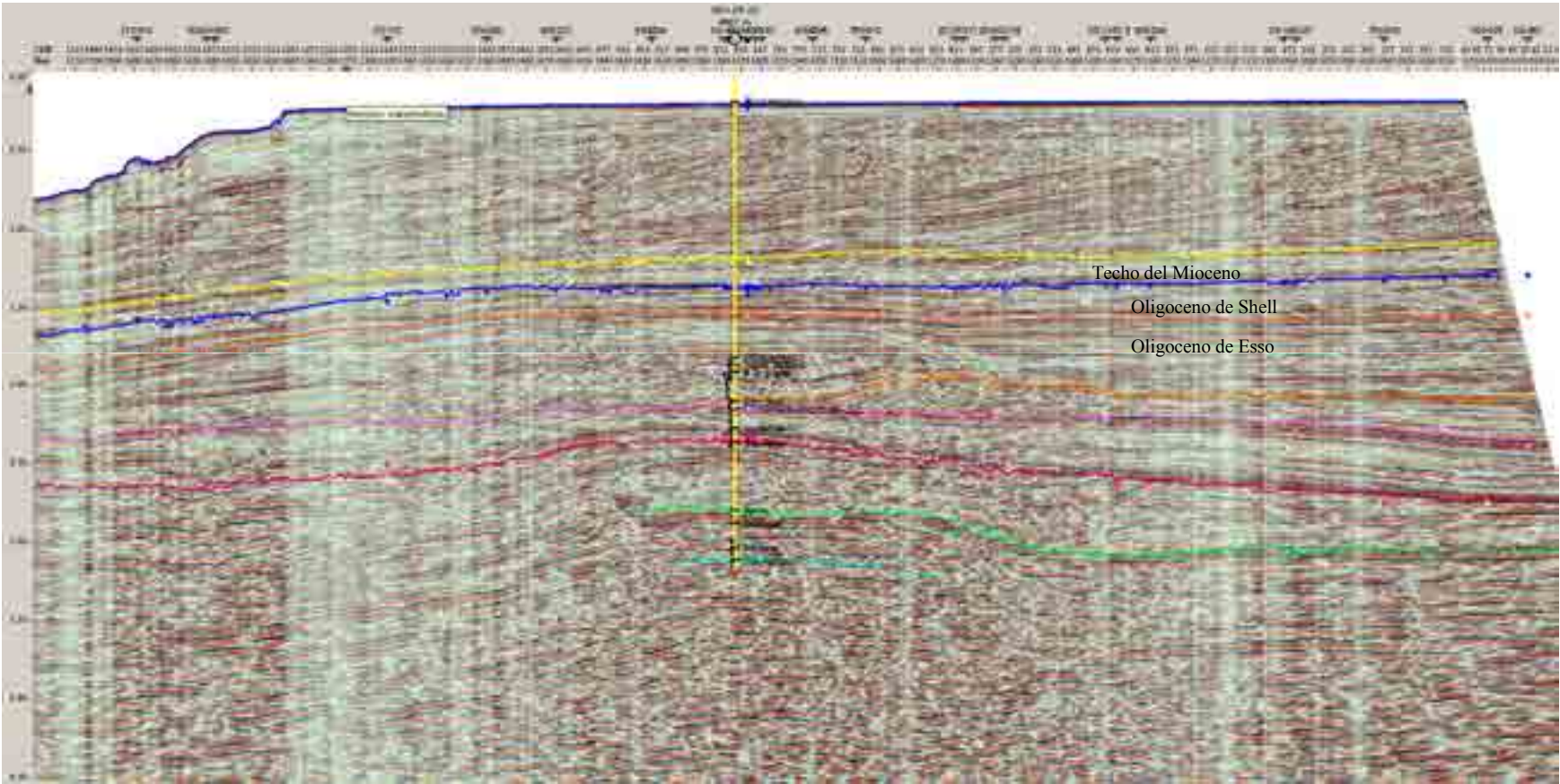


Figura II-10: El sondeo Ibis 2 en la línea sísmica 91MZM-4

OSO

ENE

T  
i  
e  
m  
p  
o  
e  
n  
s



## Ibis 2B

Tiempos dobles (ms)	Profundidad vertical (m)
0.00	0.00
187.00	140.00
1828.00	1740.00
1870.00	2205.00
1923.00	2320.00
2101.00	2650.00
2153.00	2746.00
2276.00	2970.00
2368.00	3125.00
2794.00	3860.00
2878.00	4029.00
3038.00	4469.00
3115.00	4695.00

Cuadro II-7 Relación tiempo-profundidad en Ibis 2B



Figura II-11: Ubicación del sondeo Ibis 1

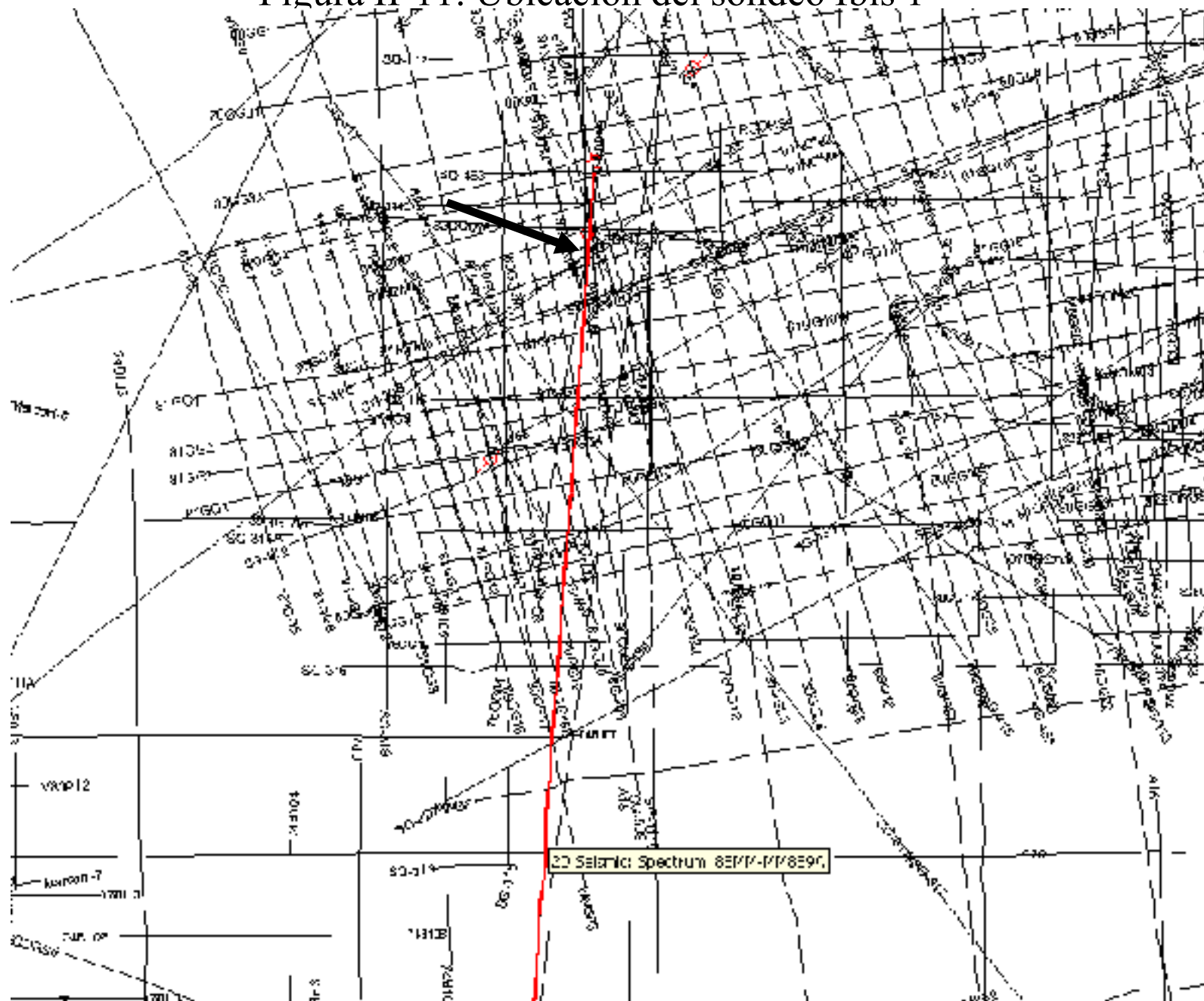


Figura II-12: El sondeo Ibis 1 en la línea sísmica MM88-9A

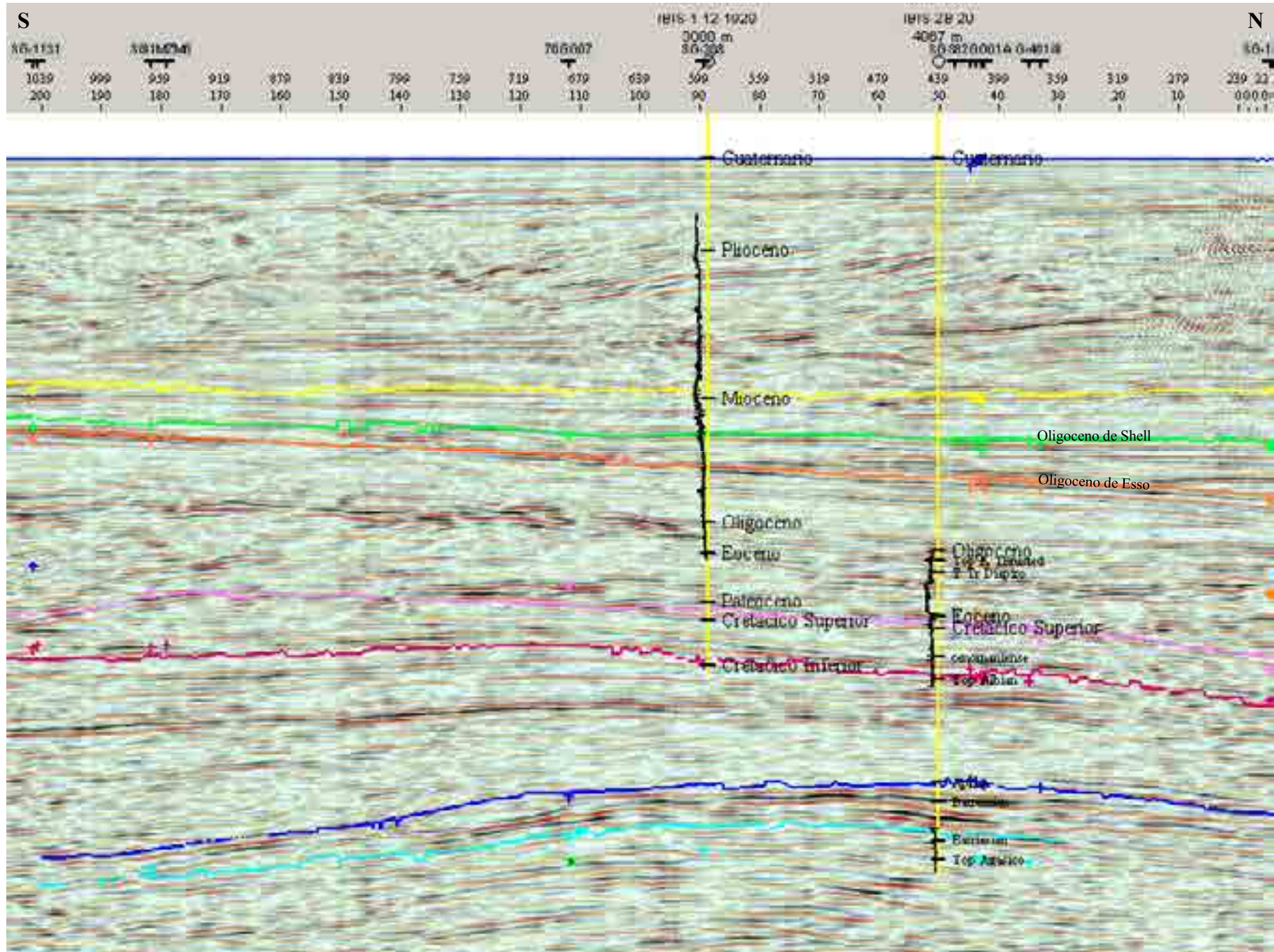


Figura II-13: Ubicación del sondeo Pelican 1

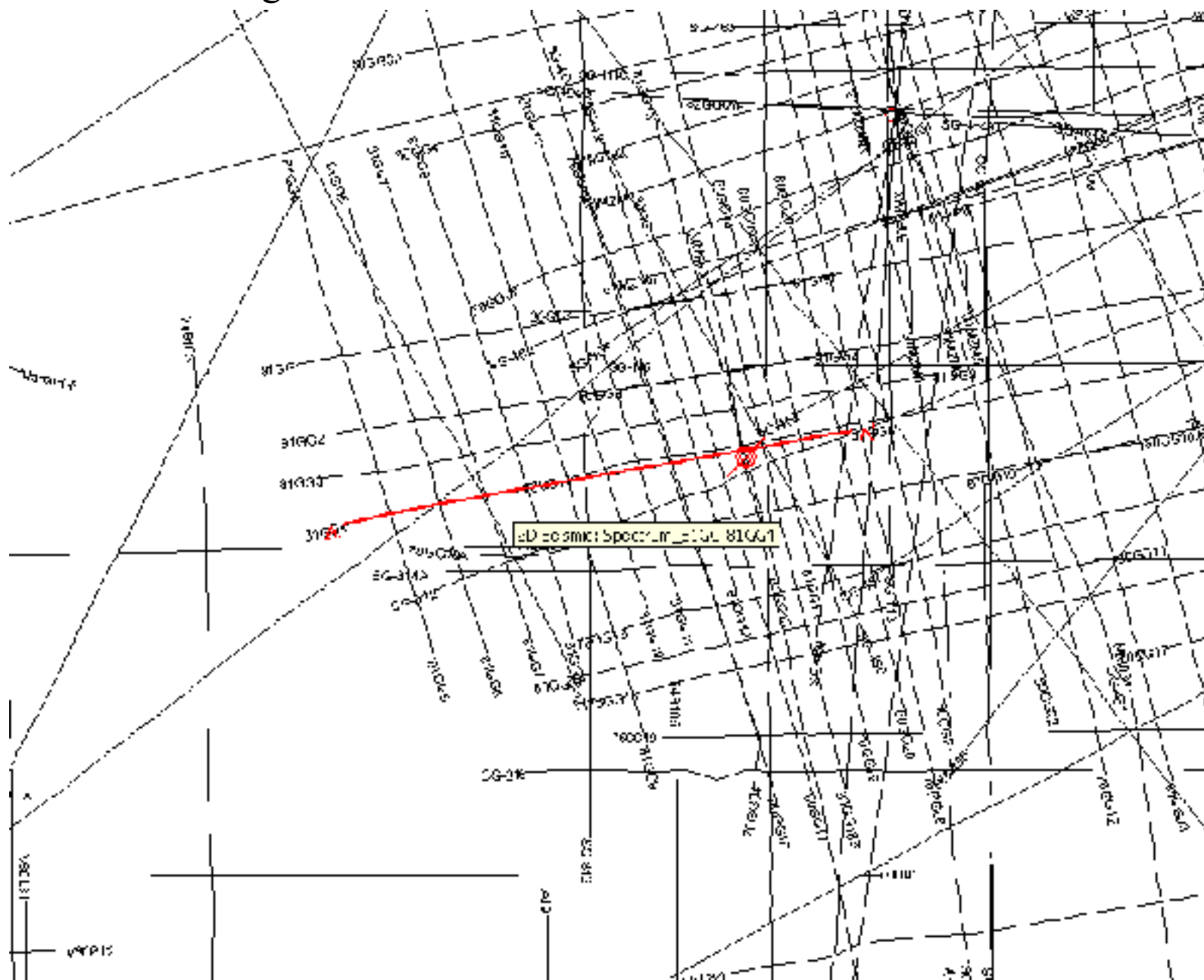
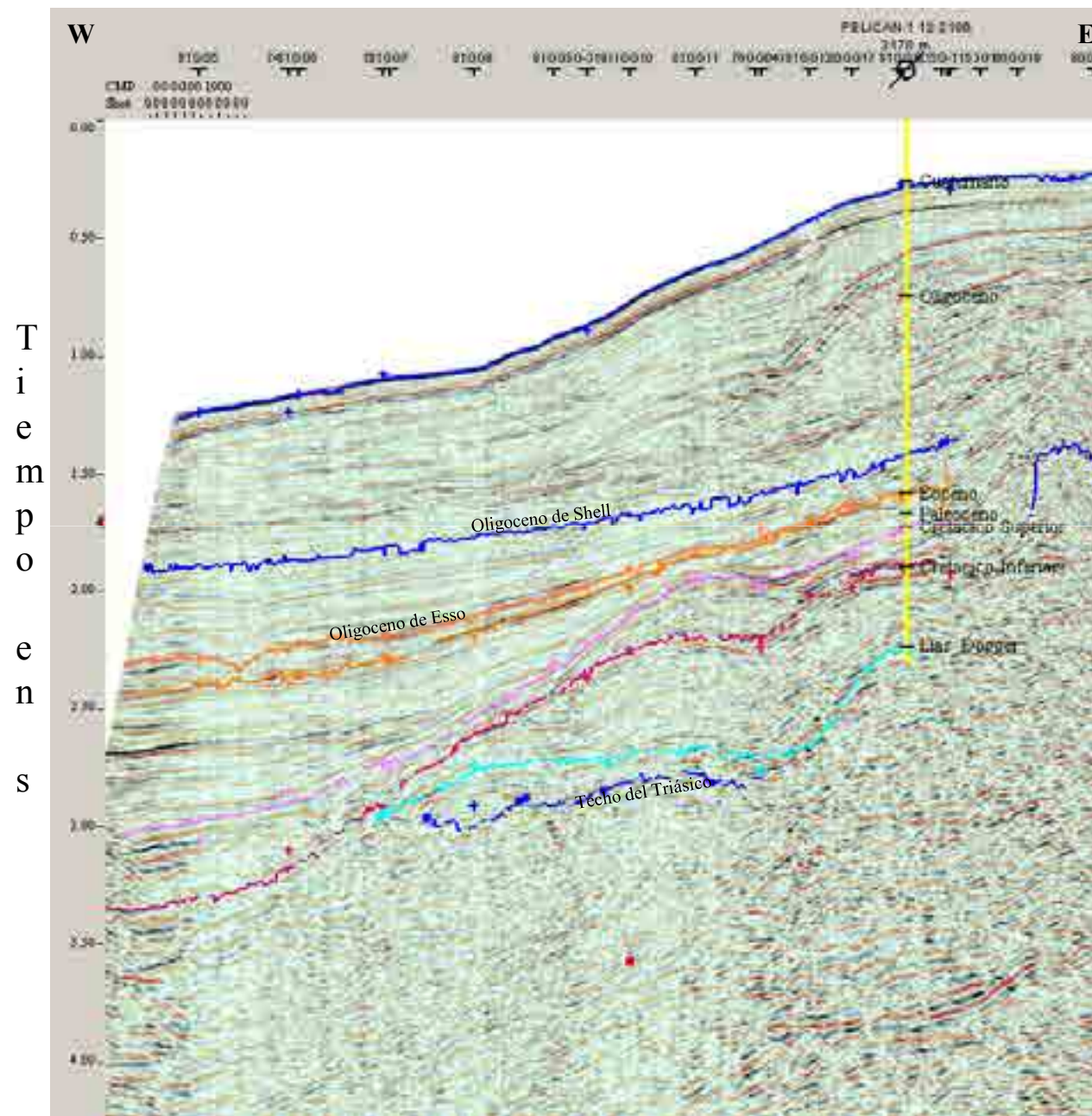


Figura II-14: El sondeo Pelican 1 en la línea sísmica 81GG-4



## Pelican 1

Tiempos dobles (ms)	Profundidad vertical (m)
0.00	0.00
60.00	45.00
150.00	128.60
519.80	503.00
1027.00	1198.00
1264.80	1623.00
1851.00	2577.00
2114.00	3163.00

Cuadro II-8 Relación tiempo-profundidad en Pelican 1

Figura II-15: Ubicación de Danu 1

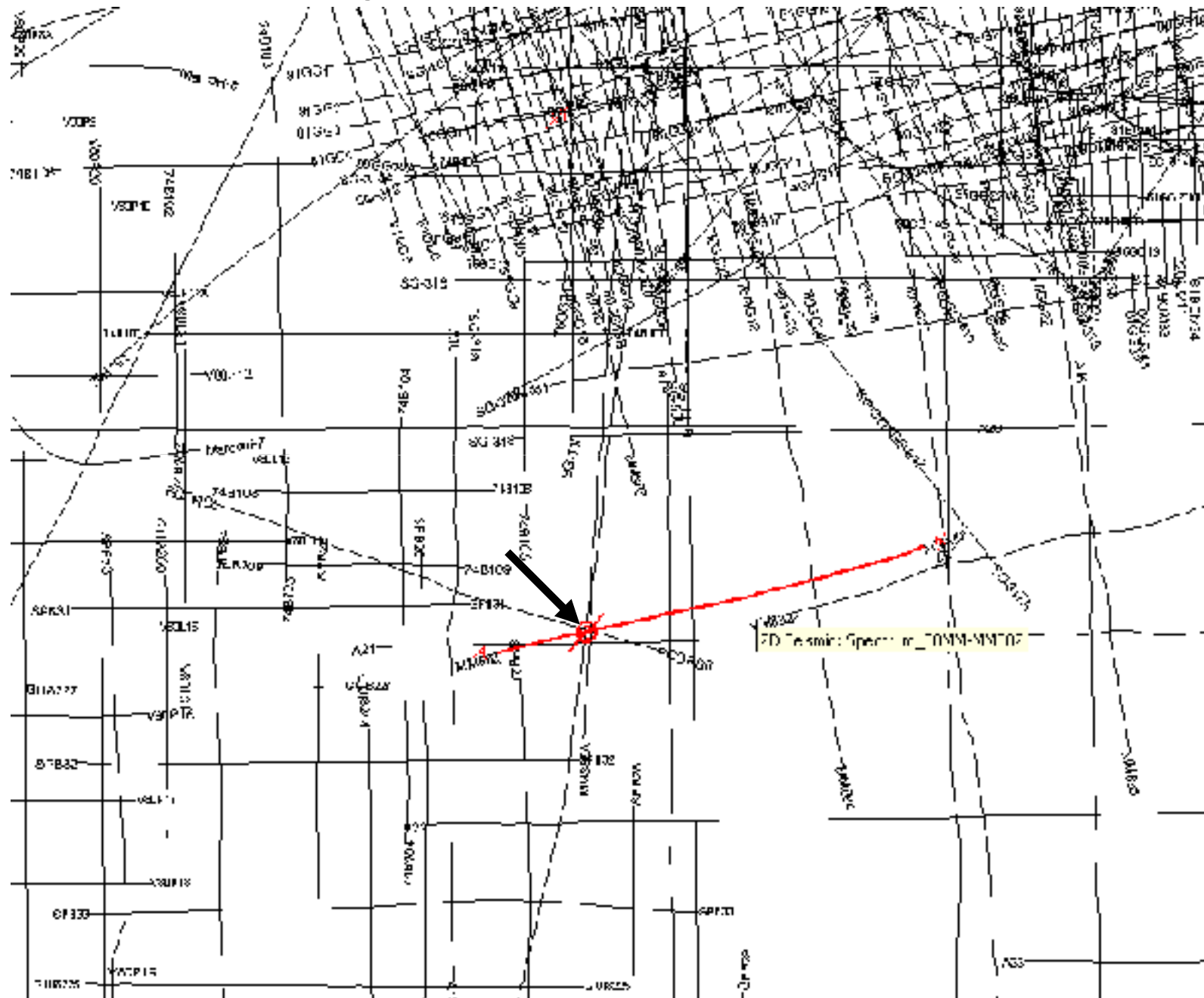
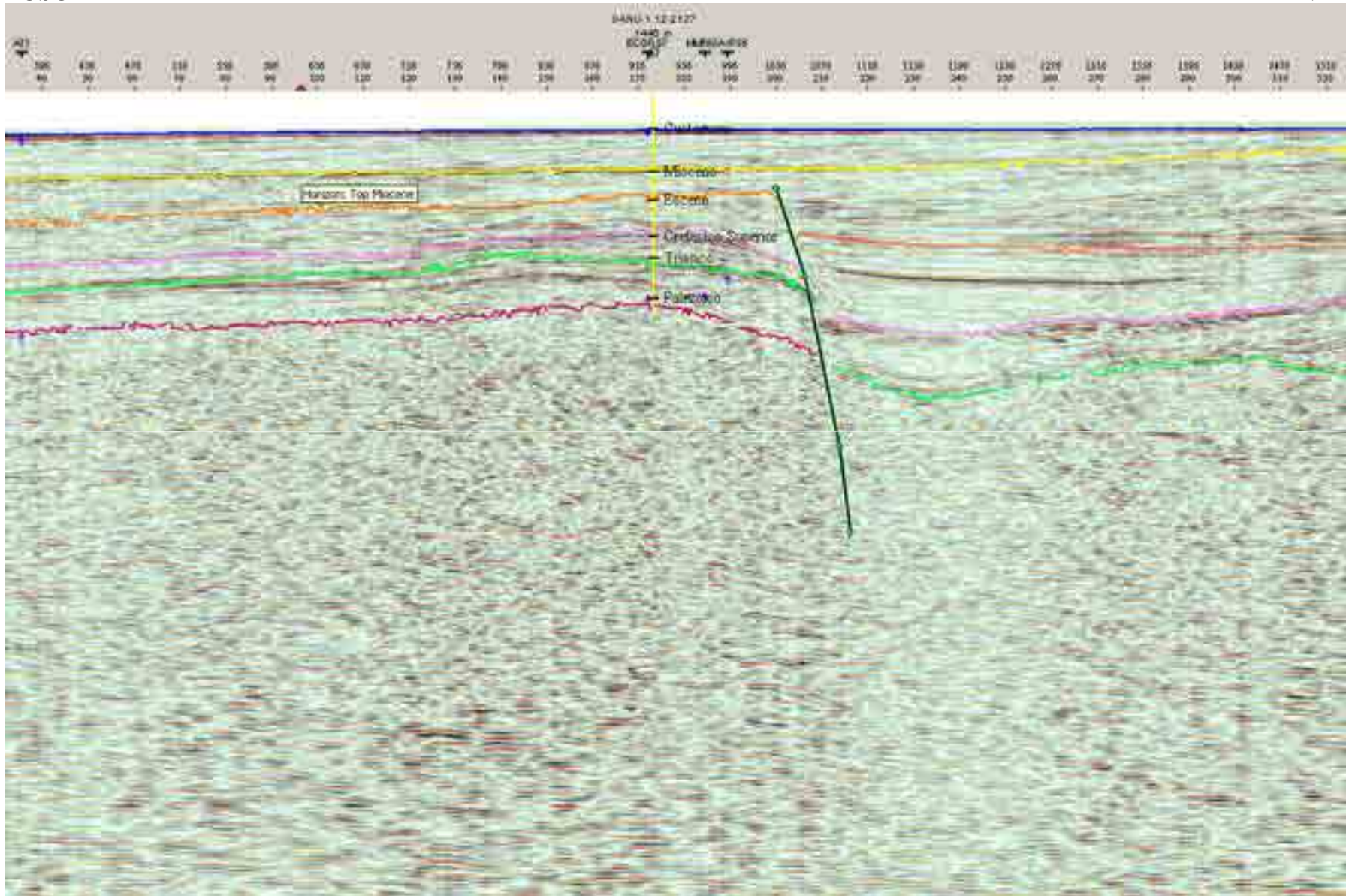


Figura II-16: Danu 1 en la línea sísmica MM88-2

OSO

ENE



## Danu 1

Tiempos dobles (ms)	Profundidad vertical (m)
0.00	0.00
198.66	149.00
406.00	302.10
546.50	503.39
564.64	529.39
653.00	656.00
778.00	738.00
889.00	911.00
1107.00	1288.00
1164.78	1387.92

Cuadro II-9 Relación tiempo-profundidad en  
Danu 1



Figure II-17: Ubicación del sondeo Taranis 1

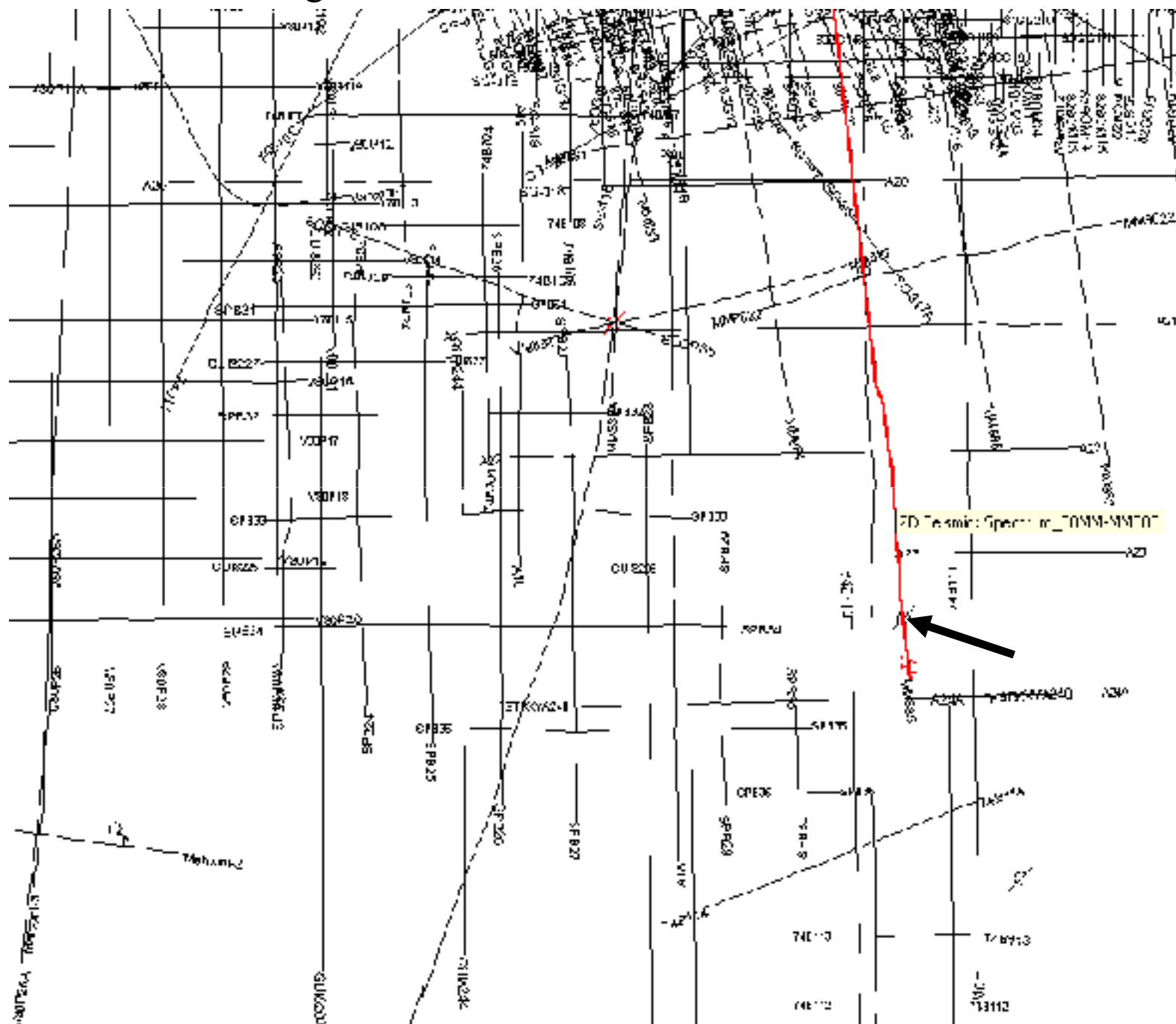


Figura II-18: El sondeo Taranis 1 en la línea sísmica MM88-5

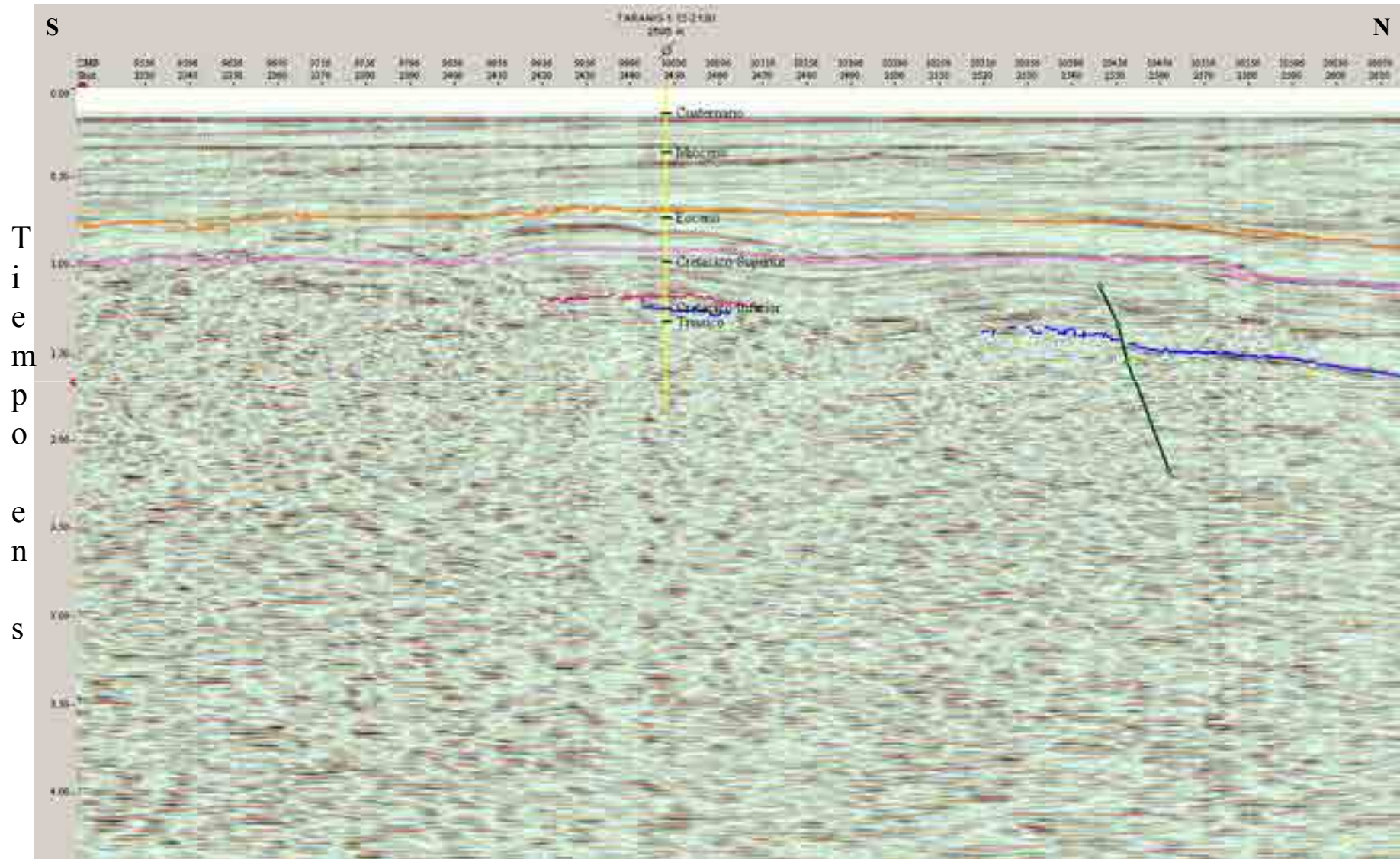
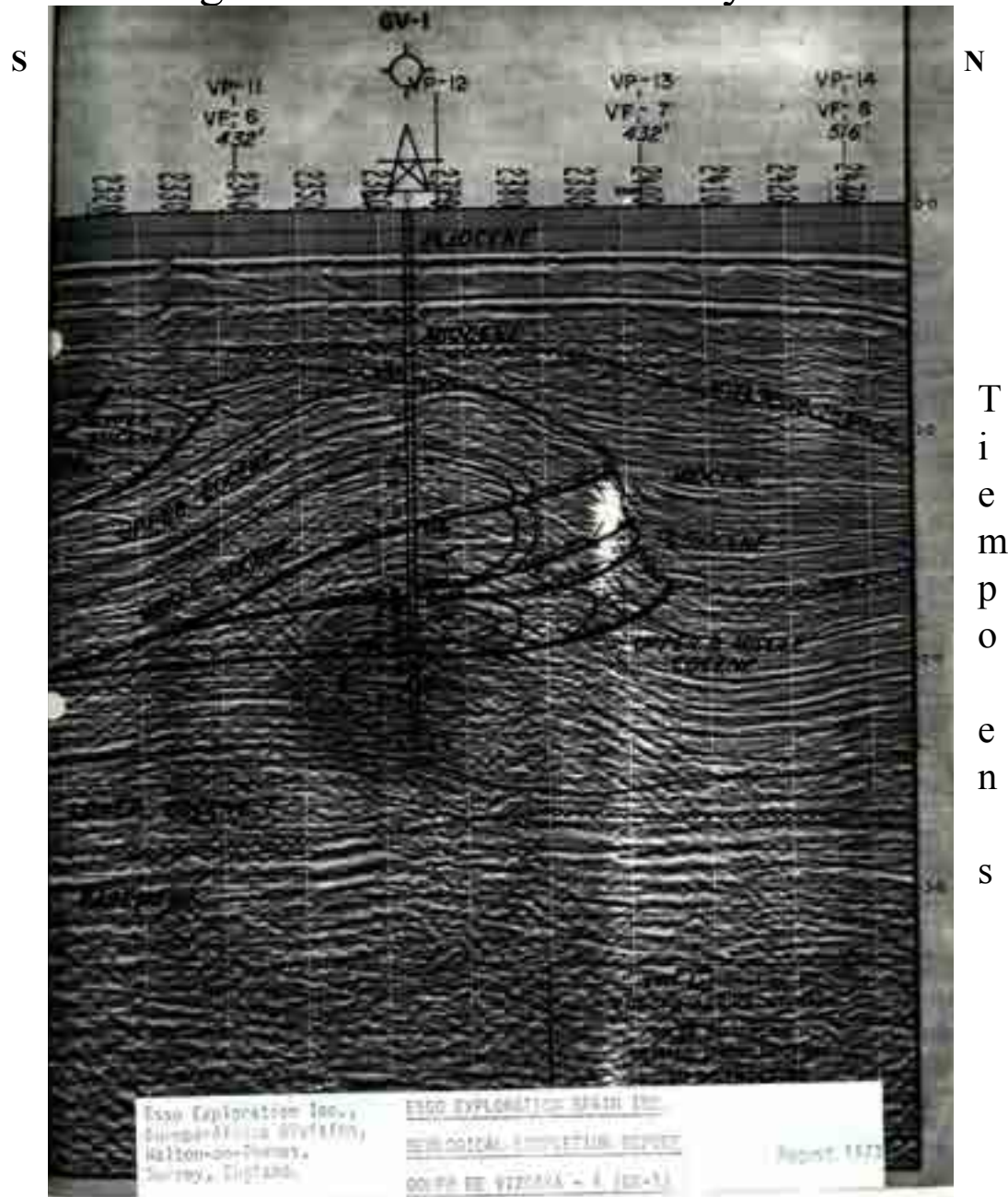
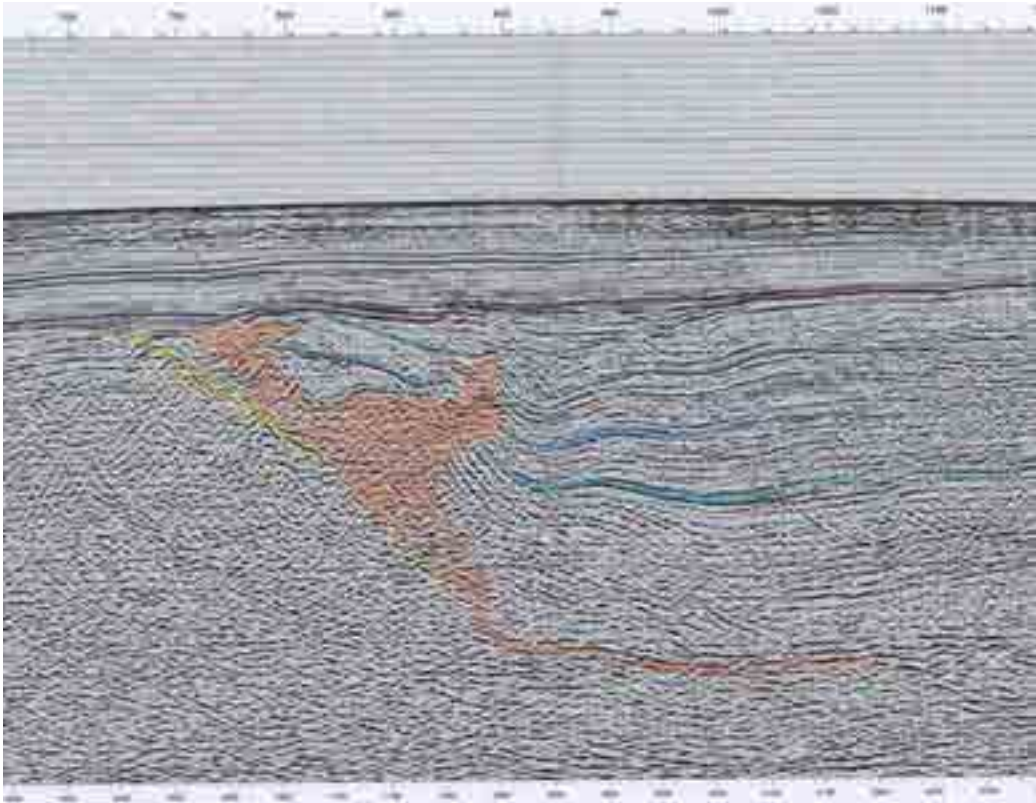


Figura II-19: Golfo de Vizcaya 1



## APÉNDICE III



Observaciones sobre las interpretaciones de líneas sísmicas individuales  
PARED DE SAL EUSKAL BALEA, CUENCA DE PARENTIS OFFSHORE

# APENDICE III

Observaciones sobre las interpretaciones de líneas sísmicas individuales

PARED DE SAL EUSKAL BALEA  
CUENCA PARENTIS OFFSHORE

# CONTENIDO






















## LEYENDA

Comentarios sobre la interpretación de líneas sísmicas elegidas

- Figura III-1: Línea sísmica V80-21
- Figura III-2: Línea sísmica V80-22
- Figura III-3: Línea sísmica V80-23
- Figura III-4: Línea sísmica V80-24A
- Figura III-5: Línea sísmica V80-25A
- Figura III-6: Línea sísmica V80-26
- Figura III-7: Línea sísmica V80-28
- Figura III-8: Línea sísmica V80-29
- Figura III-9: Línea sísmica 74B-102
- Figura III-10: Línea sísmica V80-31

# LEYENDA

Color de la línea que representa el fondo del mar o el techo de una unidad geológica

	Fondo del Mar		Aptiense
	Plioceno		Aptiense Inferior
	Mioceno		Barremiense
	Oligoceno 1 (Shell)		Neocomiense
	Oligoceno 2 (ESSO)		Jurásico
	Eoceno 1		Lías
	Eoceno 2		Triásico
	Paleoceno		Paleozoico
	Cretácico		
	Cretácico Inferior		
	Albiense Medio		
	Albiense Inferior		Un horizonte podría aparecer en este color en vez de en su color real

## COMENTARIOS SOBRE LA INTERPRETACIÓN DE LÍNEAS SÍSMICAS INDIVIDUALES

Una vez que la malla de las líneas sísmicas V80 fue reprocesada por Spectrum EIT, se obtuvo un juego de datos más limpio y mejor migrado para su interpretación, utilizando el software Geographix, en una estación de trabajo. Así pues, han sido interpretados por el autor de esta tesis varios horizontes sísmicos y las fallas más grandes. Sin embargo, por limitaciones del software, los flancos del diapiro Euskal Balea han sido interpretados como una falla en vez de cómo un horizonte. En las figuras siguientes, las líneas rectas de color naranja (sin fondo negro) son artefactos del programa que indican posiciones de fallas posibles y, por ello, deben ser ignoradas.

Para ilustrar la progresión temporal del trabajo, se puede comparar la interpretación intermedia de la forma de la pared de sal (apéndice III) con la interpretación final en el Apéndice I, excepto en el caso de las líneas V80-25A y 74B-102, pertenecientes a la primera interpretación. Obsérvese que la forma del diapiro está marcada en color naranja en esta interpretación intermedia y en verde en la interpretación final (Apéndice I). En general, la anchura de la pared de sal es más estrecha en las interpretaciones realizadas en la estación de trabajo (versión reprocesada) que en la interpretación sobre papel, debido a una mejor calidad de los datos de los eventos cerca la pared del diapiro. El adelgazamiento del diapiro en las interpretaciones sucesivas, por parte del autor, está influenciada por los trabajos realizados por Oriol Ferrer de la Universidad de Barcelona (presentados por Ferrer en las oficinas de SHESA el 15 de marzo de 2007). Tras haber realizado una modelación de la línea sísmica MARCONI 3, Ferrer opina que la sal en la parte superior de la pared de sal Euskal Balea ya no está en comunicación con la sal de la base de dicha estructura. Sin embargo, tras haber analizando todas las líneas sísmicas que cruzan la estructura, el autor de esta tesis opina que, aun siendo real la falta de conexión entre la parte superior de la estructura y su base en una línea concreta (MARCONI 3), sí existe una garganta de sal estrecha conectando la parte superior con la base del diapiro.



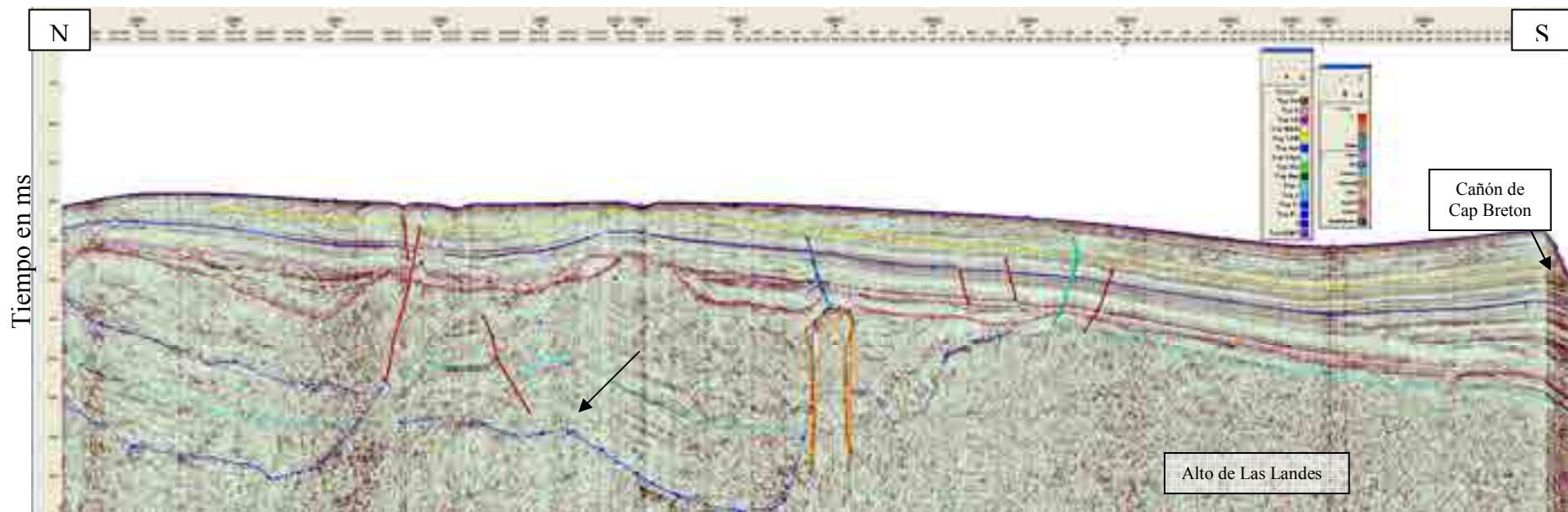


Figura III-1 Línea sísmica V80-21.

Obsérvese la forma característica del techo del Cretácico Inferior (el horizonte rojo). Este relieve topográfico fue rellenado por sedimentos del Cretácico Superior. Más arriba, las unidades de la sección del Terciario son, en general, casi paralelas al techo del Cretácico Superior excepto por los canales de erosión. Obsérvese así mismo, el adelgazamiento de la sección post-Mioceno (encima del horizonte amarillo) justo al sur del centro de la sección sísmica. La flecha negra indica una falla interpretada, aunque a primera vista pudiese parecer ser una simple inflexión estructural, especialmente al nivel del techo del Jurásico (horizonte azul claro). También, se pueden apreciar los canales Terciarios encima de los altos del Cretácico Superior, excepto sobre el alto de la pared de sal Euskal Balea. La debilidad de las rocas, causada por fallas, dio lugar a la ubicación de dichos canales. Por último, obsérvese el aumento de espesor de la sección Oligoceno sobre la mitad meridional del alto de Las Landes. Es también evidente una inversión de la misma flexura que ha causada el engrosamiento del Oligoceno.

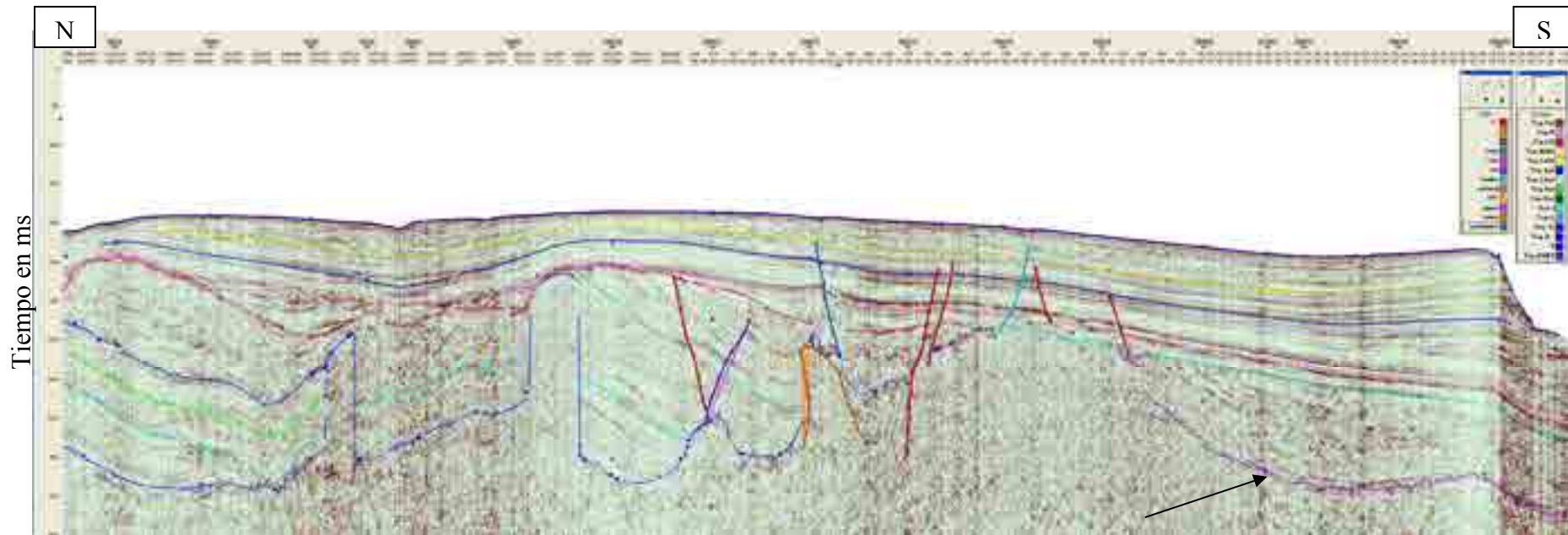


Figura III-2. Línea sísmica V80-22.

Lo más interesante a destacar en esta línea es la cuña de sedimentos (flecha negra) situada debajo del alto de Las Landas. El aspecto de los eventos sísmicos de esta sección se parece mucho al de la sección Jurásica de la cuenca Parentis. Por ello, el techo erosionado del Alto de Las Landes está interpretado con el nombre de Techo del Jurásico. Sin embargo, en realidad es el techo del Paleozoico, desde el límite sur de la cuenca Parentis hasta donde empieza esta cuña. Esta cuña está delimitada en ambos lados (este y oeste) por fallas. No se puede determinar la orientación de estas fallas porque en la parte norte de esta área solo hay líneas sísmicas cada 5 km y en la parte sur pocas de estas líneas cruzan el cañón de Cap Breton.

Dentro la cuenca Parentis, hay una estrecha relación entre las fallas extensionales y las estructuras de sal ubicadas allí, pudiéndose correlacionar la anchura de los diapiros con la cantidad de extensión pre-Alpina de la cuenca (comunicación personal, Ferrer, 2007).

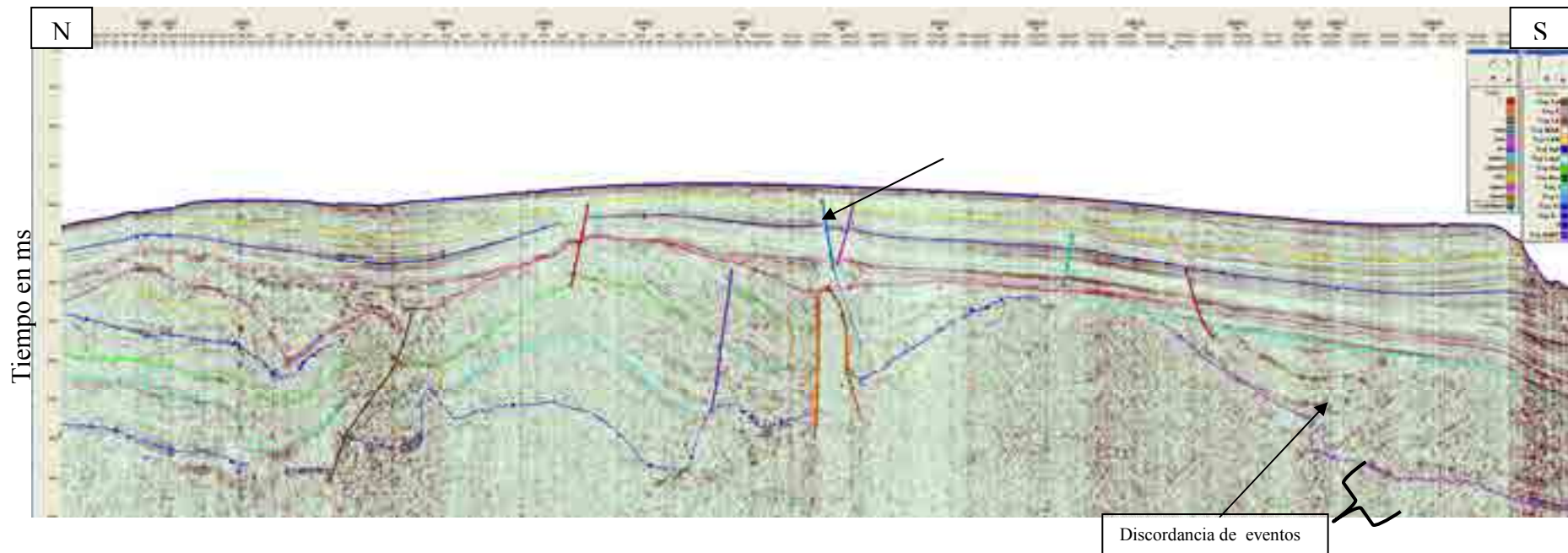


Figura III-3 Línea sísmica V80-23.

En esta línea, cabe destacar la estructura de hundimiento (flecha negra) sobre la pared de sal Euskal Balea pudiéndose seguir una de las fallas (la azul), relacionada con este hundimiento, a lo largo de al menos 15 km. A esta falla, la denomino Arpoi porque tiene semejanza a un arpón que ha sido lanzado a la espalda de la estructura diapírica Euskal Balea. En esta línea sísmica, la falla parece estar relacionada con la disolución de la sal del diapiro. Sin embargo, a 5 km al oeste de esta línea, la falla está desplazada al sur del flanco del diapiro pero coincide otra vez con la cresta de la pared de sal a otros 5 km al oeste, en la siguiente línea,. Se observa también una segunda estructura de sal al norte de la pared de sal Euskal Balea, que crece al este de esta línea.

También, en esta línea se aprecia que, en la cuña del Alto de Las Landes, ocurre una discordancia importante de los eventos sísmicos. Una discordancia semejante podría ser causada por reflexiones que proceden de fuera del plano de la línea o podría ser causada también por un mal procesamiento de los datos. Sin embargo, en este caso concreto, la discordancia es parecida al banco de Le Danois, al norte de Asturias, donde rocas Paleozoicas cabalgan sobre el flanco sur de la cuenca Parentis, aunque con la vergencia opuesta.

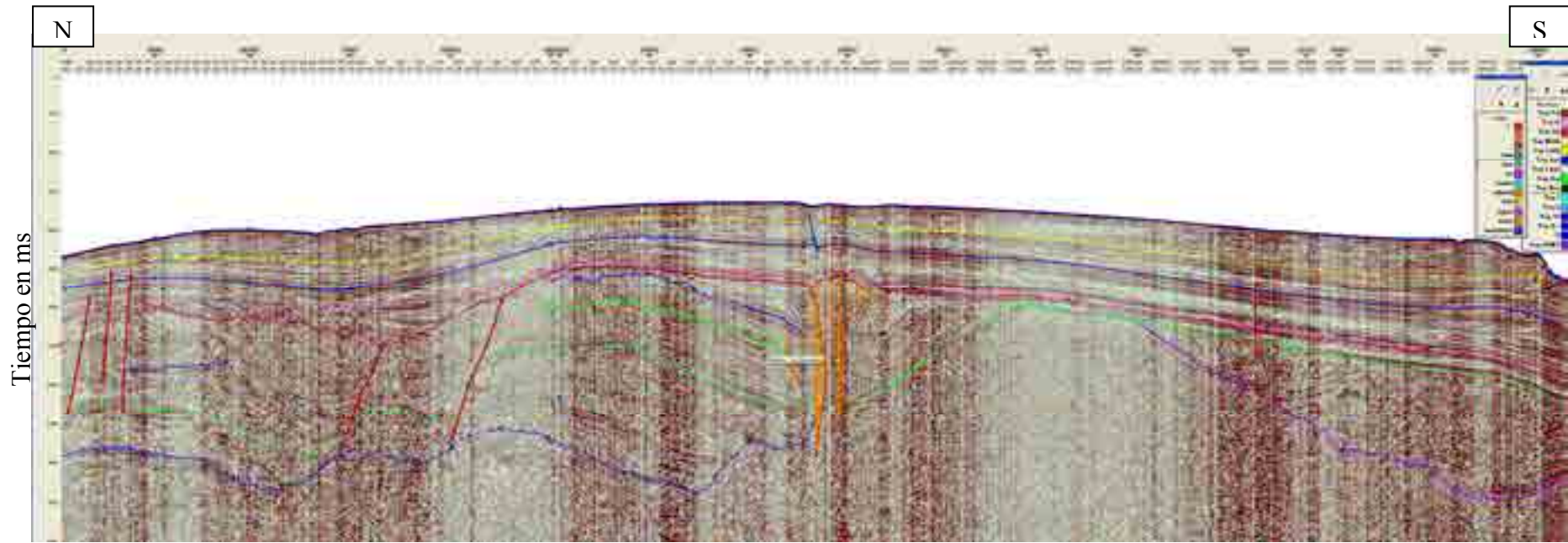


Figura III-4. Línea sísmica V80-24A.

Cuando fue tomada esta foto de la sección, el techo del Jurásico estaba coloreada de verde claro en vez de su usual azul claro por ser el horizonte activo en la estación de trabajo. Obsérvese que sinclinales de tipo rim ocurren a cada lado de la pared de sal y alcanzan la superficie. Para llevar el techo del Jurásico de aguas franceses a aguas españolas, se pueden elegir dos niveles debido a la peor calidad de los datos sísmicos en la parte occidental francesa de la cuenca. La correlación al nivel más bajo parece la adecuada porque así se preserva el espesor del Cretácico Inferior cruzando a aguas españolas. Sin embargo, las altas velocidades de las rocas del nivel más alto son características de dolomías, el tipo de roca Jurásica predominante en la cuenca.

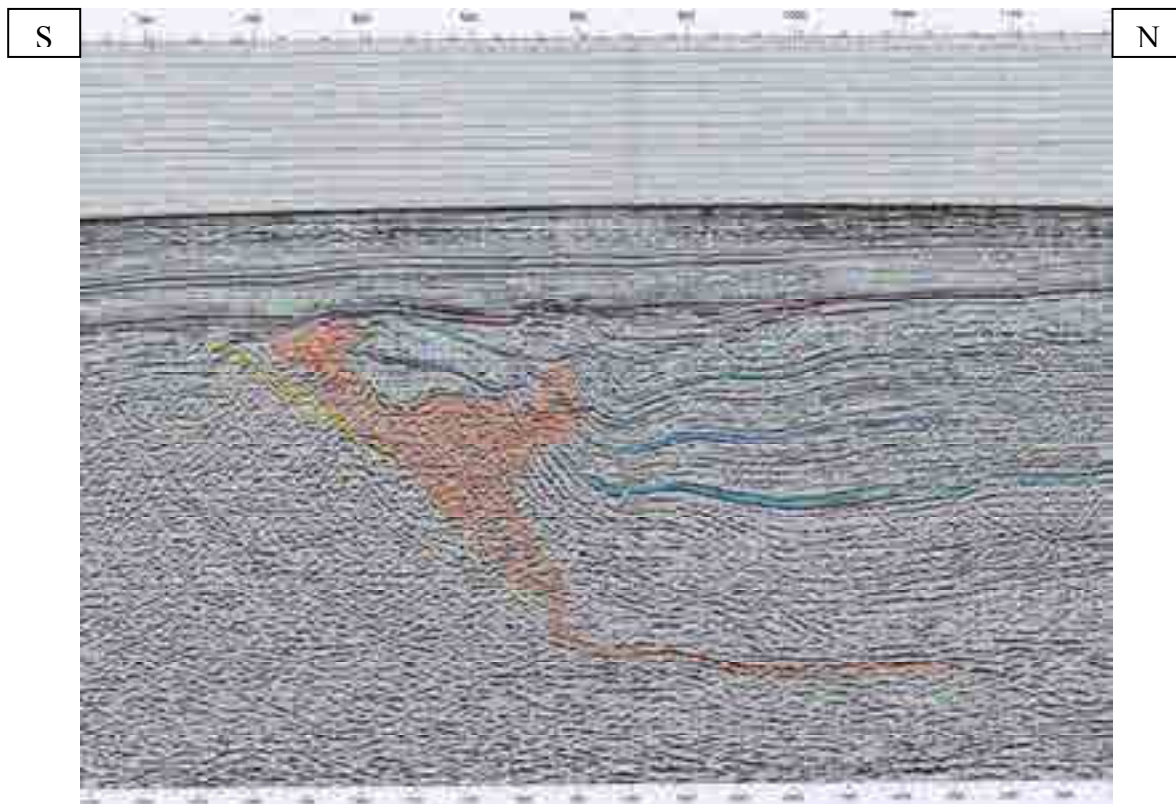


Figura III-5. Línea sísmica V80-25A.

En esta línea, ya no se aprecian claramente dos aspectos importantes: el borde de la cuenca y la cuña de sedimentos situada anteriormente bajo la mitad sur del Alto de Las Landes. La razón por lo cual no se aprecia el borde de la cuenca es que está cubierto por una almohada de sal que no nos permite verlo. En esta versión de la línea, la falla que controla el borde de la cuenca está anormalmente inclinada. Sin embargo, en la versión reprocesada no se puede apreciar nada. Los eventos situados dentro de la sección de la cuña de sedimentos bajo el Alto de Las Landes son muy difíciles de interpretar, aunque sí es factible hacer una interpretación de la base de esta secuencia.

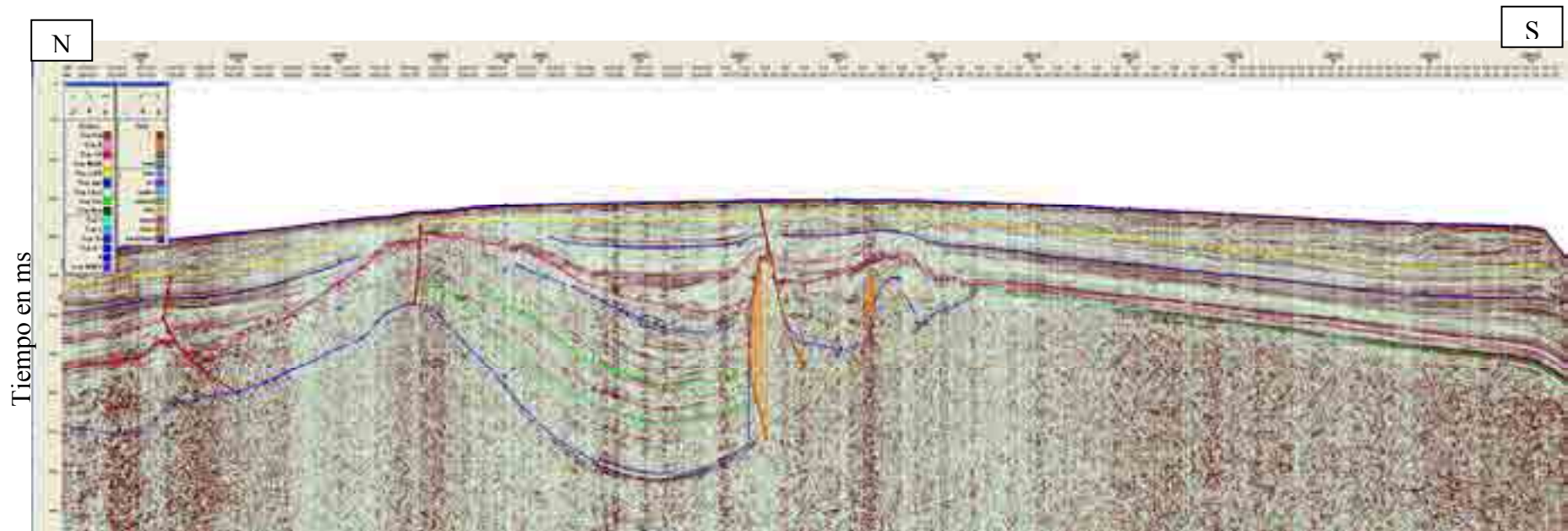


Figura III-6. Línea sísmica V80-26.

Obsérvense dos estructuras diapíricas en esta línea cuyas orientaciones no son claras por el espacio existente de 5 km entre las líneas de control sísmico. Estas estructuras podrían estar paralelas al borde de la cuenca o podrían estar situadas en posición de batería.

La gran estructura situada en la parte sur de esta sección fue denominada como Txiporoi por los investigadores de la Universidad de Barcelona que trabajaron con los datos del Proyecto MARCONI. En un primer instante, la estructura fue considerada una estructura halokinética por tener sal en su parte central, pero la falta de una anomalía gravimétrica sobre la estructura puso en duda aquella interpretación. Ahora, se considera que la estructura es debida a un cabalgamiento.

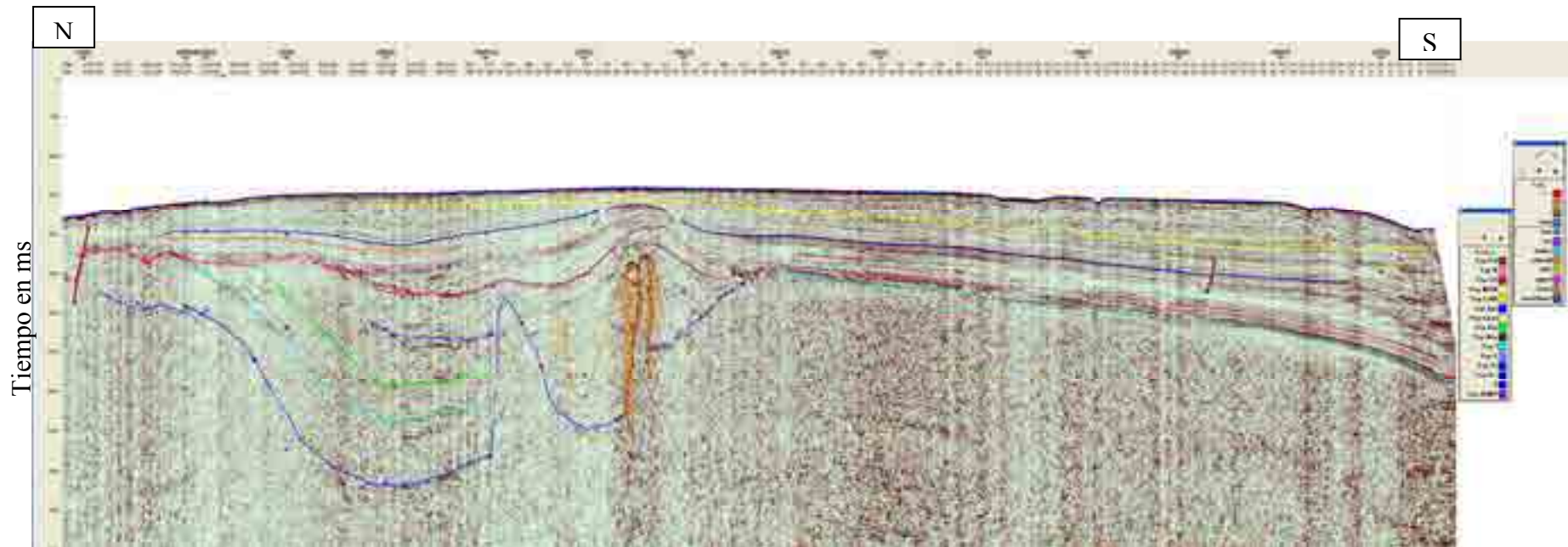


Figura III-7. Línea sísmica V80-28.

En esta línea, se verifica el crecimiento de las estructuras salinas por intrusión con el aumento de espesor de los sedimentos situados a cada lado de la pared de sal. El movimiento de la sal hacia arriba causa menor deposición de sedimentos sobre el diapiro que en su área adyacente. Así mismo, la retirada de sal alrededor de la base del diapiro también contribuye a este efecto por la creación de espacio entorno al diapiro que se rellenó con sedimentos. Es evidente que el crecimiento del diapiro es continuo porque se aprecia el adelgazamiento de los sedimentos sobre el diapiro en el Cretácico Superior, Paleógeno y Mioceno. El aumento de espesor de la sección pos-Mioceno (encima del horizonte amarillo) es debido a la subsidencia del Alto de Las Landes durante este periodo de tiempo.

También, se aprecian dos estructuras diapíricas en esta línea como en la anterior línea (V80-26). En general, la distancia entre una pared de sal y el borde de la cuenca está relacionada con el buzamiento de la falla que demarca el borde de la cuenca, como ha sido demostrada por pruebas realizadas con modelos físicos. En el caso del borde sur de la cuenca Parentis, el emplazamiento de una segunda estructura diapírica podría estar relacionado con una serie de fallas oblicuas a la falla principal y que a su vez causa una serie de estructuras de sal en posición de batería.

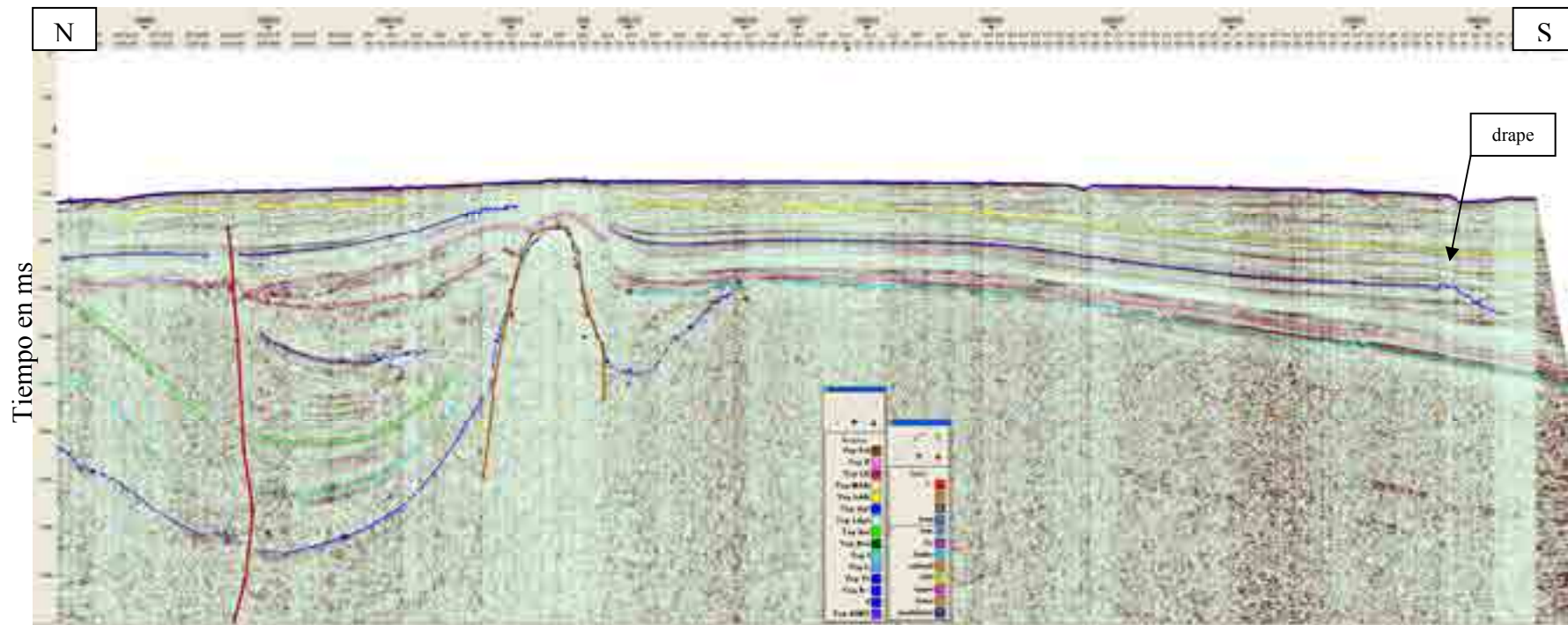


Figura III-8. Línea sísmica V80-29.

En esta línea, solo se aprecia una estructura diapírica y que no hay continuidad de los horizontes sísmicos a la hora de proyectarlos a través del diapiro. Esto es una prueba de que la sección pos-salina se ha trasladado al sur (a la derecha en esta sección sísmica), deslizándose sobre la superficie del Keuper. Esta teoría explica las fallas extensionales en la parte norte de la cuenca (en aguas francesas) y, a la vez, la inversión de las fallas normales en la parte sur de la cuenca.

También se aprecia un canal, a final de la época Oligocena (el nivel coloreado de azul oscuro), en la parte derecha (sur) de esta línea. Obsérvese una estructura de compactación (drape) en el canal cerca de su borde. Esta estructura es debida a que hay una relación entre el espesor de los sedimentos en el canal y la subsidencia de estos sedimentos por compactación.





Figura III-9. Línea sísmica 74B-102.

La pared de sal Euskal Balea termina cuando entra en aguas francesas. La poca longitud de esta línea sísmica hace muy difícil la interpretación de las estructuras, especialmente la posición de la falla que determina el borde sur de la cuenca Parentis.

Techo de Mioceno

Techo del Cretácico

Techo del Cretácico Inferior

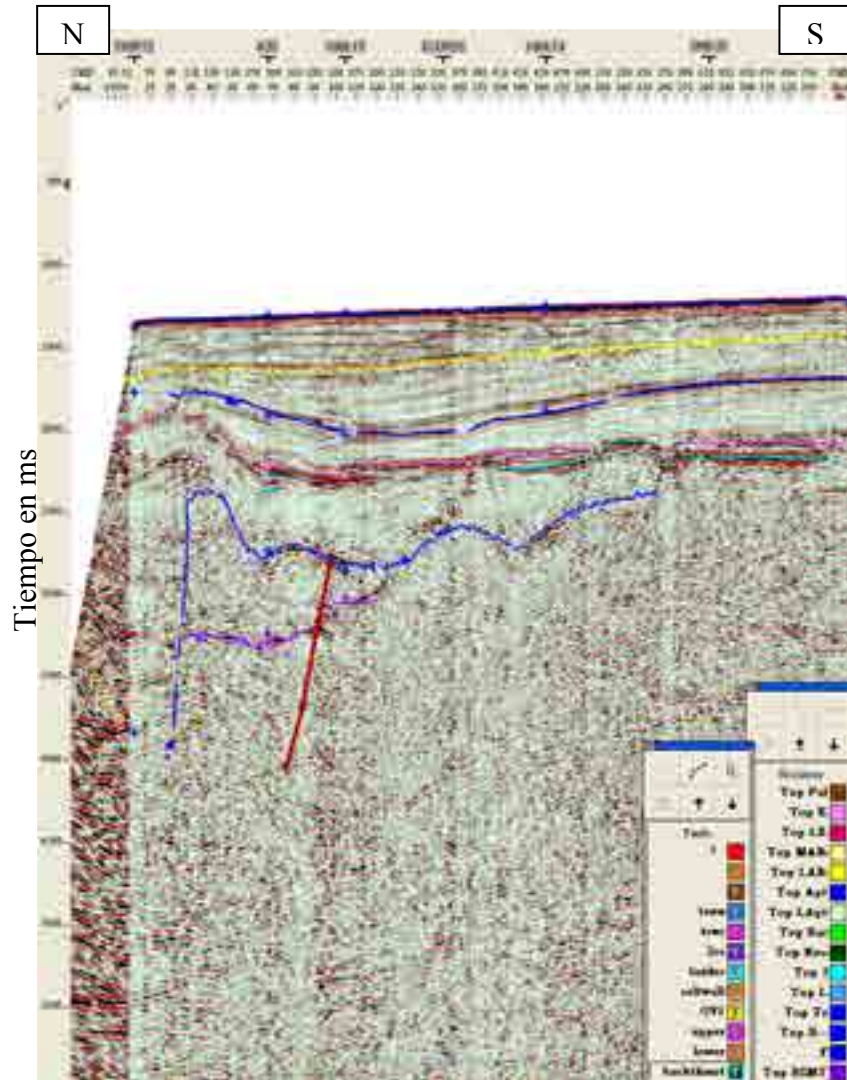
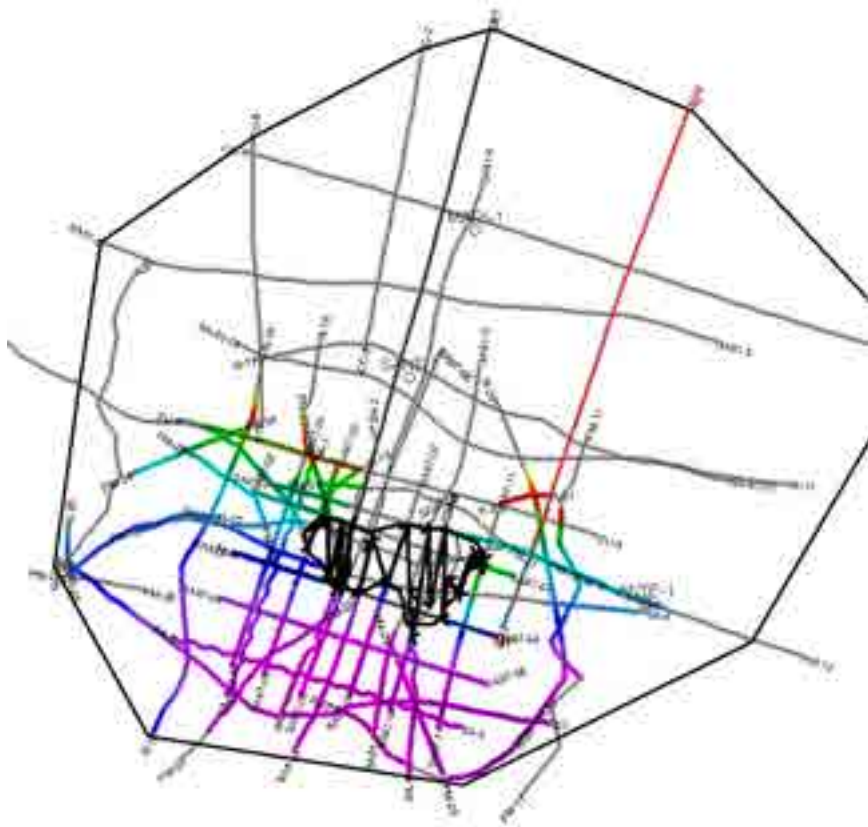


Figura III-10. Línea sísmica V80-31.

Como en la línea anterior, la ubicación de la falla sur de la cuenca Parentis es también imprecisa al estar oculta por la sal. Sin embargo, se aprecian otra vez pruebas del crecimiento del diapiro durante el Paleógeno y Mioceno.

# APÉNDICE IV



Mapas de 9 horizontes sísmicos  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

# APÉNDICE IV

MAPAS DE 9 HORIZONTES SÍSMICOS

Área de Salinas de Añana

# INDICE

Explicación de los mapas

Mapa IV-1. Techo del Pobes

Mapa IV-2. Techo del Santoniense

Mapa IV-3. Techo del Osma

Mapa IV-4. Techo del Subijana

Mapa IV-5. Techo del Zuazo

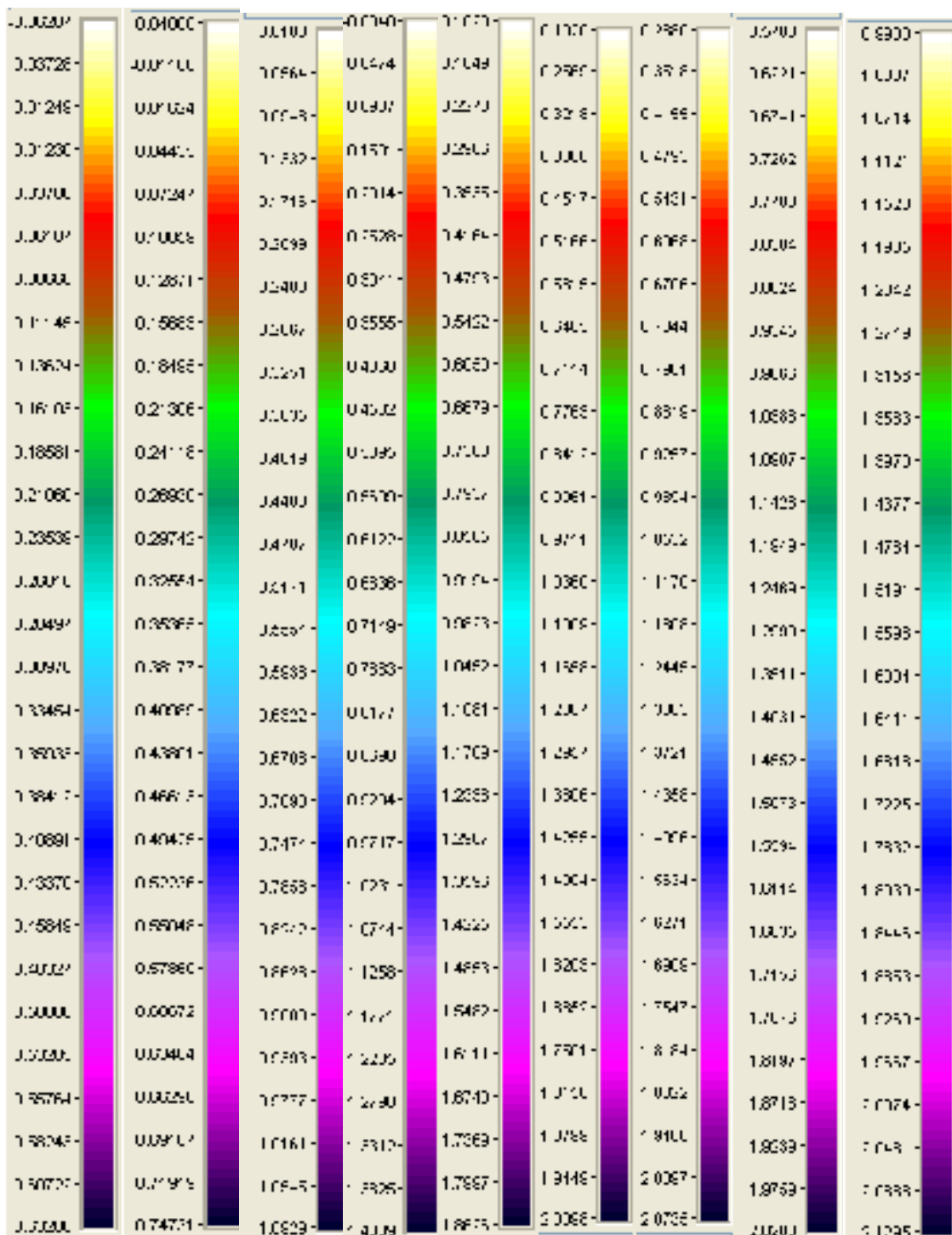
Mapa IV-6. Techo de Turoniense

Mapa IV-7. Techo de Cenomaniense

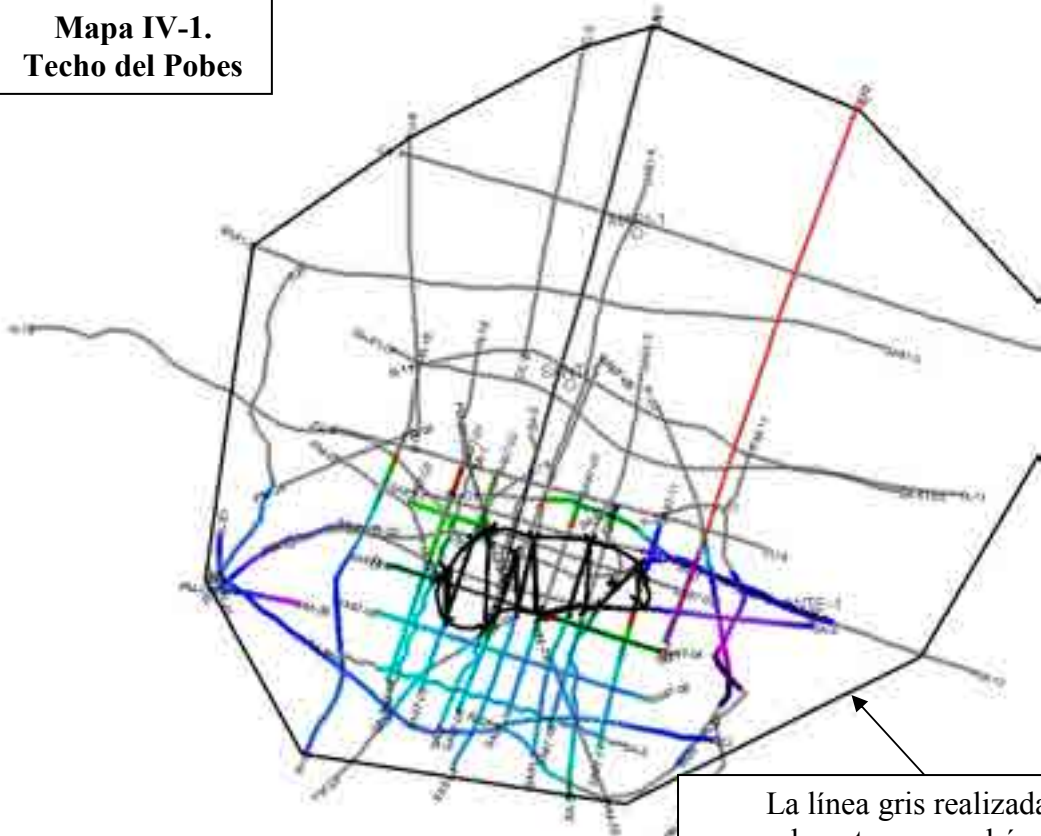
Mapa IV-8. Techo del Albo-Cenomaniense

Mapa IV-9. Techo del Albense

En los mapas de este apéndice, se aprecia la evolución del perímetro del diapiro de Salinas de Añana. Las partes interpretadas de las líneas sísmicas de los siguientes mapas de cada nivel geológico están codificadas por colores proporcionando profundidades relativas en tiempo doble por debajo del datum sísmico de 600 metros sobre el nivel del mar. En el gráfico siguiente y de izquierda a derecha, se encuentran las escalas de los techos: Conglomerado de Pobes, Santoniense, Osma, Subijana, Zuazo, Turoniense, Cenomaniense, Albo-Cenomaniense y Albiense.

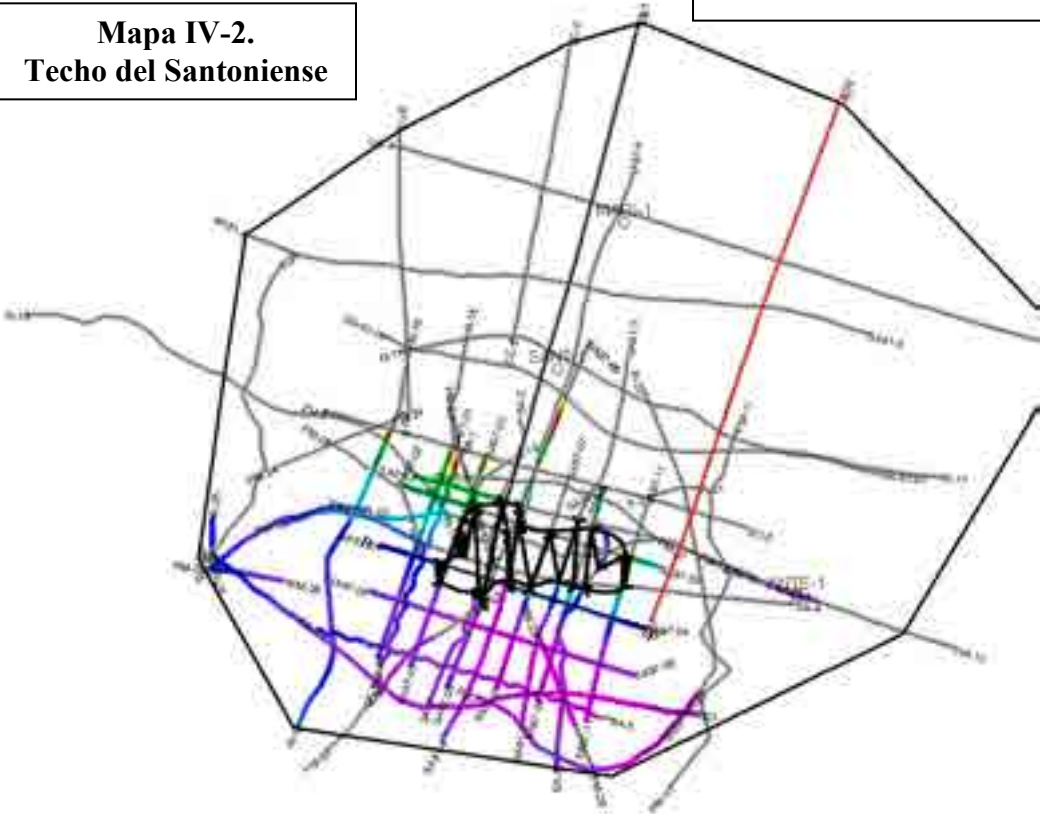


**Mapa IV-1.  
Techo del Pobes**

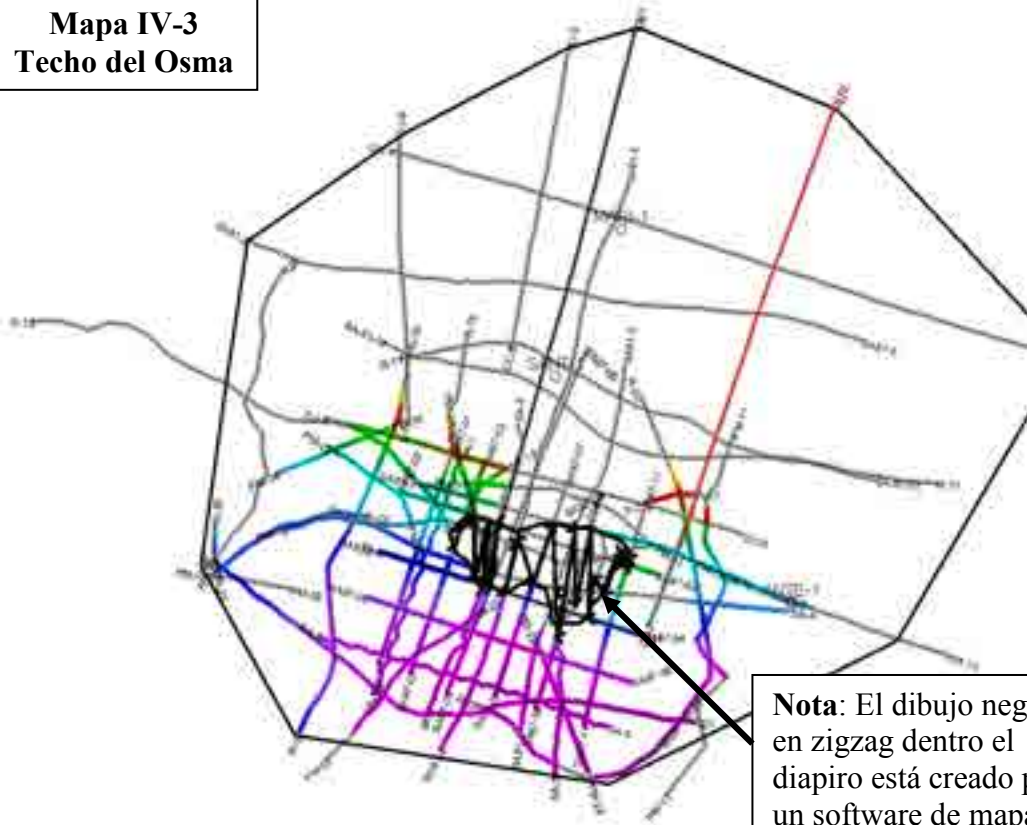


La línea gris realizada manualmente marca el área que en otros mapas de la tesis ha sido topografiado por ordenador

**Mapa IV-2.  
Techo del Santiense**

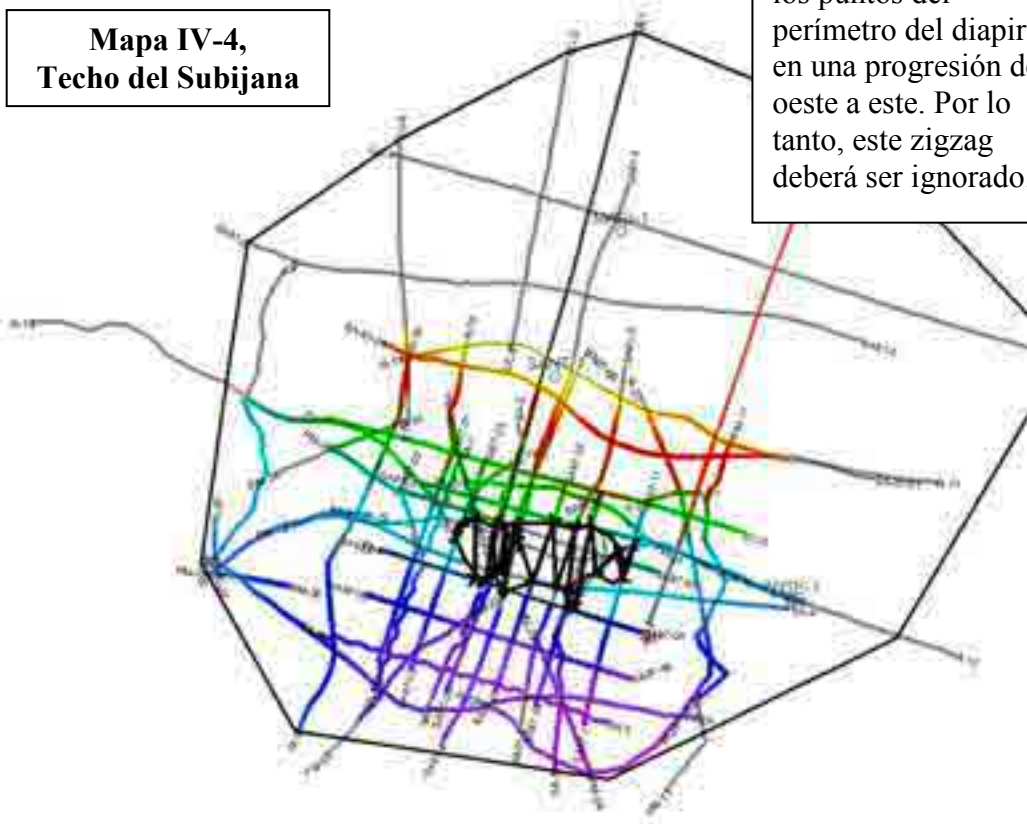


**Mapa IV-3  
Techo del Osma**



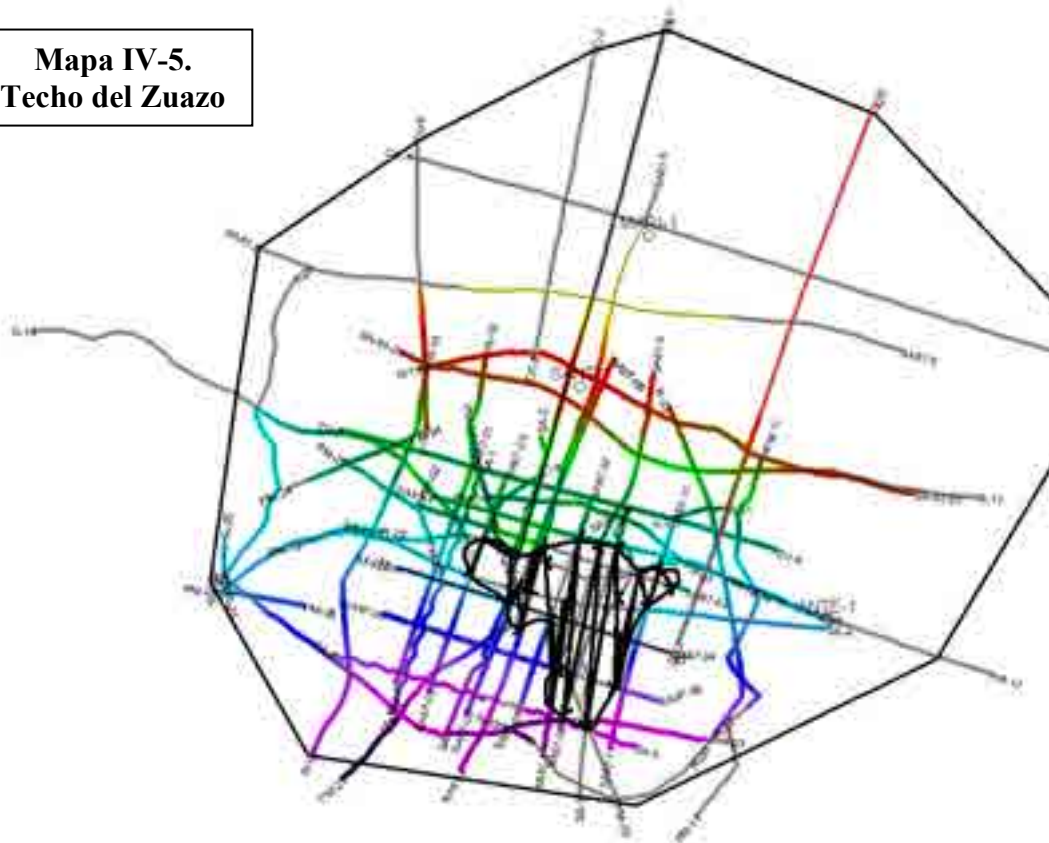
**Nota:** El dibujo negro en zigzag dentro el diapiro está creado por un software de mapas que intenta conectar los puntos del perímetro del diapiro en una progresión de oeste a este. Por lo tanto, este zigzag deberá ser ignorado.

**Mapa IV-4,  
Techo del Subijana**



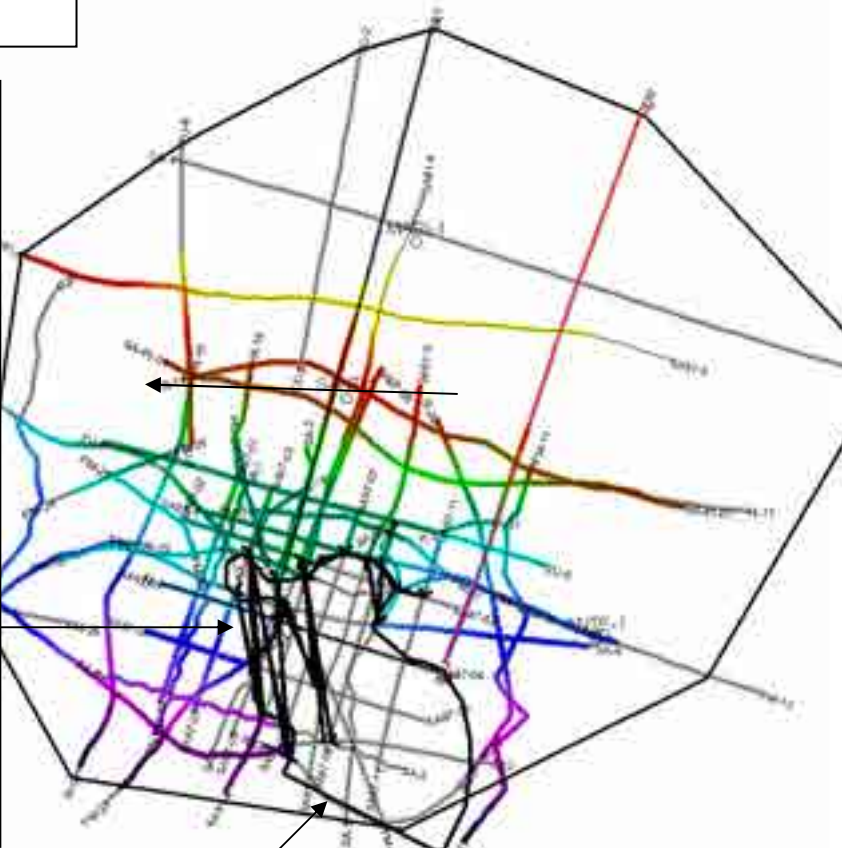


**Mapa IV-5.  
Techo del Zuazo**



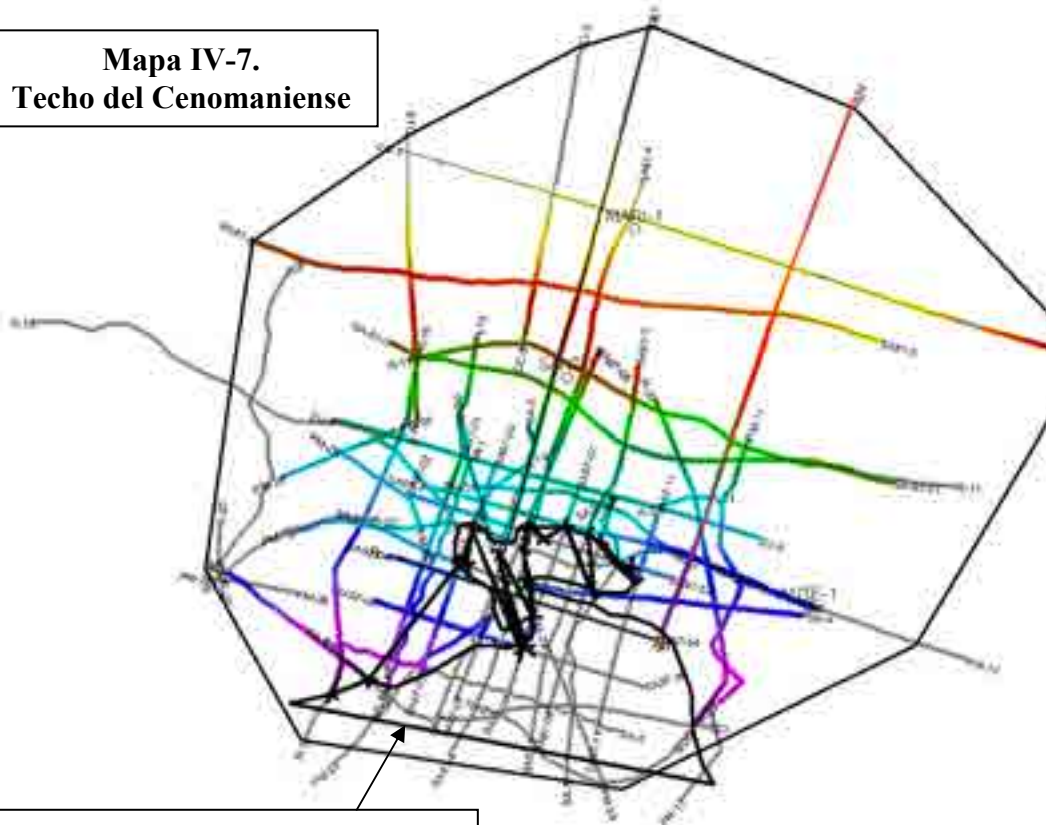
**Mapa IV-6.  
Techo del**

**Nota:** En el mapa 6, una parte del dibujo en zigzag, mencionado anteriormente, cae fuera del límite del diapiro por la irregularidad del perímetro del contacto del techo del Turoniense con el diapiro, Esta línea en zigzag creada por el software no es real y deberá ser ignorada.



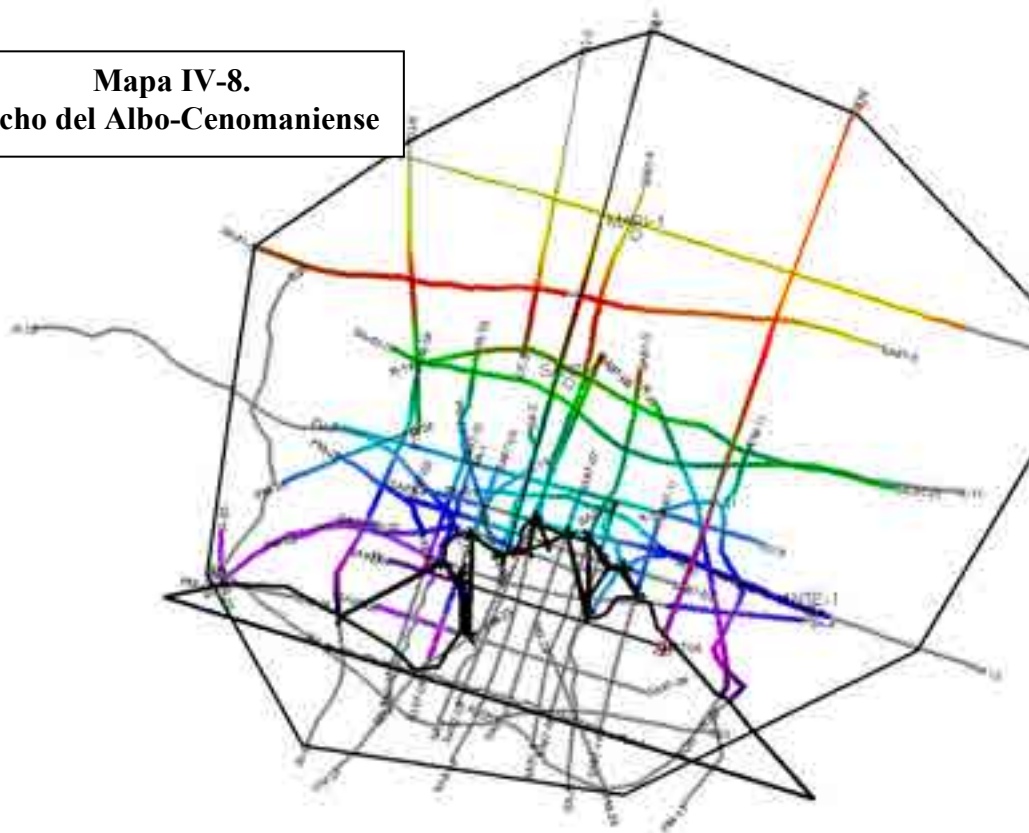
**Nota:** El diapiro no es independiente de la masa de sal que está al sur ya que el contacto del Turoniense-Keuper tiene forma de cuello en lugar de cerrarse alrededor del diapiro

**Mapa IV-7.**  
**Techo del Cenomaniense**



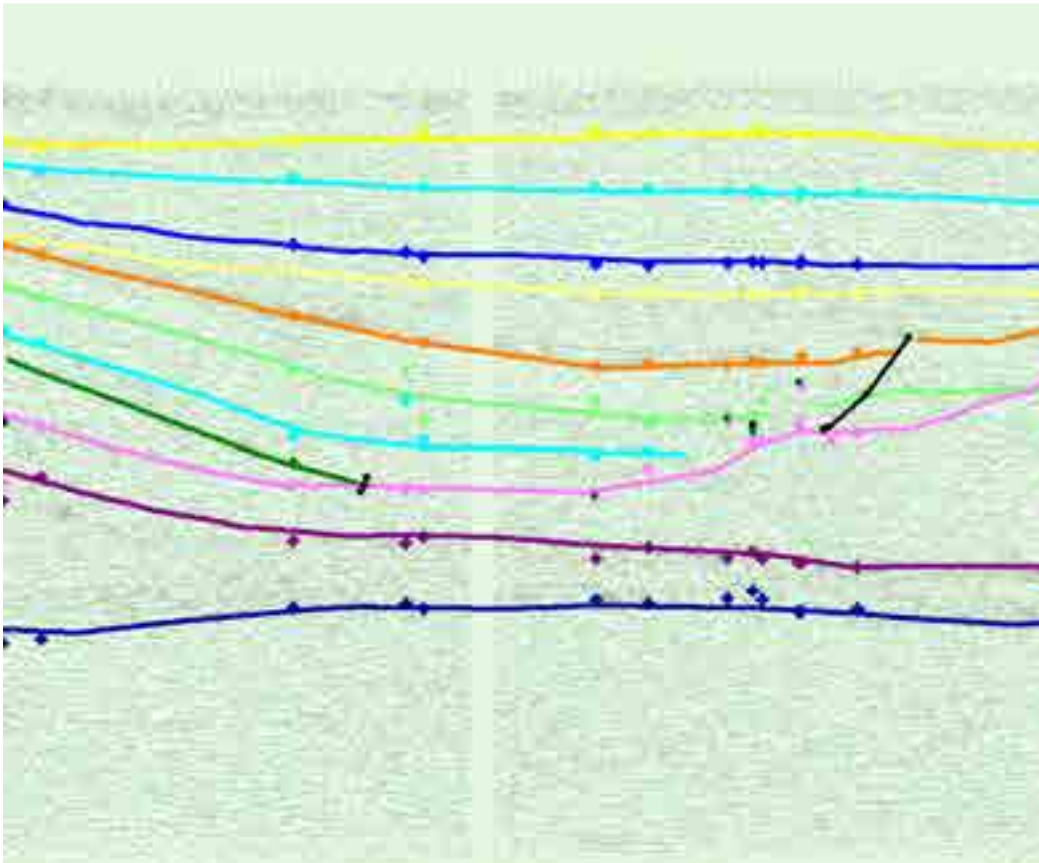
La masa de sal continúa por el sur

**Mapa IV-8.**  
**Techo del Albo-Cenomaniense**





## APÉNDICE V



Vistas de las líneas sísmicas en el área del diapiro de Salinas de Añana  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

# APÉNDICE V

## LÍNEAS SÍSMICAS EN EL ÁREA DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA

# CONTENIDO

Líneas sísmicas en orden alfa-numerico (figuras diferentes de la misma línea con sufijos a y b)

Figura V-

1. CC-1
2. CC-2
3. PM-11
4. PM-12
5. PM-16
6. PM-23
7. PM-24
8. PM-25
9. PM-26
10. PM-27
11. PM-29
12. PM-31
13. R-15
14. R-16
15. R-17
16. R-18
17. R-19
18. R-20
19. R-21
20. R-22
21. R-23
22. R-25
23. R-26
24. R-57

Figura V-

25. SA-1
26. SA-2
27. SA-3
28. SA-4
29. SA-5
30. SA-81-01
31. SA81-2
32. SA81-3
33. SA81-4
34. SA81-5
35. SA97-01
36. SA97-02
37. SA97-03
38. SA97-04
39. SA97-05
40. SA97-06
41. SA97-07
42. SA97-09
43. SA97-11
44. ZU-1
45. ZU-2
46. ZU-5
47. ZU-6

## INTRODUCCIÓN

Las líneas interpretadas en el área del diapiro de Salinas de Añana aparecen en las páginas siguientes en orden alfa-numérico. A la izquierda de cada línea hay un plano donde dicha línea figura en color rojo. En el plano, también se muestran los sondeos marcados con un círculo negro. MARI-1 es el sondeo denominado Marinda 1, SANT-1 es el sondeo San Antonio 1 y ANTE-1 es el sondeo Antezana 1. Los sondeos están proyectados en una línea sísmica siempre y cuando se hayan dentro de los 400 metros perpendiculares a la línea. El hecho, de que la proyección de un sondeo en una línea sísmica sea siempre perpendicular a dicha línea, en lugar de perpendicular al buzamiento, causa que los horizontes geológicos no coincidan necesariamente con los horizontes sísmicos.

Todas las secciones sísmicas están generadas con la misma cantidad determinada de trazas por centímetro, de tal forma, que la longitud de cada línea generada vaya en función del número de trazas existentes en esa línea, en lugar de seguir una escala horizontal. En cuanto a la escala horizontal concierne, las líneas de la misma malla solo pueden ser comparadas entre ellas mismas. Este método de mostrar los datos sísmicos hace más fácil la interpretación sísmica, ya que se pueden seguir los horizontes de traza a traza. Sin embargo, la desventaja de este método de mostrar los datos es que los buzamientos están exagerados en líneas con mucho espacio entre trazas. Por otro lado, los buzamientos parecen menores en líneas con poca distancia entre trazas.

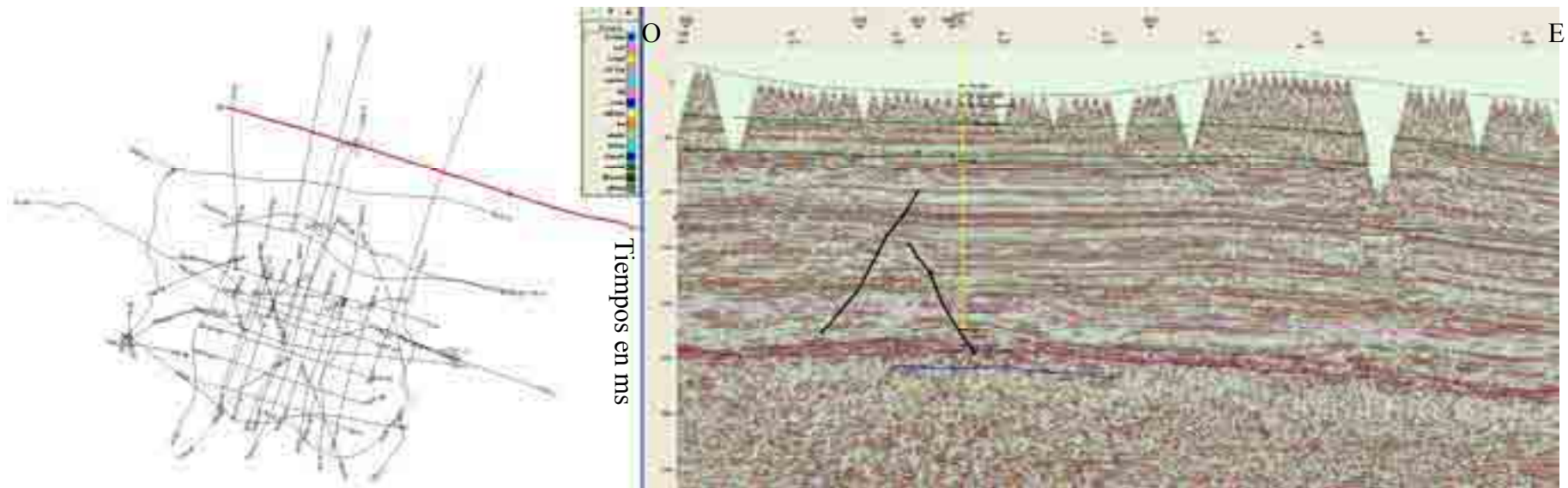
## LEYENDA DE LOS COLORES Y ABREVIATURAS DE LOS HORIZONTES INTERPRETADOS

Horizontes	
congl	
sal top	
santon	
sal	
osma	
subijan	
bw	
maen	
turon	
cenom	
albocen	
albian	
keuper	
ofitas	
musch	

- Línea amarilla (**congl**) = Techo del conglomerado de Pobes
- Línea azul claro superior (**santon**) = Techo del Santiense
- Línea azul (**osma**) = Techo del Osma
- Línea amarillo claro (**subijan**) = Techo del Subijana
- Línea naranja (**bw**) = Base de la unidad de la cuña
- Línea verde claro (**zuazo**) = Techo del Zuazo
- Línea azul claro inferior (**turon**) = Techo del Turoniense (Techo del Garate)
- Línea verde (**cenom**) = Techo del Cenomaniense
- Línea verde oscuro (**albocen**) = Techo del Albocenomaniense
- Línea gris (**albian**) = Techo del Albiense
- Línea rosa (**sal top**, **sal** o **keuper**) = limite del Triásico Superior (evaporitas del Keuper)
- Línea morada (**ofitas**) = Techo de las ofitas dentro la sección del Keuper
- Línea azul marino (**musch**) = Techo del Triásico Medio (Muschelkalk)

**Nota:** Debido al software, en algunas ocasiones, algún horizonte podría aparecer de color verde claro en lugar de su color clave.





**Figura V-1a. Línea CC-1** La línea sísmica CC-1 está situada al sur y paralela al eje del anticlinal de Zuazo. Está un poco al norte (en la dirección opuesta del buzamiento regional) del sondeo Marinda 1. Obsérvese, que hay pocas fallas en esta área. Las áreas sin datos en forma de uve, justo debajo de la línea gris representando la superficie terrestre, son debidas al retraso de la llegada de los datos de reflexión a los geófonos sucesivamente más lejanos del punto de tiro. Los puntos de tiro están situados donde los datos sísmicos casi alcanzan a la línea que representa la superficie terrestre. Un poco al este de la posición del sondeo, marcado en color amarillo (Marinda 1), se puede observar que falta un punto de tiro. Por esta razón, el tamaño en forma de uve del área sin datos, es dos veces más ancha y más profunda. Por otro lado, las profundidades de dichas áreas mencionadas están relacionadas con el número de puntos de tiro no registrados. Hay múltiples razones por las cuales los puntos de tiro no son registrados, por ejemplo, su cercanía a estructuras arquitectónicas como casas, puentes, etc. o por la presencia de impedimentos orográficos como ríos, terrenos escarpados, etc.



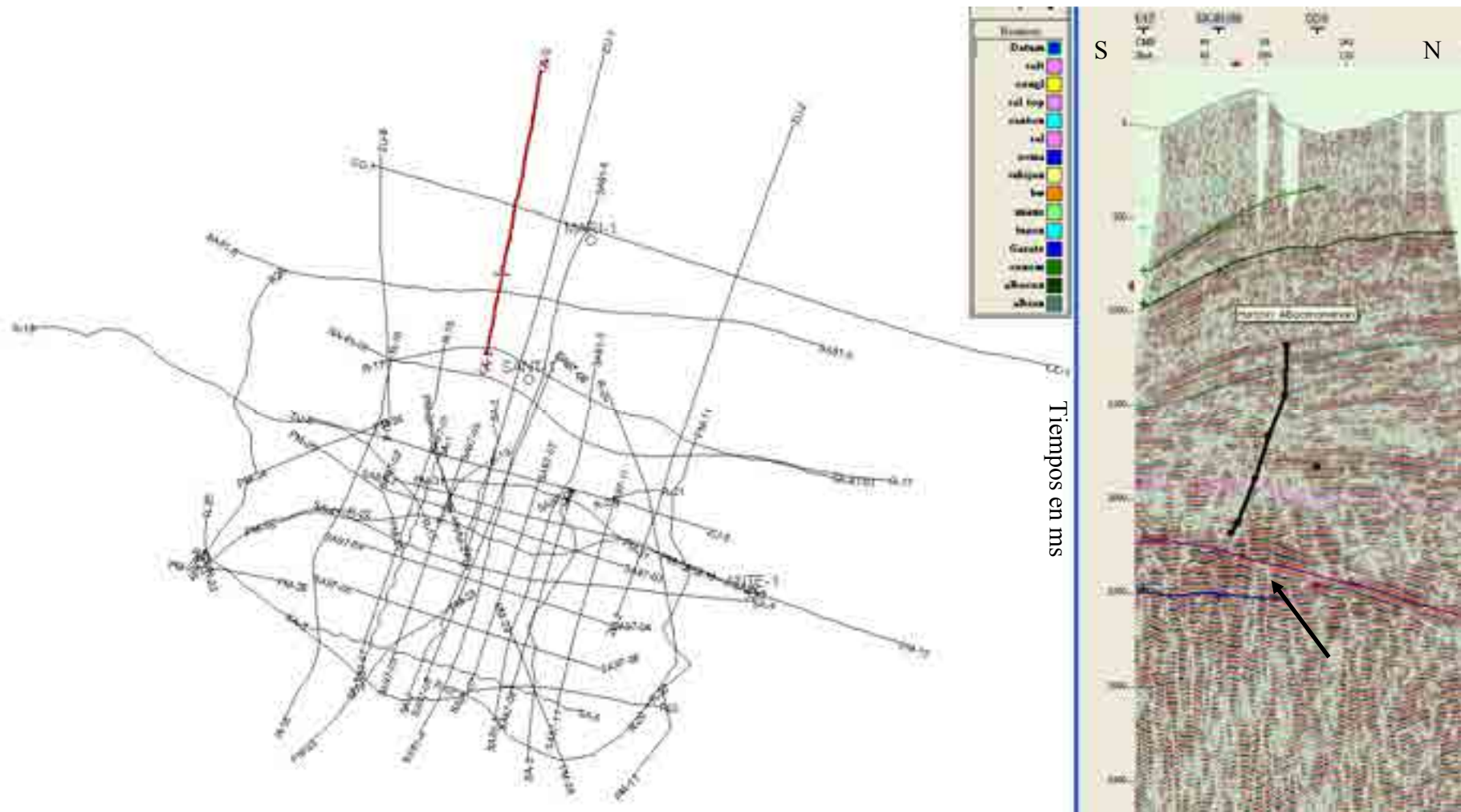


Figura V-2a. Línea CC-2 Las ofitas se estrechan al norte (flecha negra).

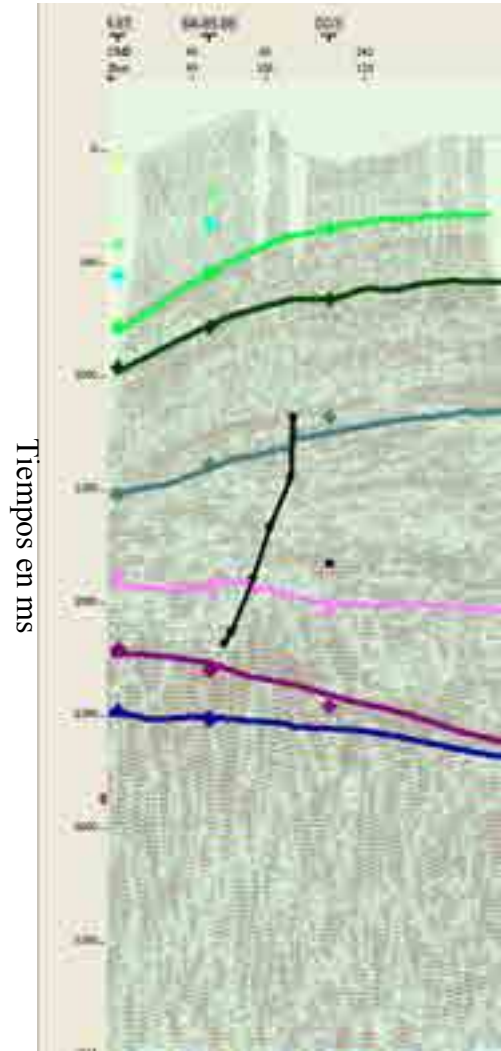
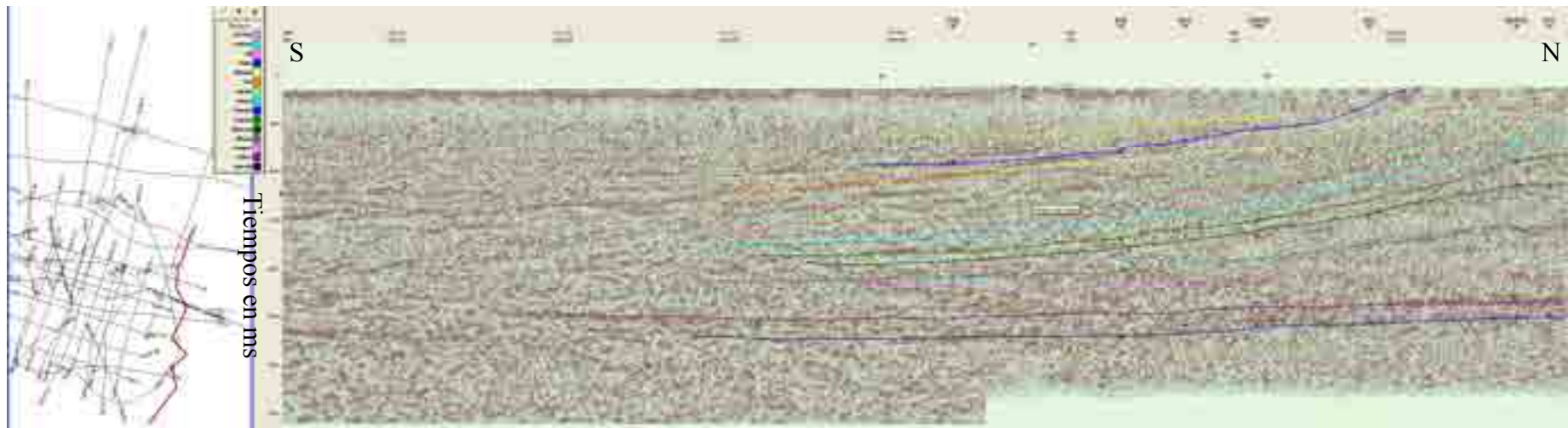


Figura V-2b. Línea CC-2 agrandada.



**Figura V-3a. Línea PM-11** La línea PM-11 es de baja calidad. El techo del Keuper no es evidente.

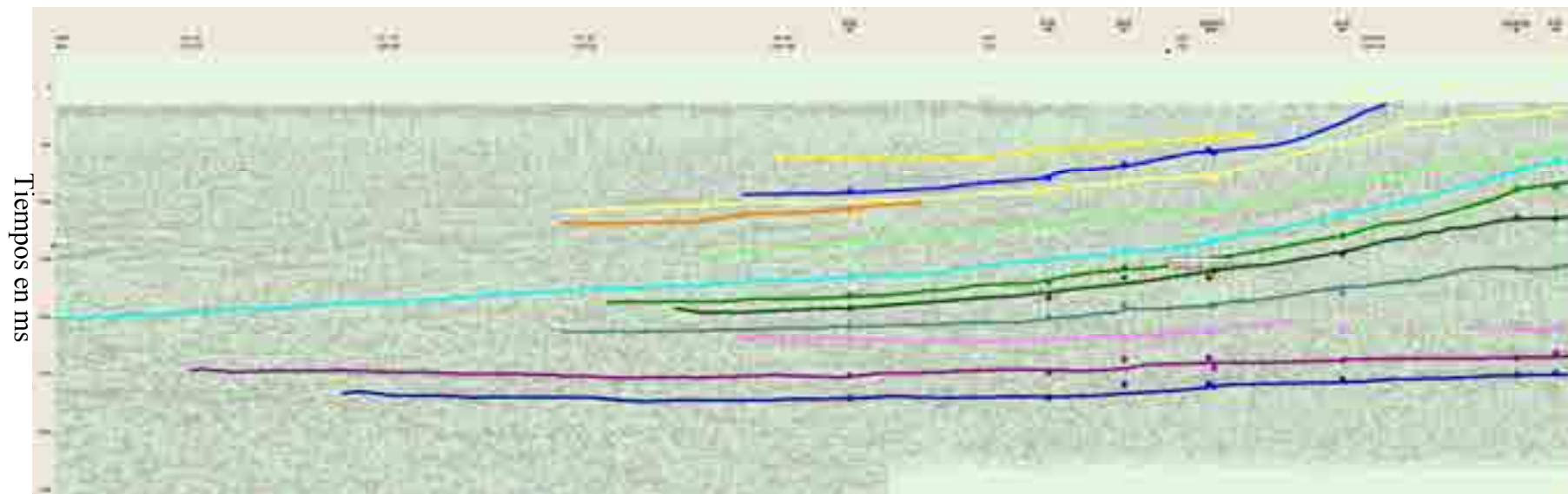
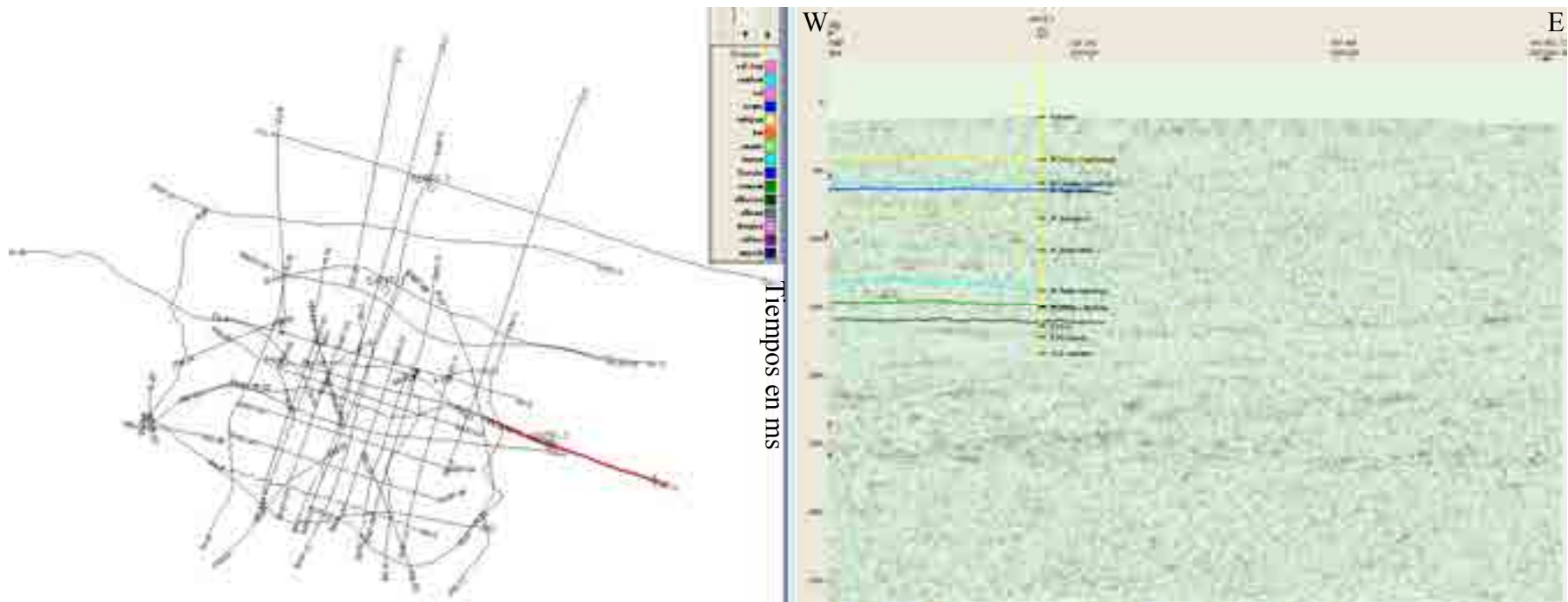


Figura V-3b. Línea PM-11 agrandada.



**Figura V-4a. Línea PM-12** A pesar de la mala calidad de la línea PM-12, la naturaleza horizontal de los horizontes de dicha línea ha permitido el calaje con el sondeo Antezana 1.

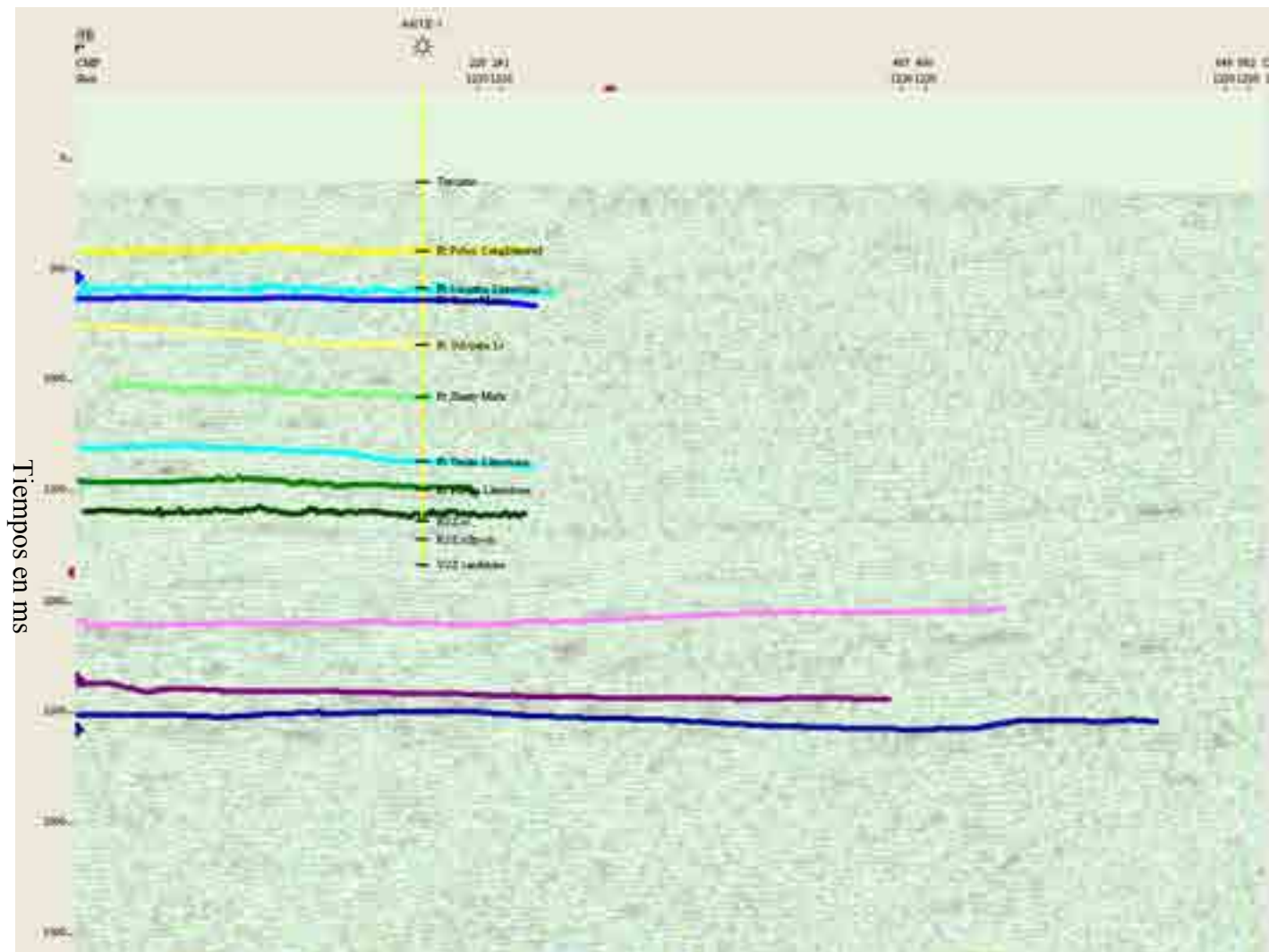
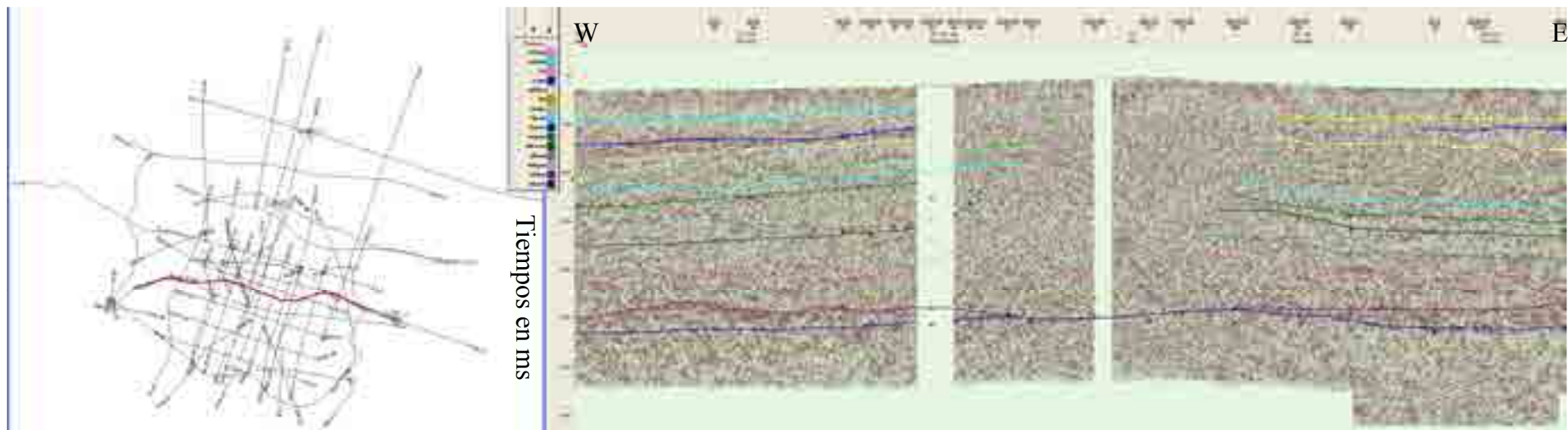


Figura V-4b. Línea PM-12 agrandada.





**Figura V-5a. Línea PM-16** Obsérvese, que en esta línea no existen ofitas por debajo del diapiro. Interpretaciones geofísicas realizadas con datos procesados años atrás, señalan al techo de las ofitas de esta interpretación como basamento (rocas Paleozoicas). En esta interpretación, el techo del Muschelkalk es considerado como el último horizonte sísmico interpretable, semejante al caso de las áreas marinas al norte de la Provincia de Guipúzcoa.

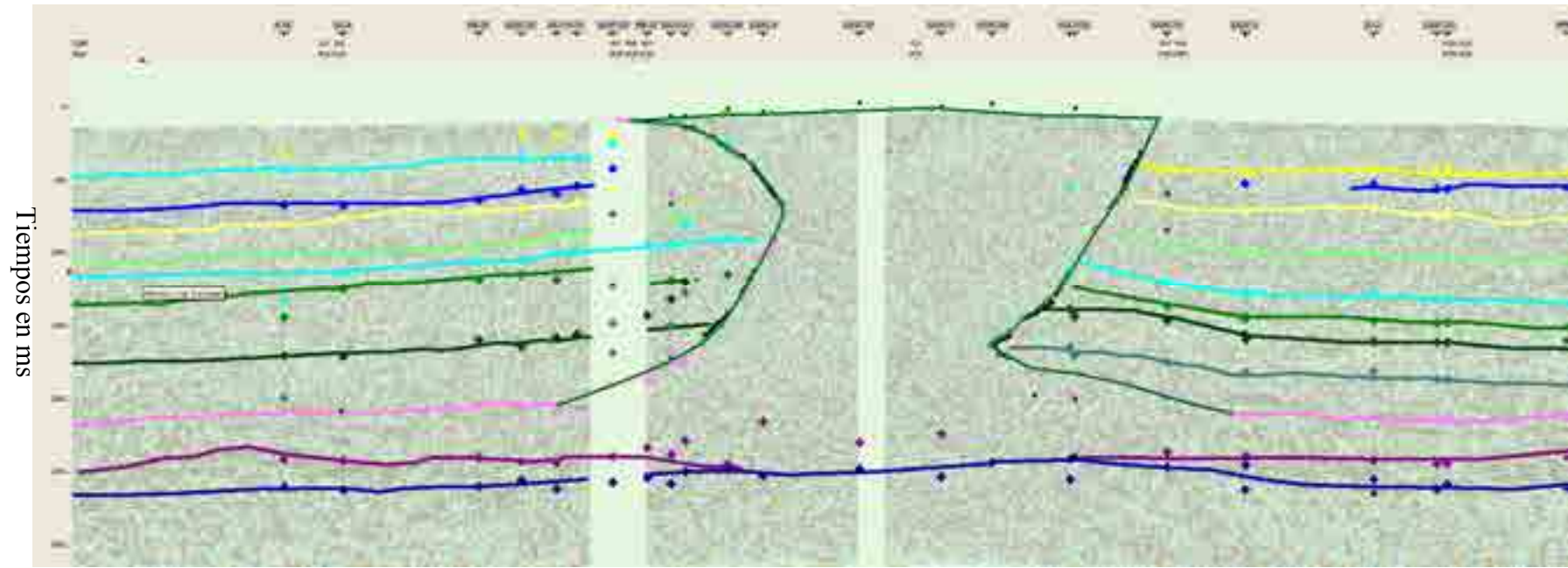
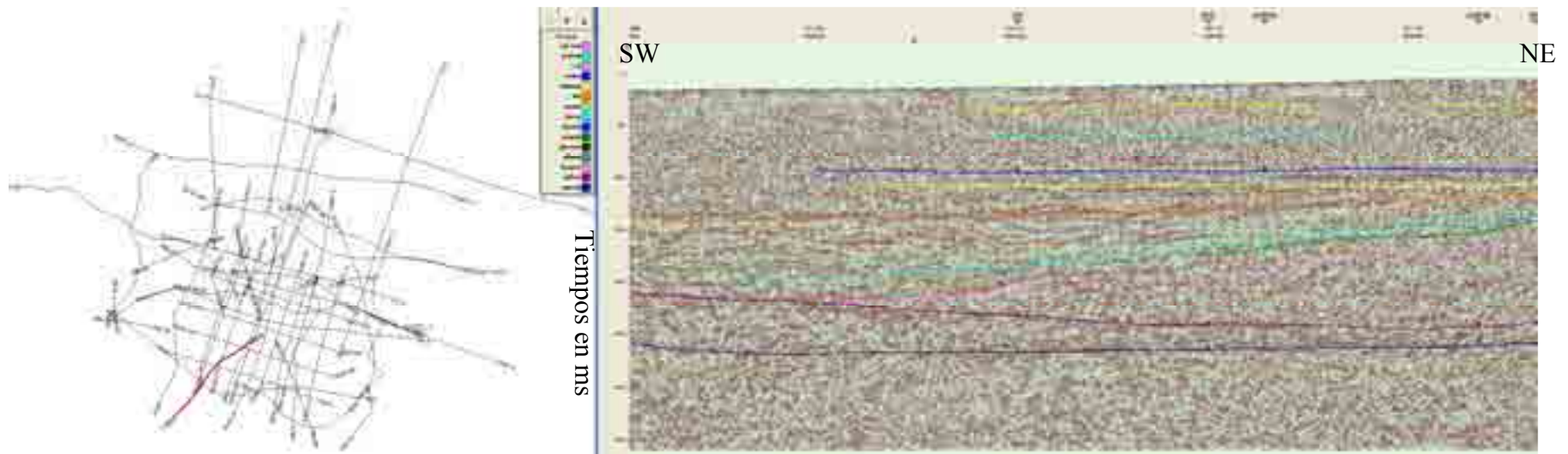


Figura V-5b. Línea PM-16 agrandada.



**Fig V-6a. Línea PM-23** El espesor de la sal parece estar disminuyendo, pero solo aparentemente, hacia el suroeste, debido a que las ofitas están situadas en niveles más altos dentro del Keuper en esta dirección suroeste.

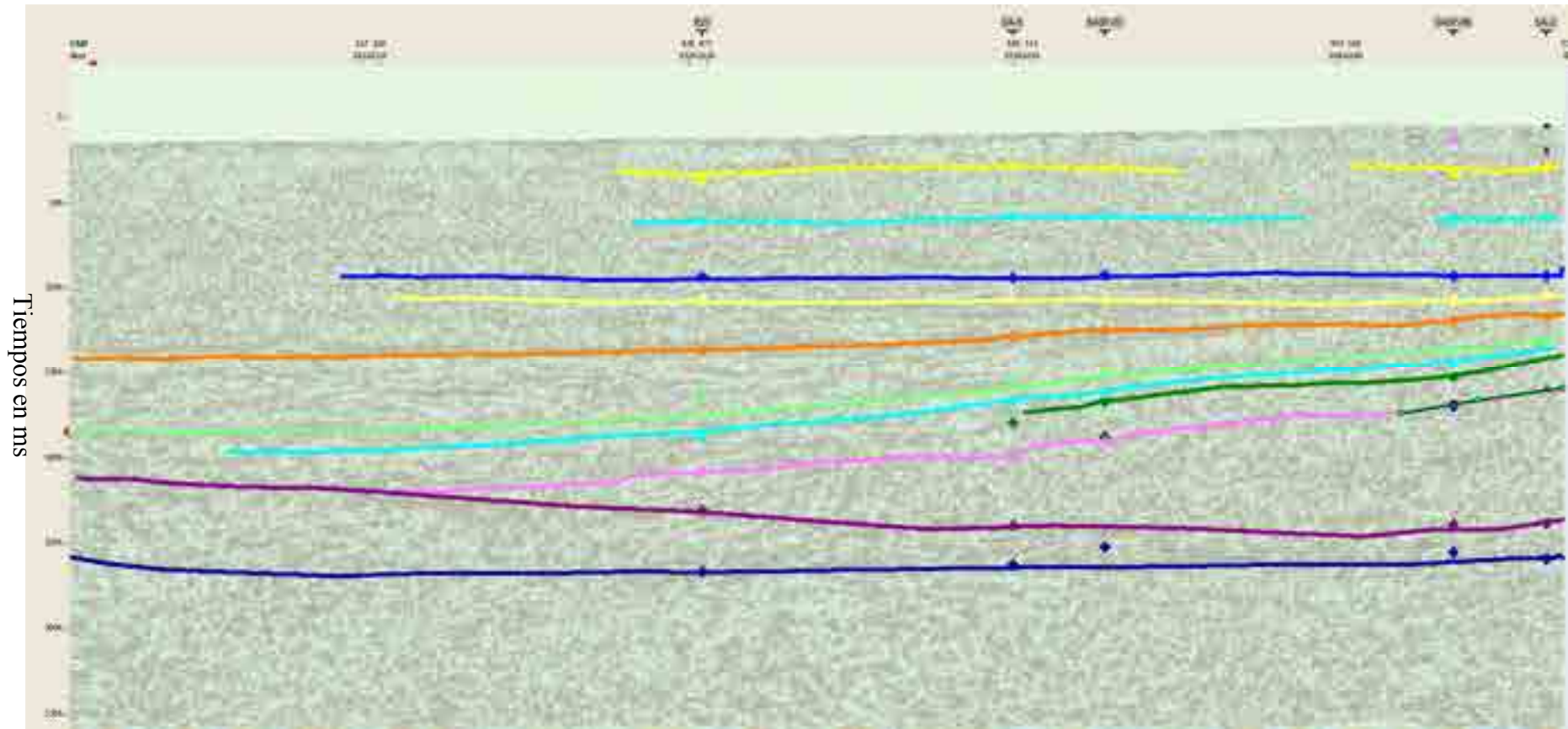
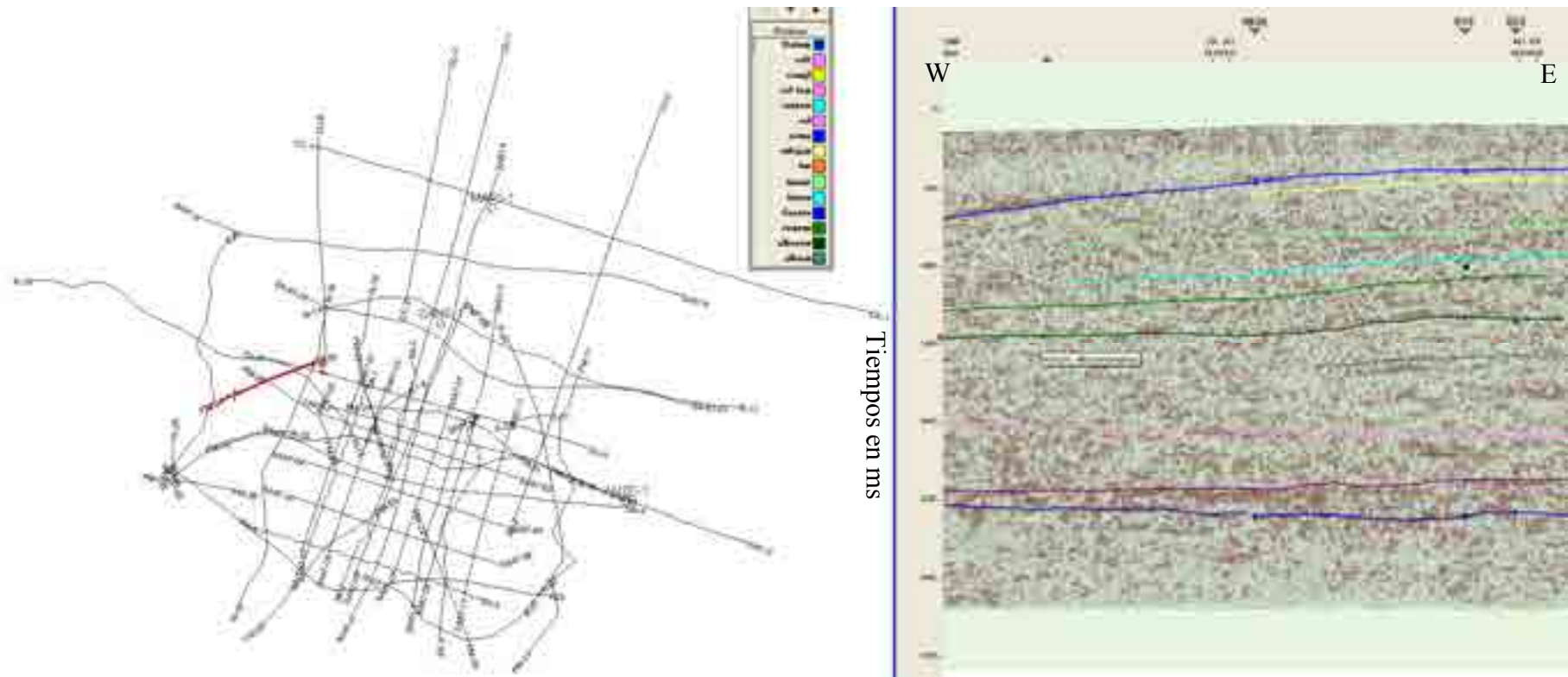


Figura V-6b. Línea PM-23 agrandada.



**Figura V-7a. Línea PM-24** La línea PM-24 va en dirección perpendicular al buzamiento de los horizontes y, por esta razón, los horizontes están en posición horizontal.

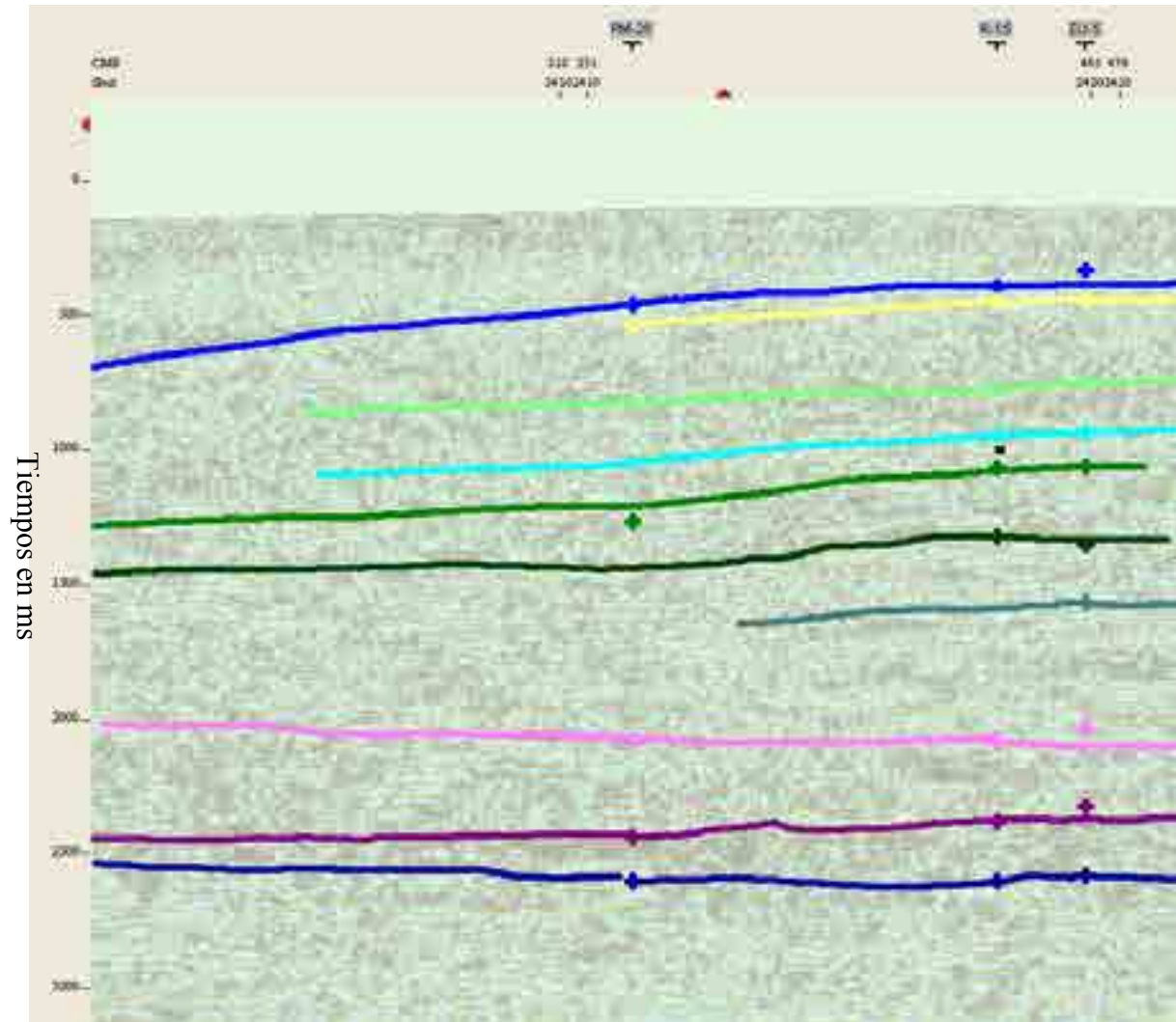
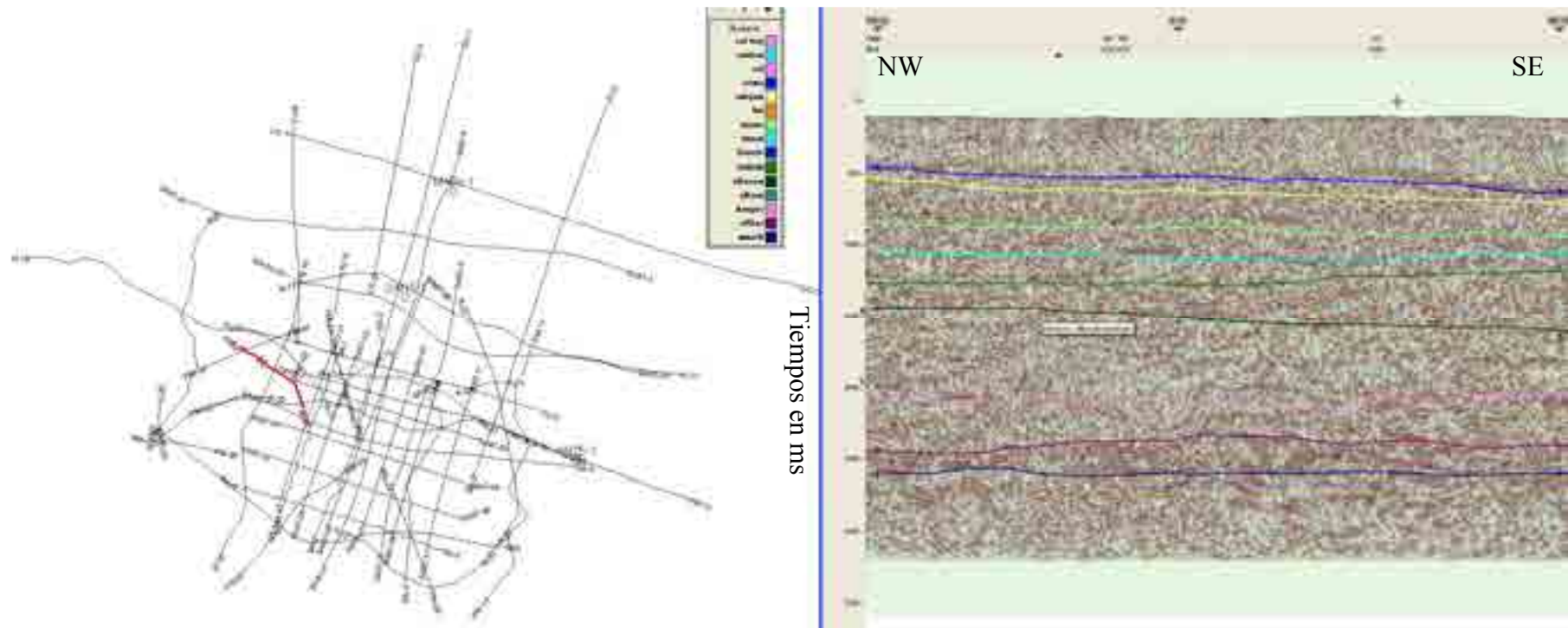


Figura V-7b. Línea PM-24 agrandada.



**Figura V-8a. Línea PM-25** Obsérvese la variación de espesor de la sección de las ofitas situada entre los dos reflectores más profundos. El techo del Cenomaniense no está en paralelo ni con el reflector del techo del Garate ni con el reflector del Albocenomaniense. Sin embargo, estos dos reflectores mencionados están en paralelo entre ellos mismos. Quizá, esto sea debido a que las aguas al noroeste fuesen más profundas durante la sedimentación del Cenomaniense.

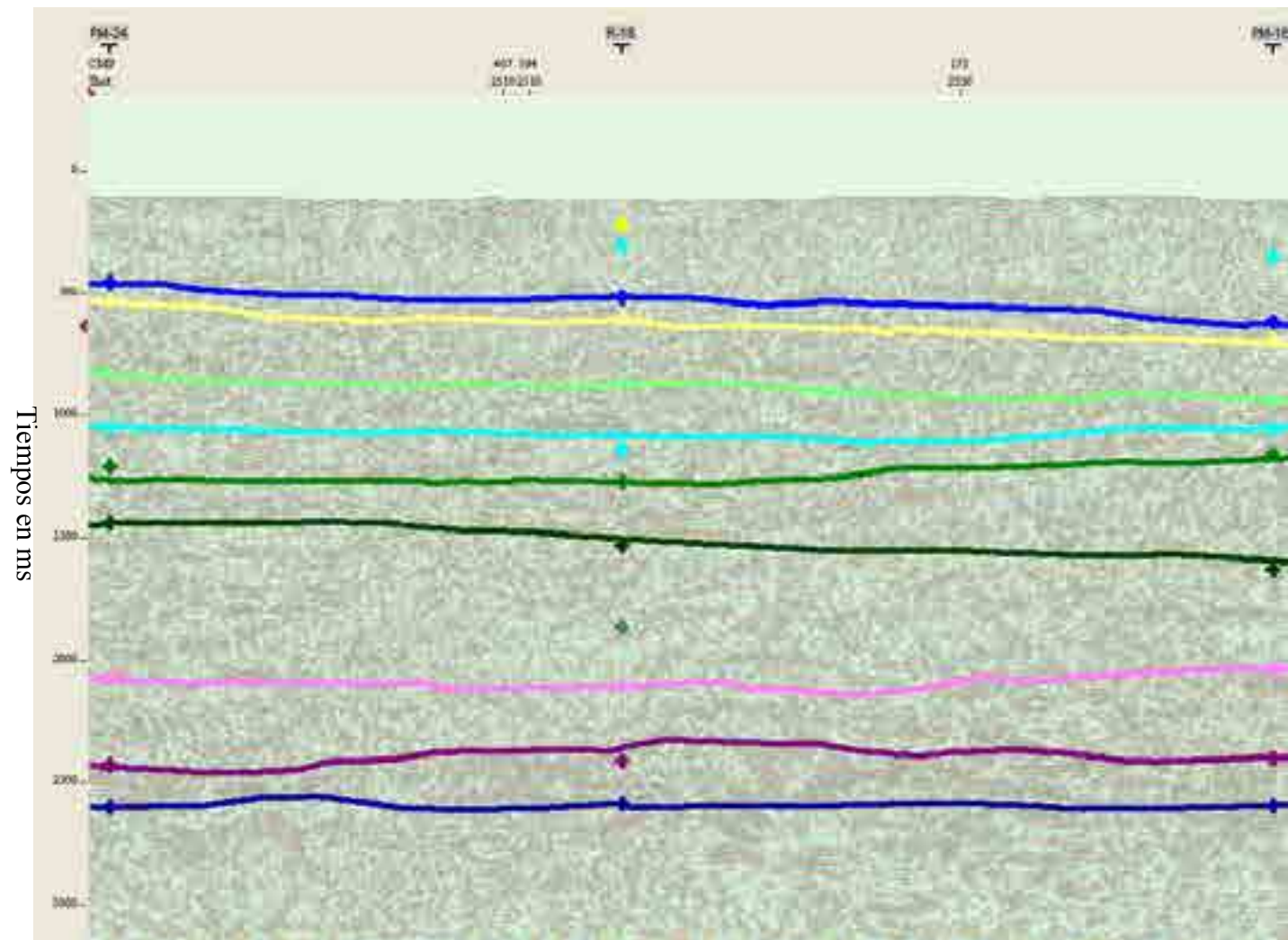
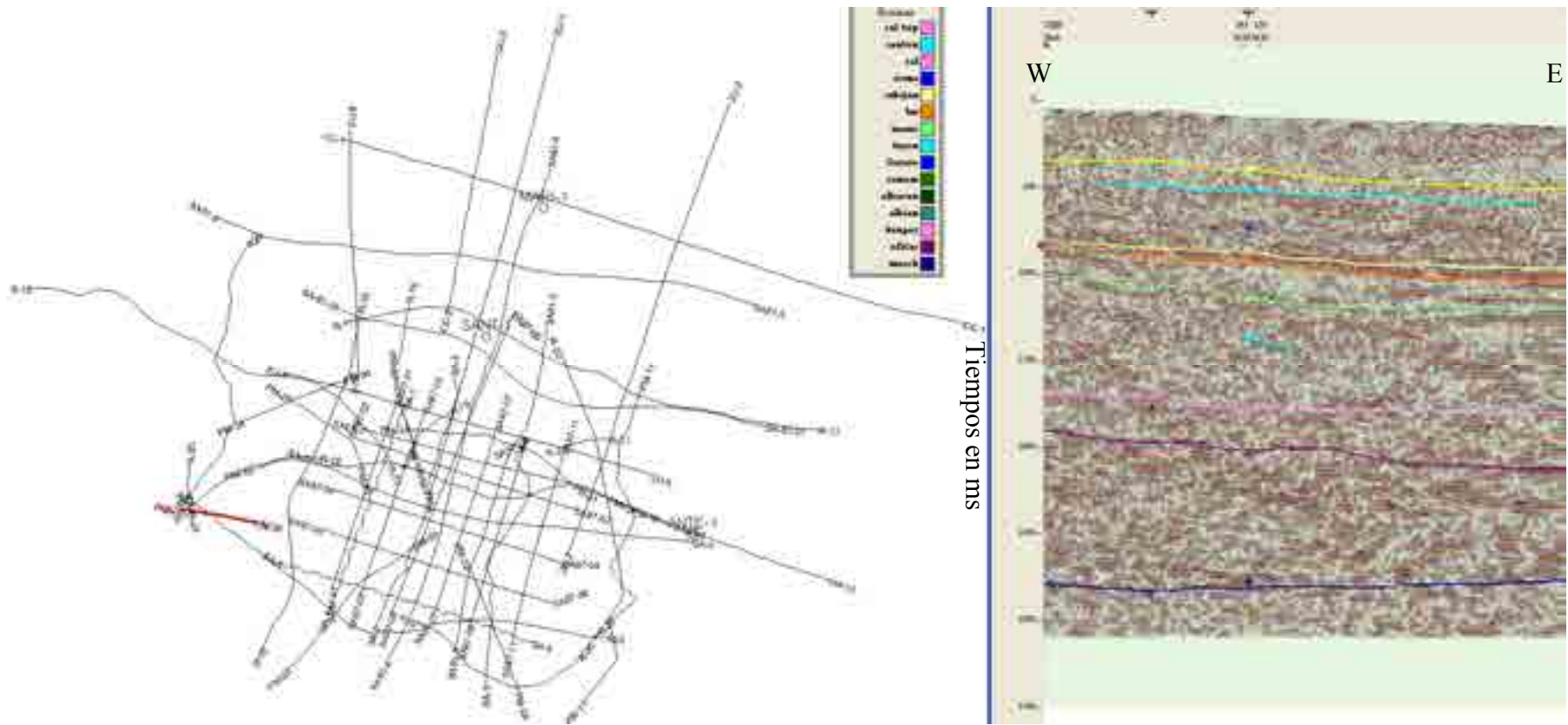


Figura V-8b. Línea PM-25 agrandada.





**Figura V-9a. Línea PM-26** En la línea PM-26, al oeste del diapiro, el Muschelkalk está muy profundo.

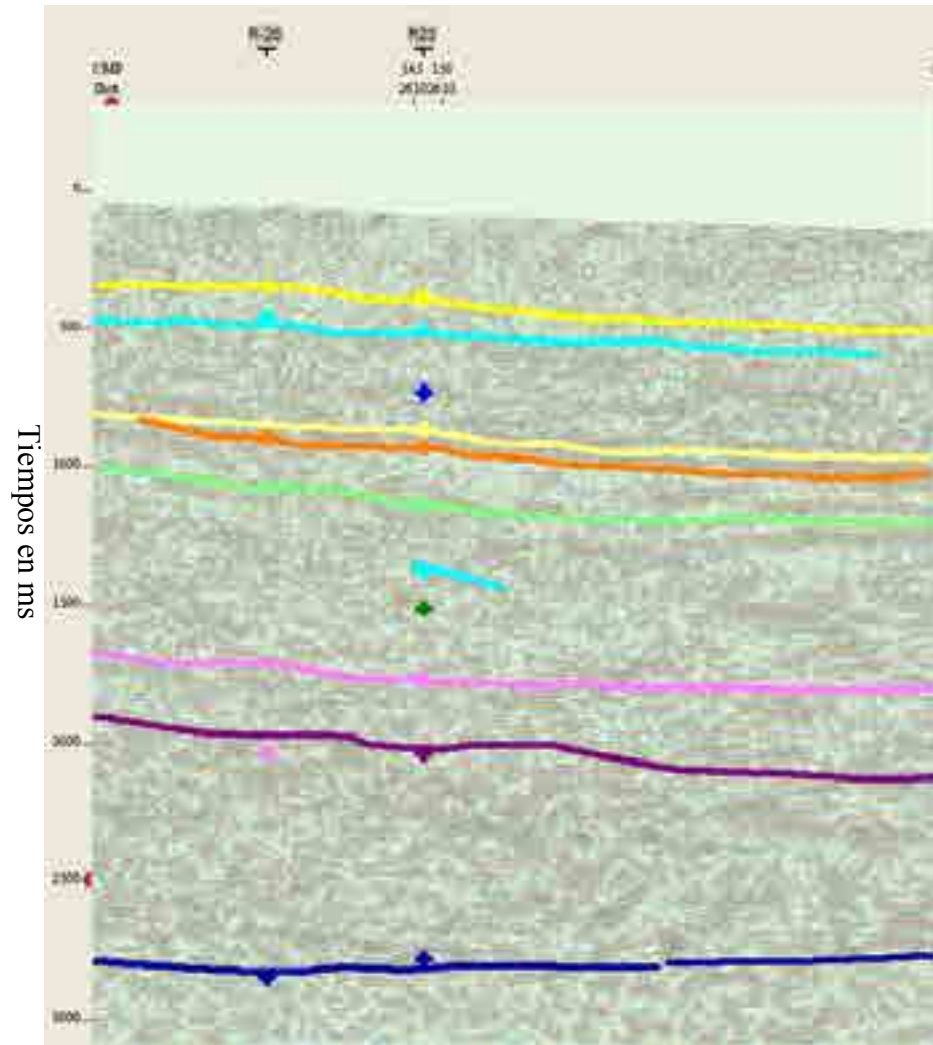
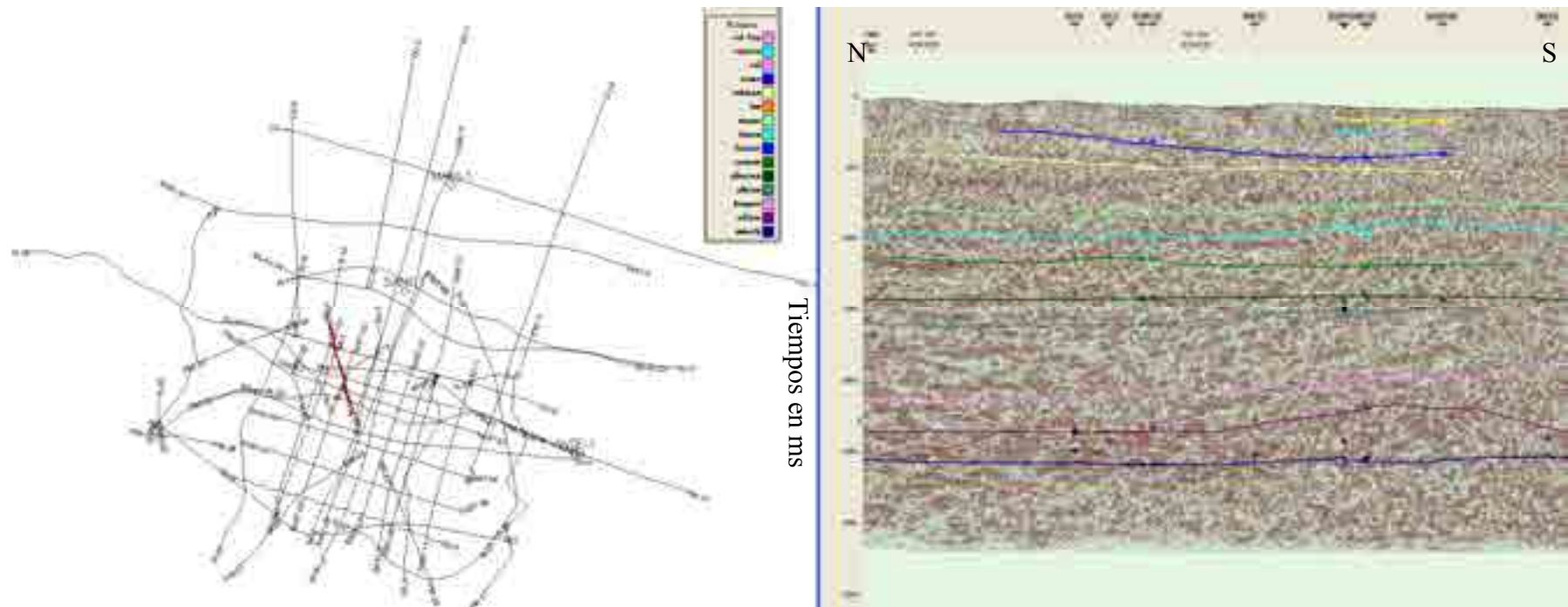


Figura V-9b. Línea PM-26 agrandada.



**Figura V-10a. PM-27** Los horizontes poco profundos desaparecen en la parte sureste de esta línea cuando se acercan al diapiro. En la mayoría de los casos, la calidad de los datos sísmicos está relacionada con las características de la superficie terrestre. En este caso concreto, se desconocen las causas de la desaparición de los horizontes.

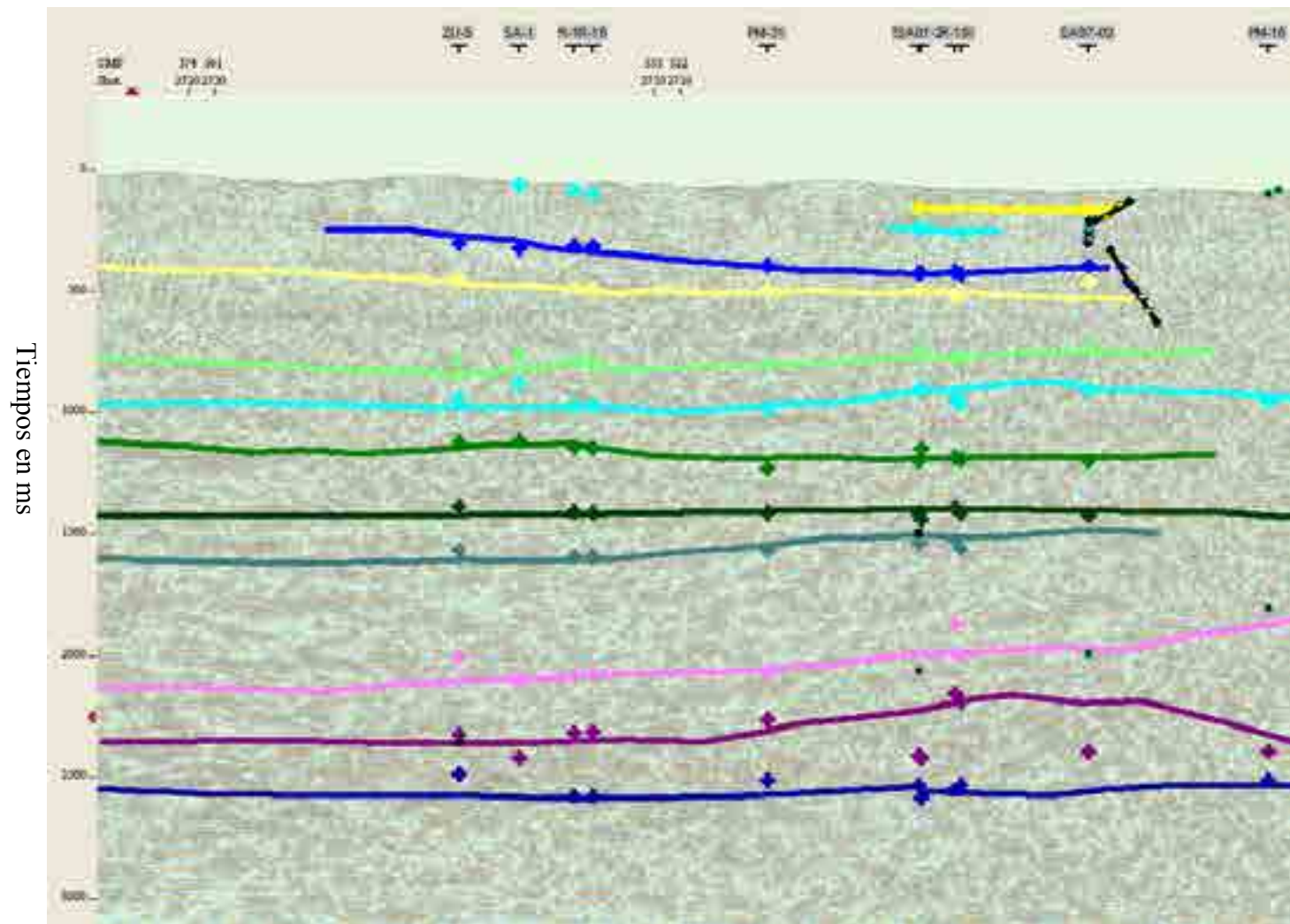
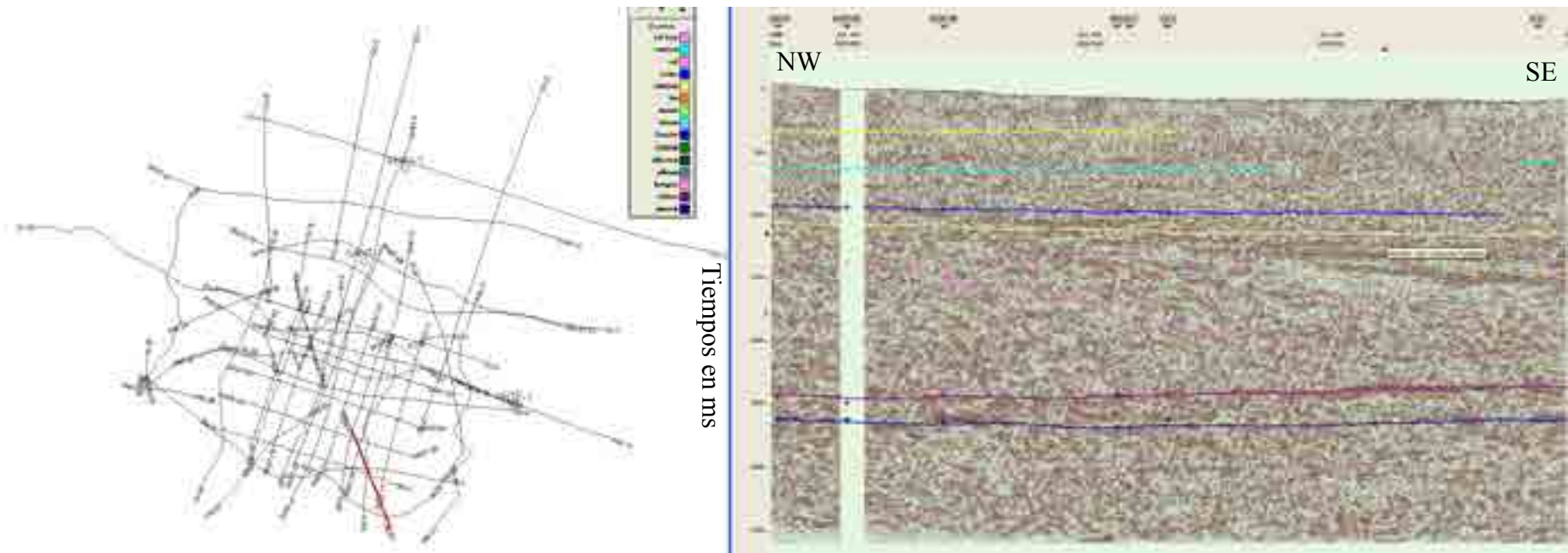


Figura V-10b. Línea PM-27 agrandada.



**Figura V-11a. PM-29** El espesor de la sal aumenta a medida que la línea PM-29 se acerca al diapiro situado al noroeste.

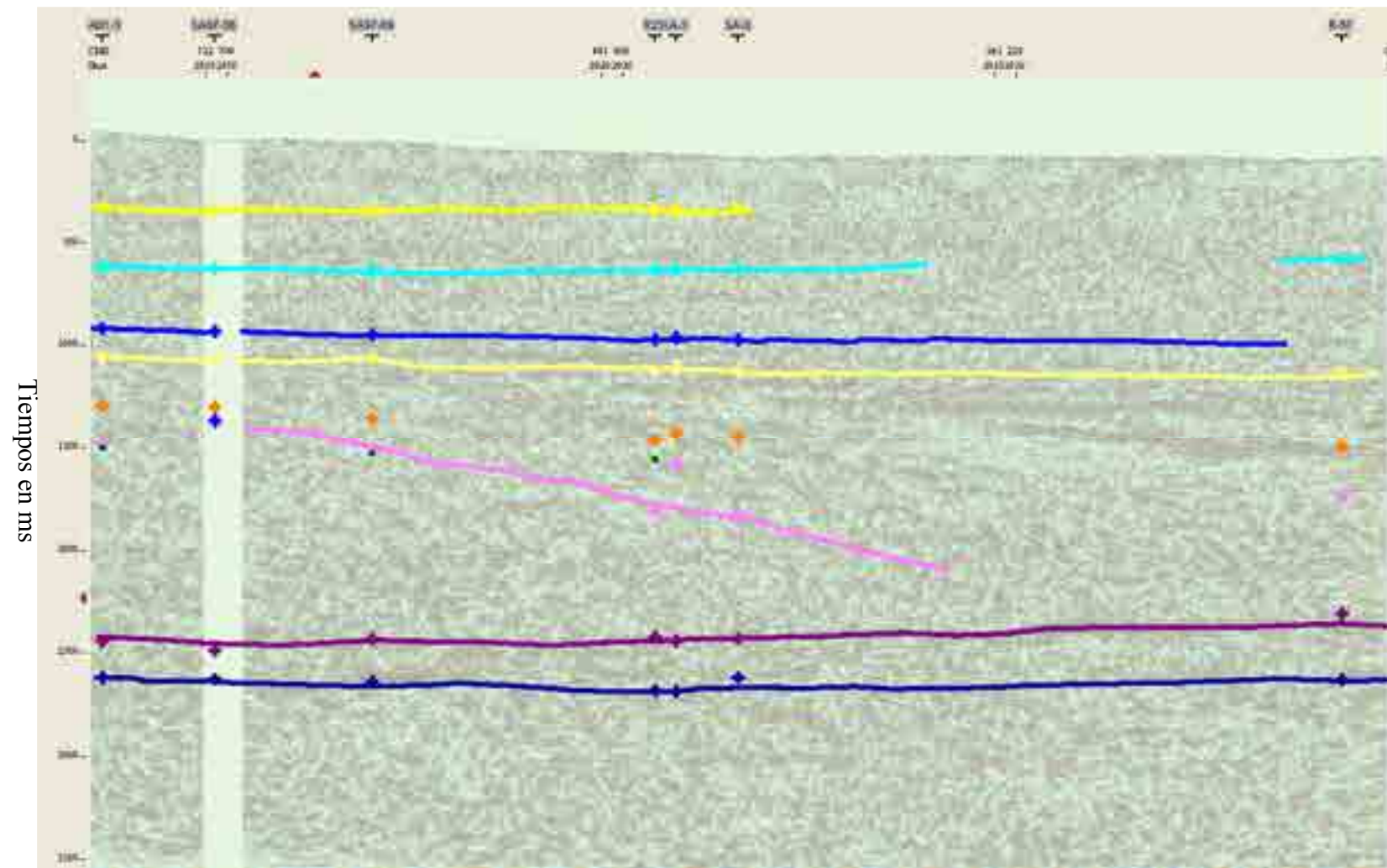
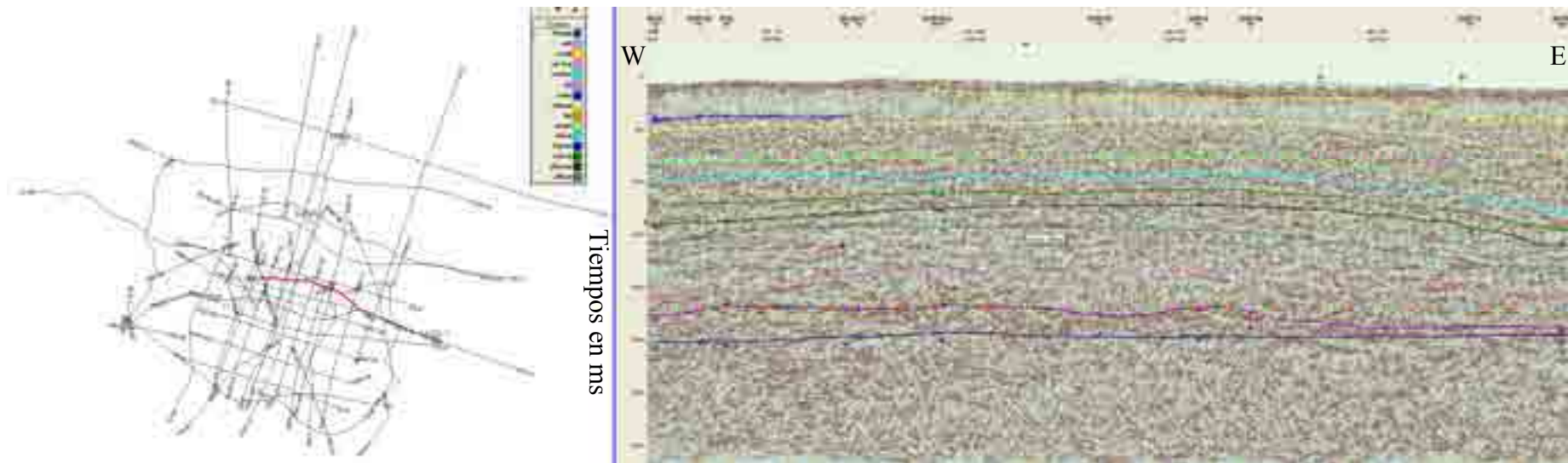


Figura V-11b. Línea PM-29 agrandada.



**Figura V-12a. Línea PM-31** La línea PM-31 está casi paralela al flanco norte del diapiro. Obsérvese la forma irregular del techo de la sal (horizonte rosa)

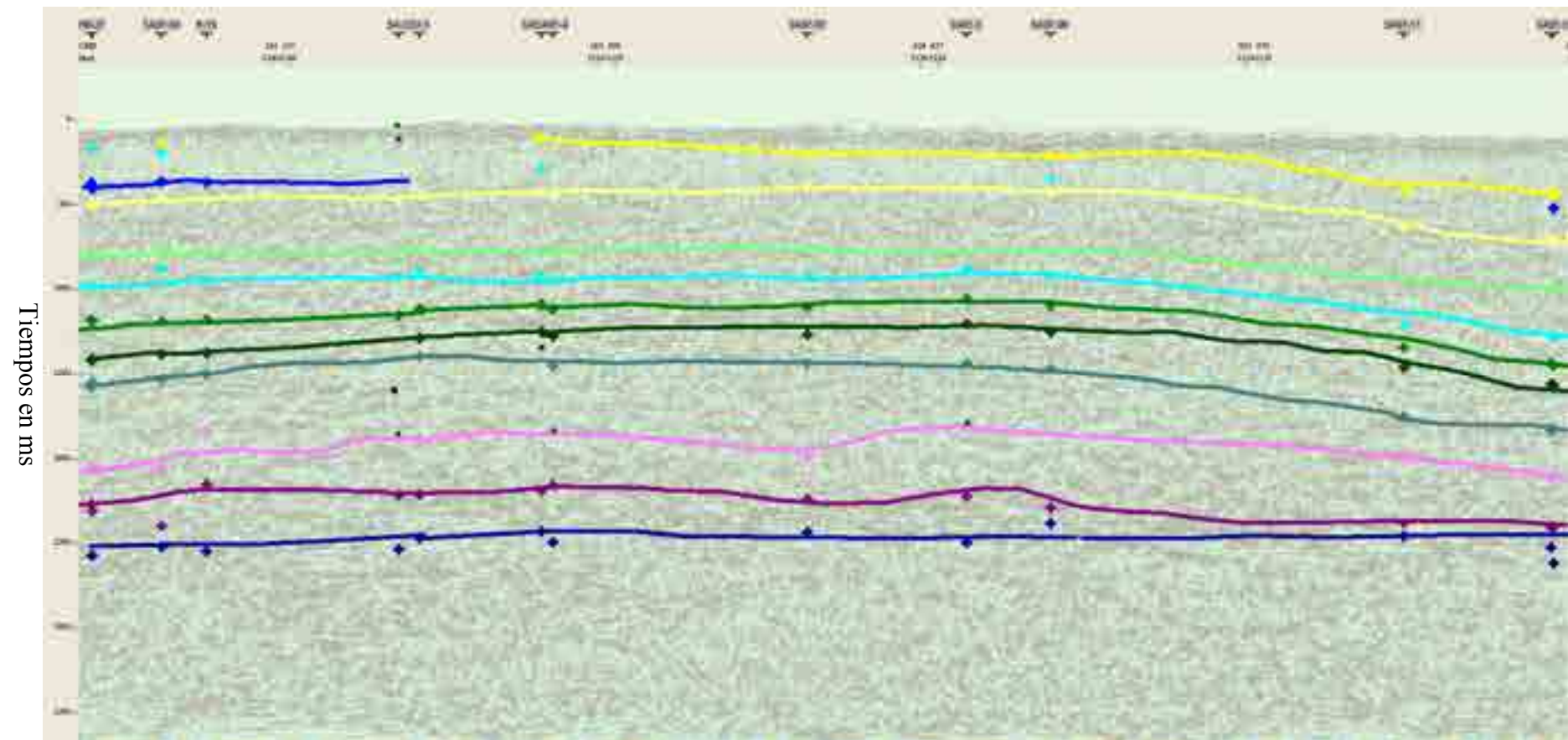
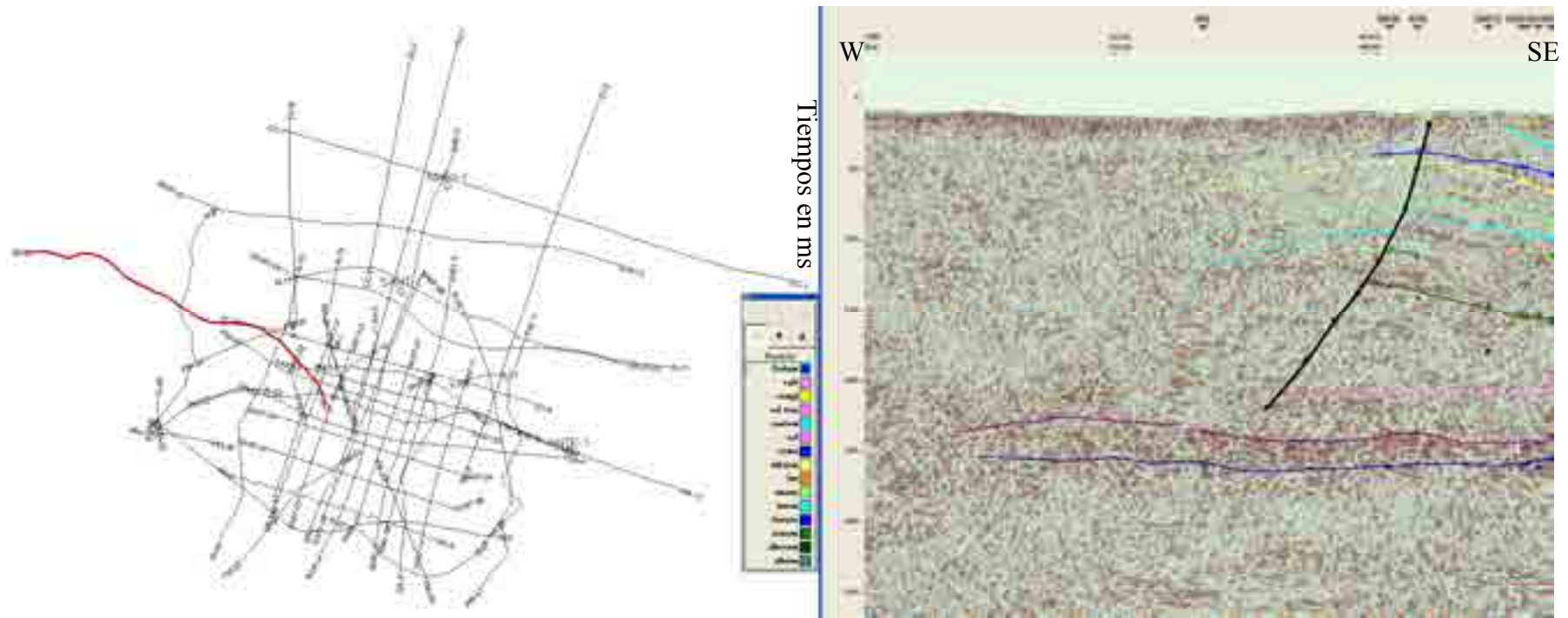


Figura V-12b. Línea PM-31 agrandada.





**Figura V-13a. Línea R-15** La calidad de los datos sísmicos disminuye en la parte oeste de esta línea. La percepción errónea de ver un anticlinal creado por el desplazamiento vertical de la sal, se debe al cambio de dirección de la línea R-15 de este-sureste a sureste.

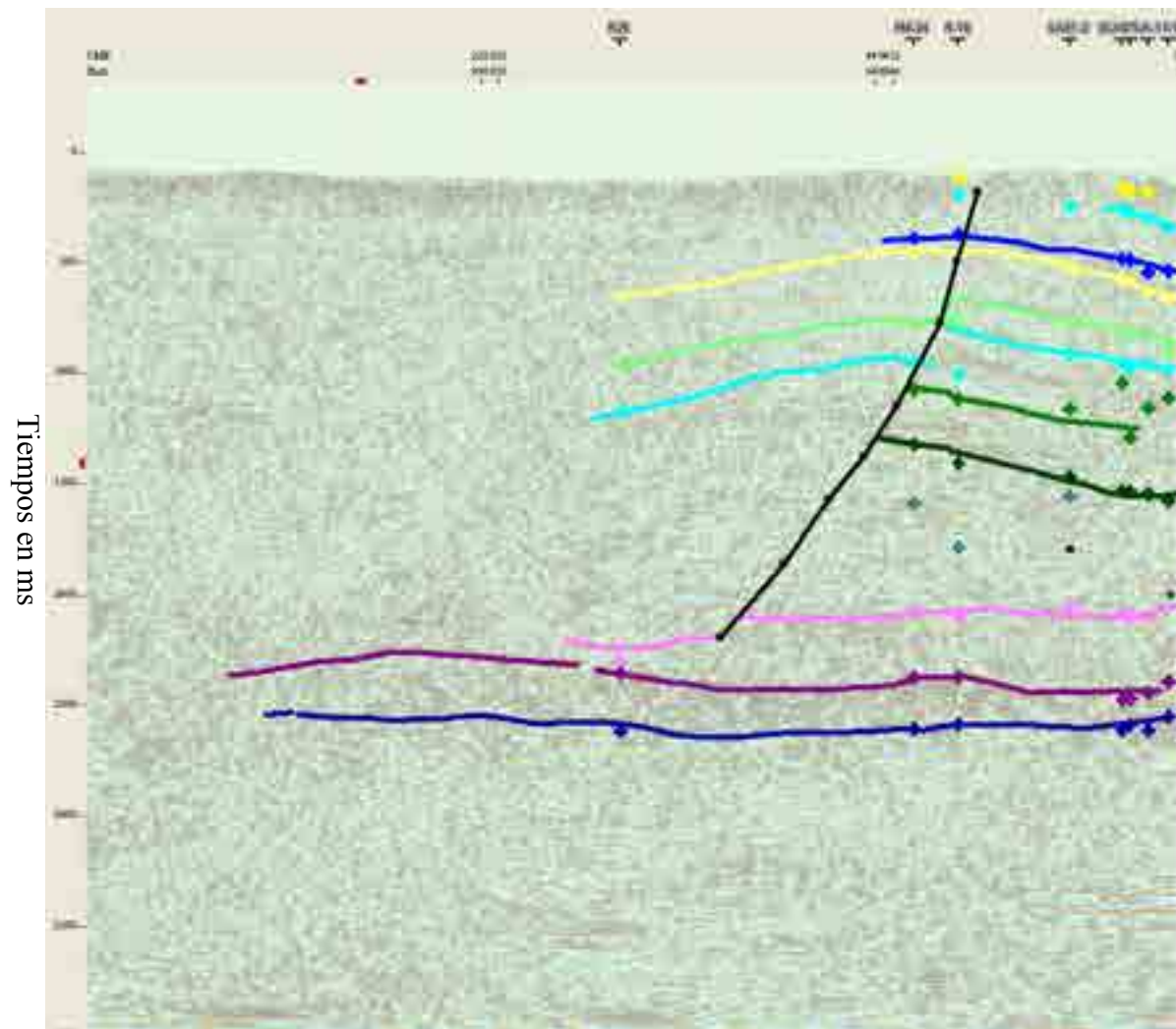
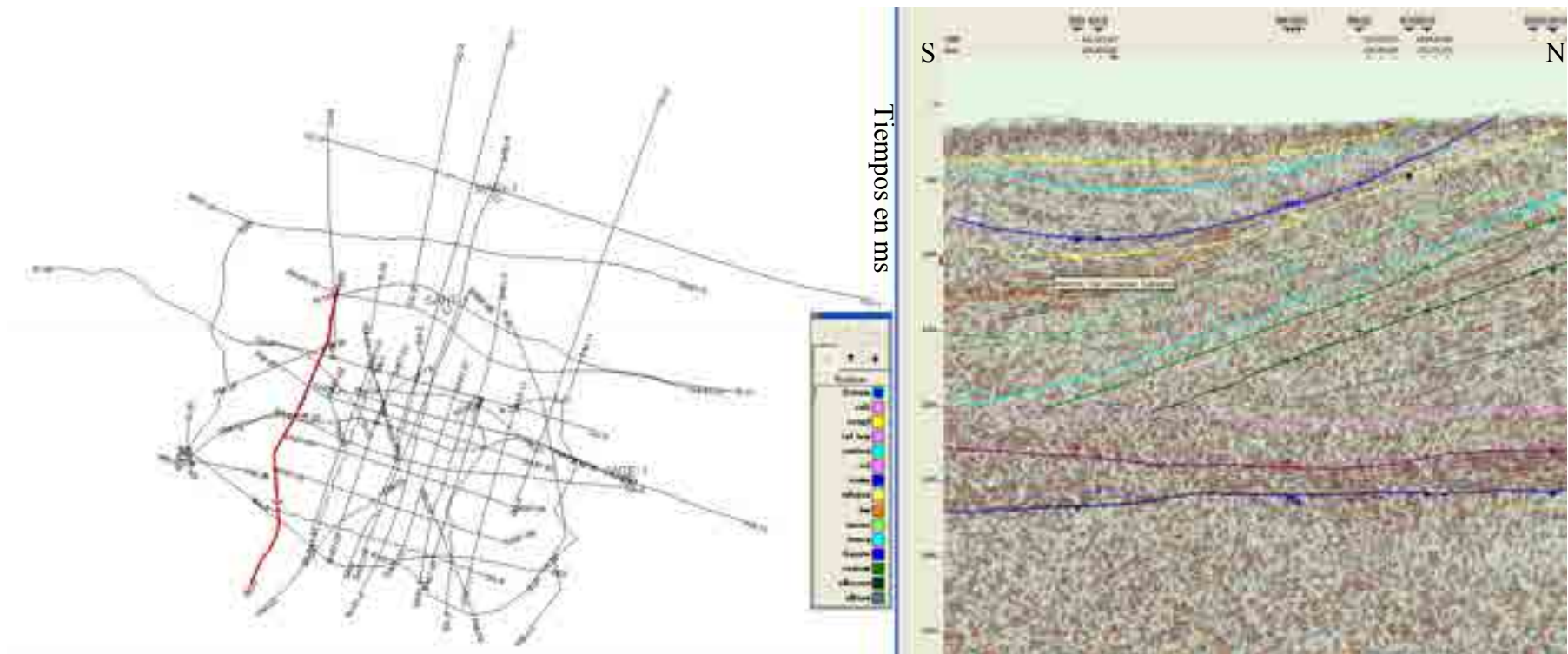


Figura V-13b. Línea R-15 agrandada.



**Figura V-14a. Línea R-16** La traza del cabalgamiento de Sierra de Cantabria es claramente el techo del Keuper (horizonte rosa) por el downlap de las unidades geológicas contra las evaporitas.

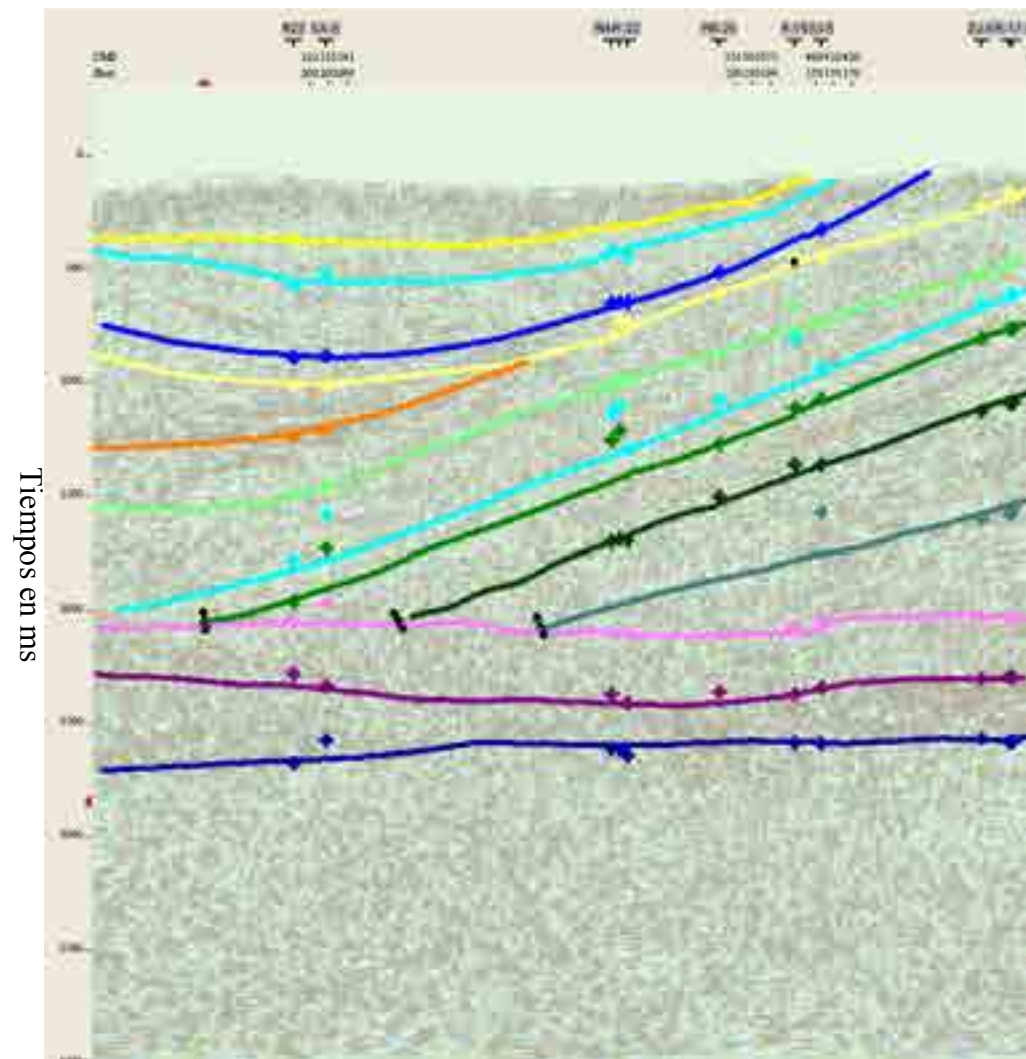
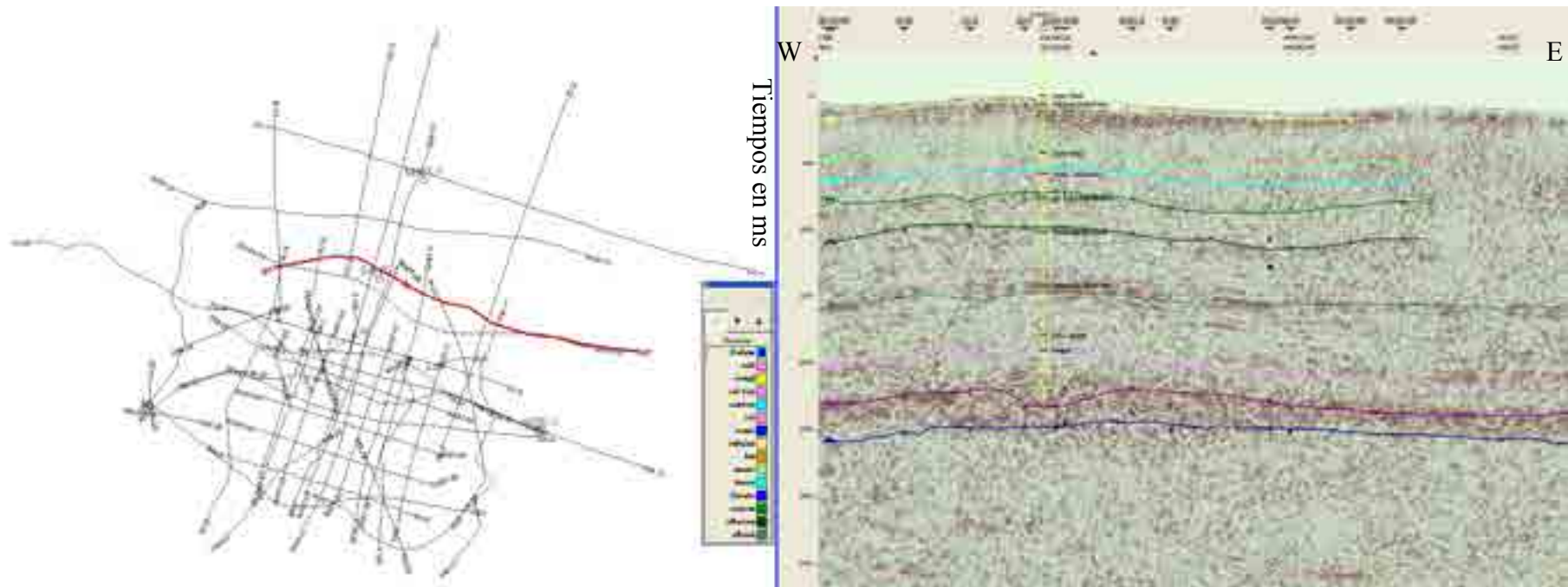


Figura V-14b. Línea R-16 agrandada.



**Figura V-15a. Línea R-17** La línea R-17 pasa cerca (al norte) del sondeo San Antonio 1. Que los niveles geológicos en el sondeo estén por debajo de los horizontes sísmicos interpretados es debido al buzamiento sur, en combinación con el hecho de que el sondeo está situado al sur de la línea sísmica.

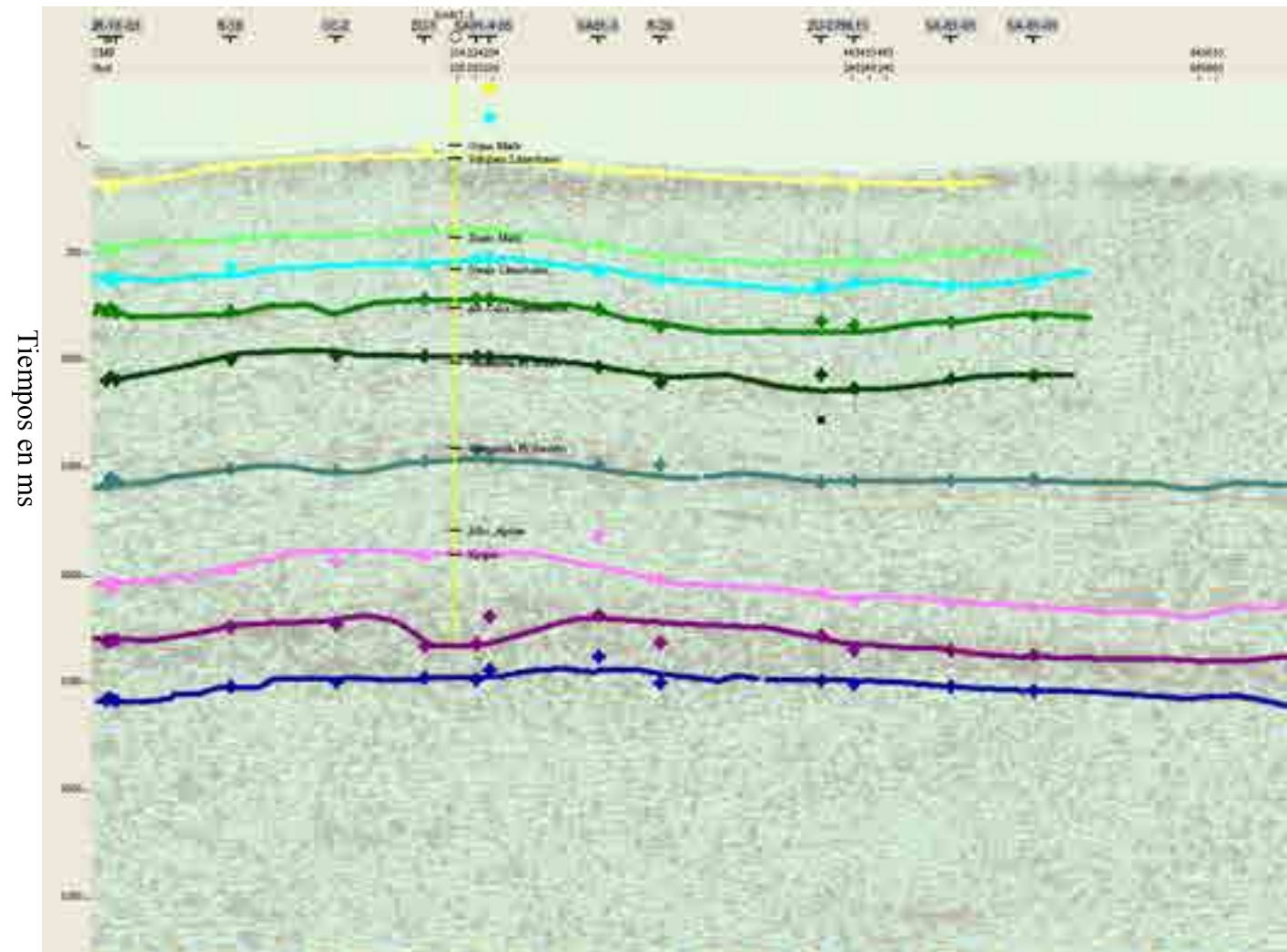


Figura V-15b Línea R-17 agrandada.

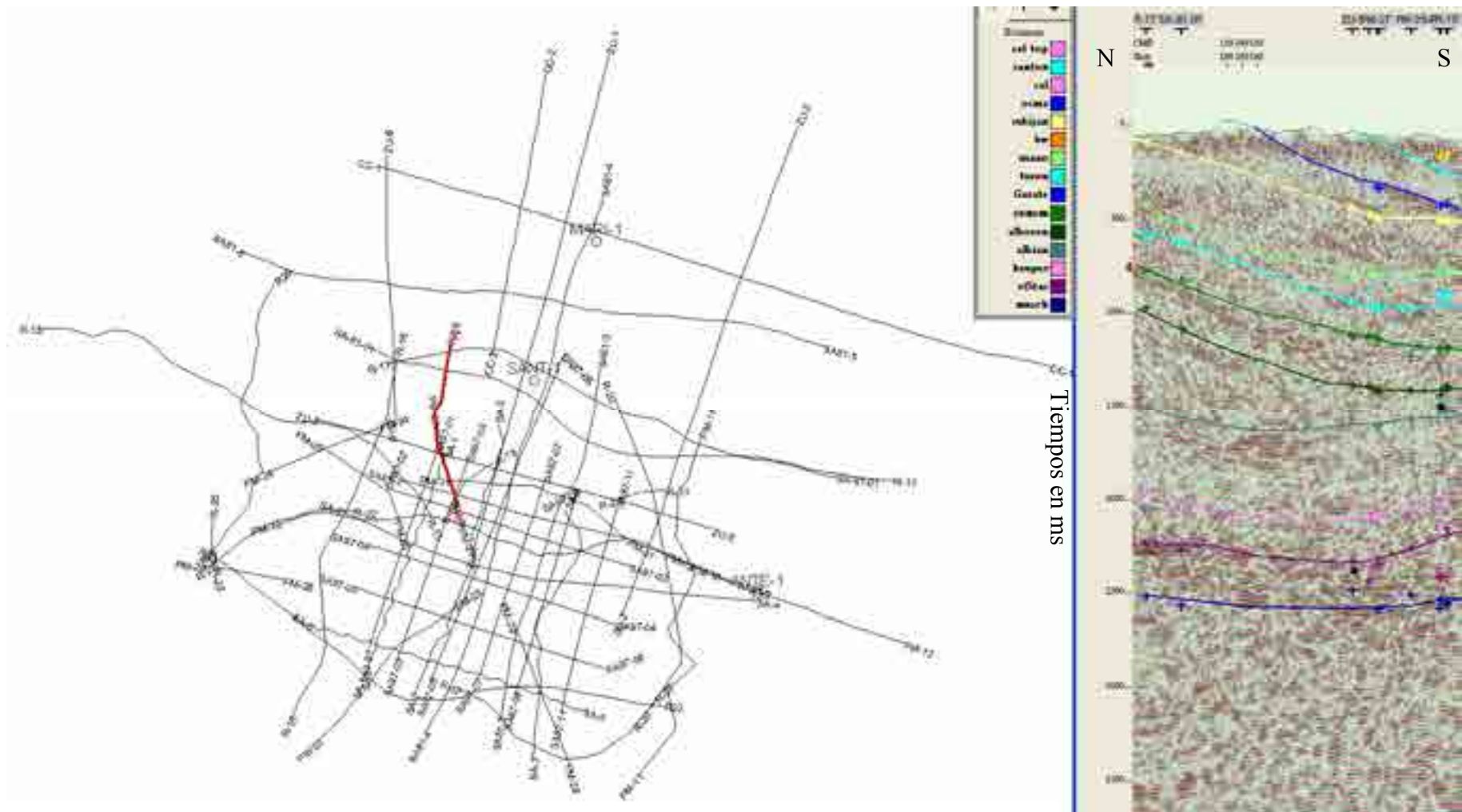


Figura V-16a. Línea R-18 al noroeste del diapiro.

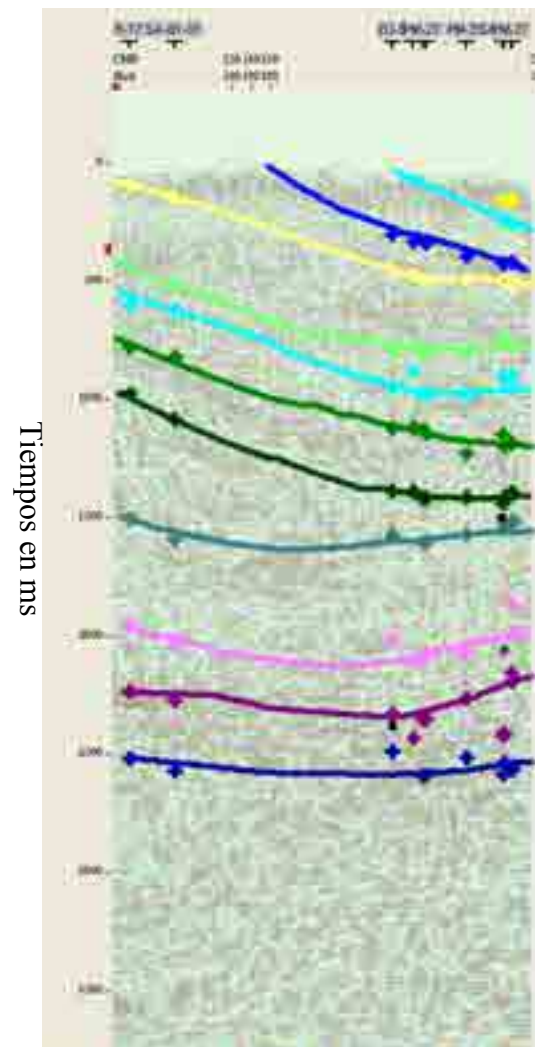


Figura V-16b. Línea Sísmica R-18 agrandada.



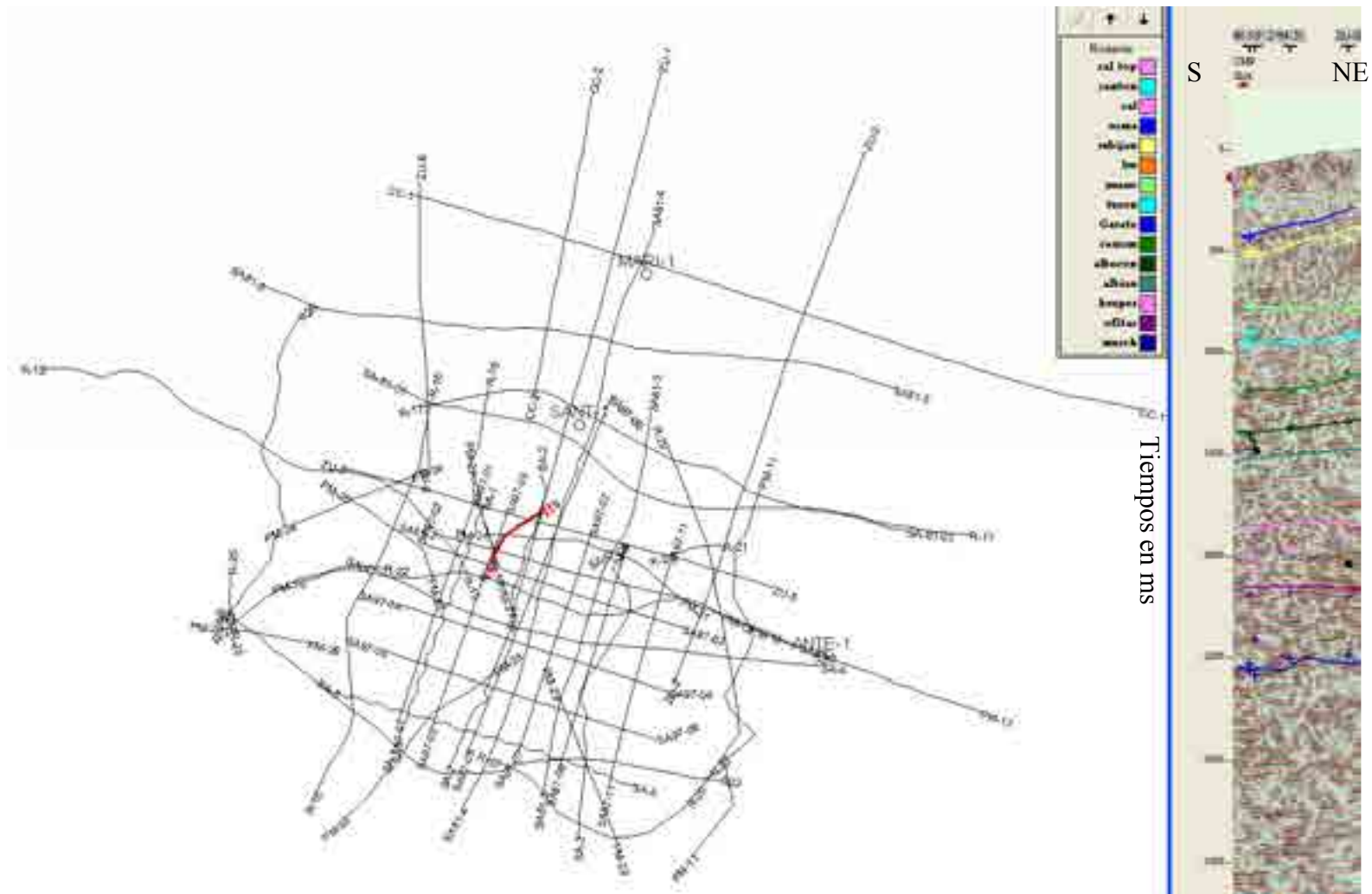
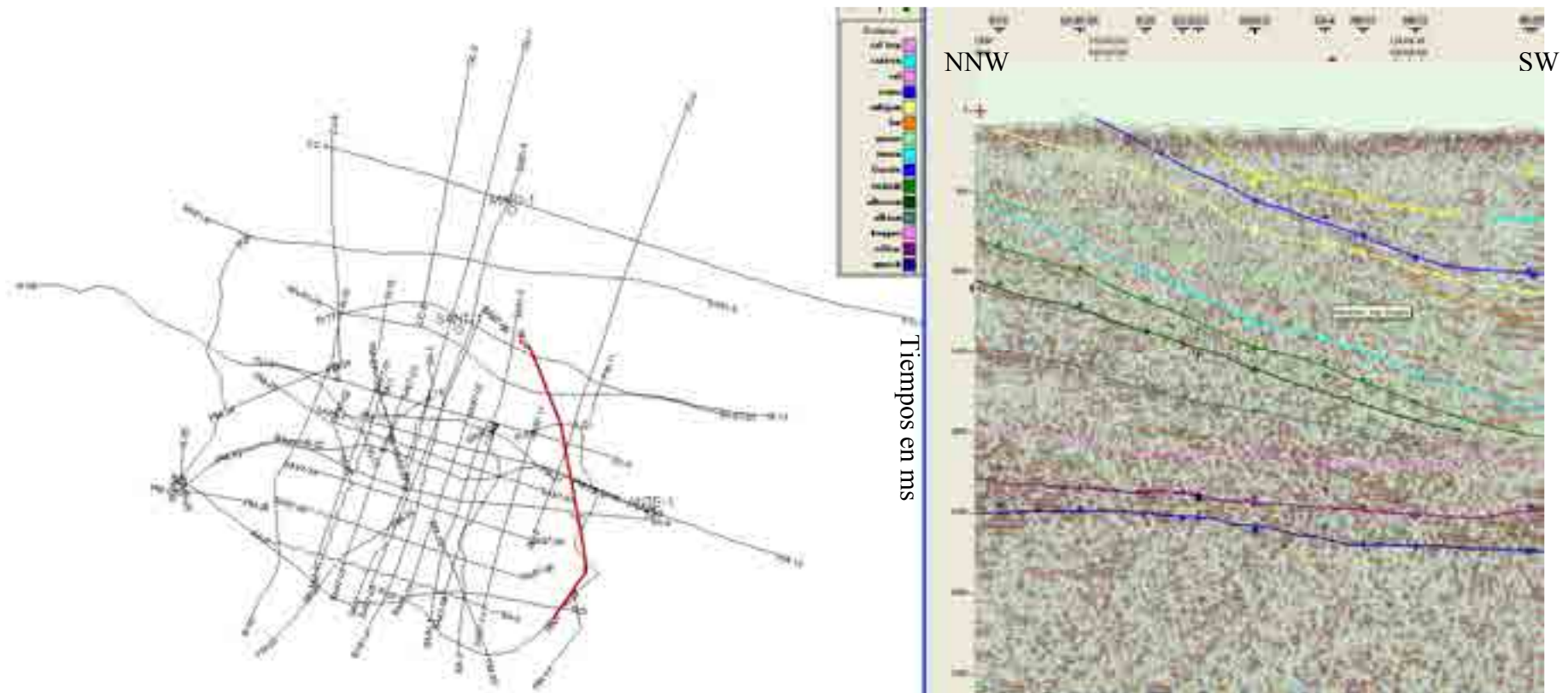


Figura V-17a. Línea R-19 al norte del diapiro.



Figura V-17b. Línea R-19 agrandada.



**Figura V-18a. Línea R-20** La línea R-20 muestra el truncamiento del techo del Albiense (horizonte gris) por el cabalgamiento de Sierra de Cantabria (horizonte rosa) y el desarrollo de la unidad “Wedge” (la base del Wedge está marcada en naranja).

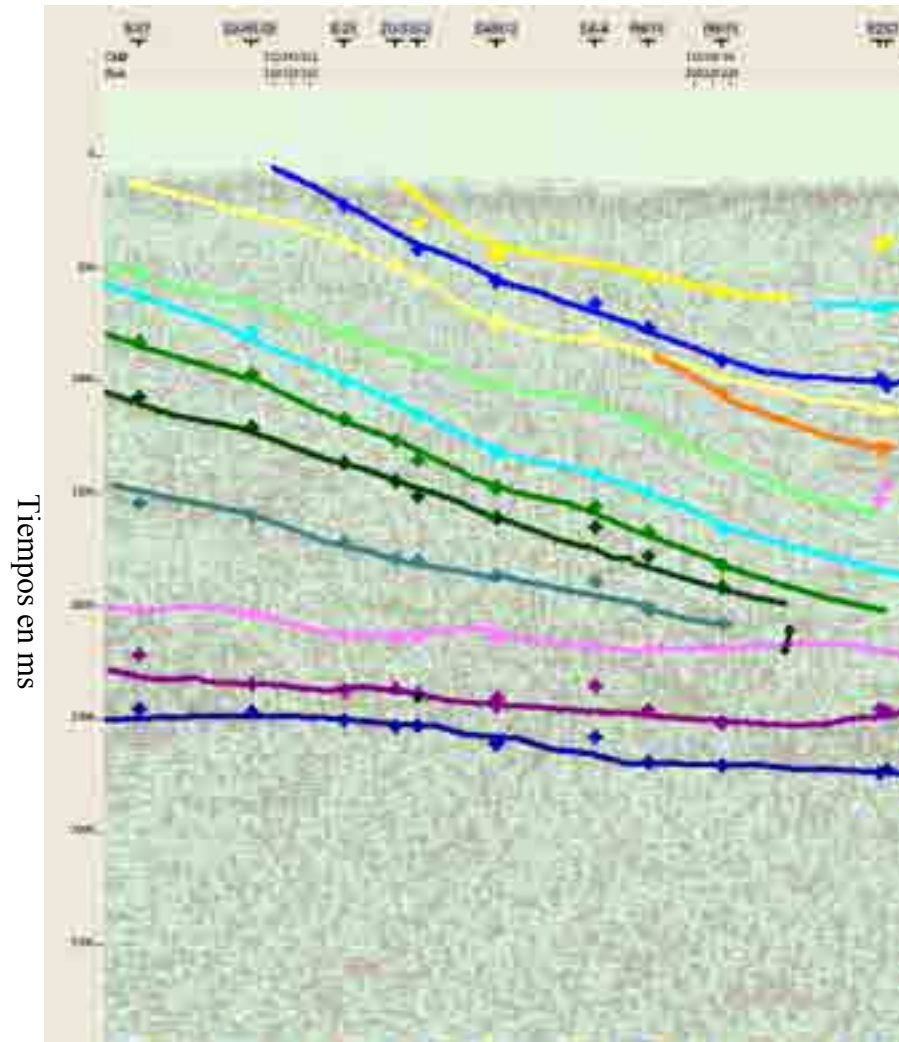


Figura V-18b. Línea R-20 agrandada.

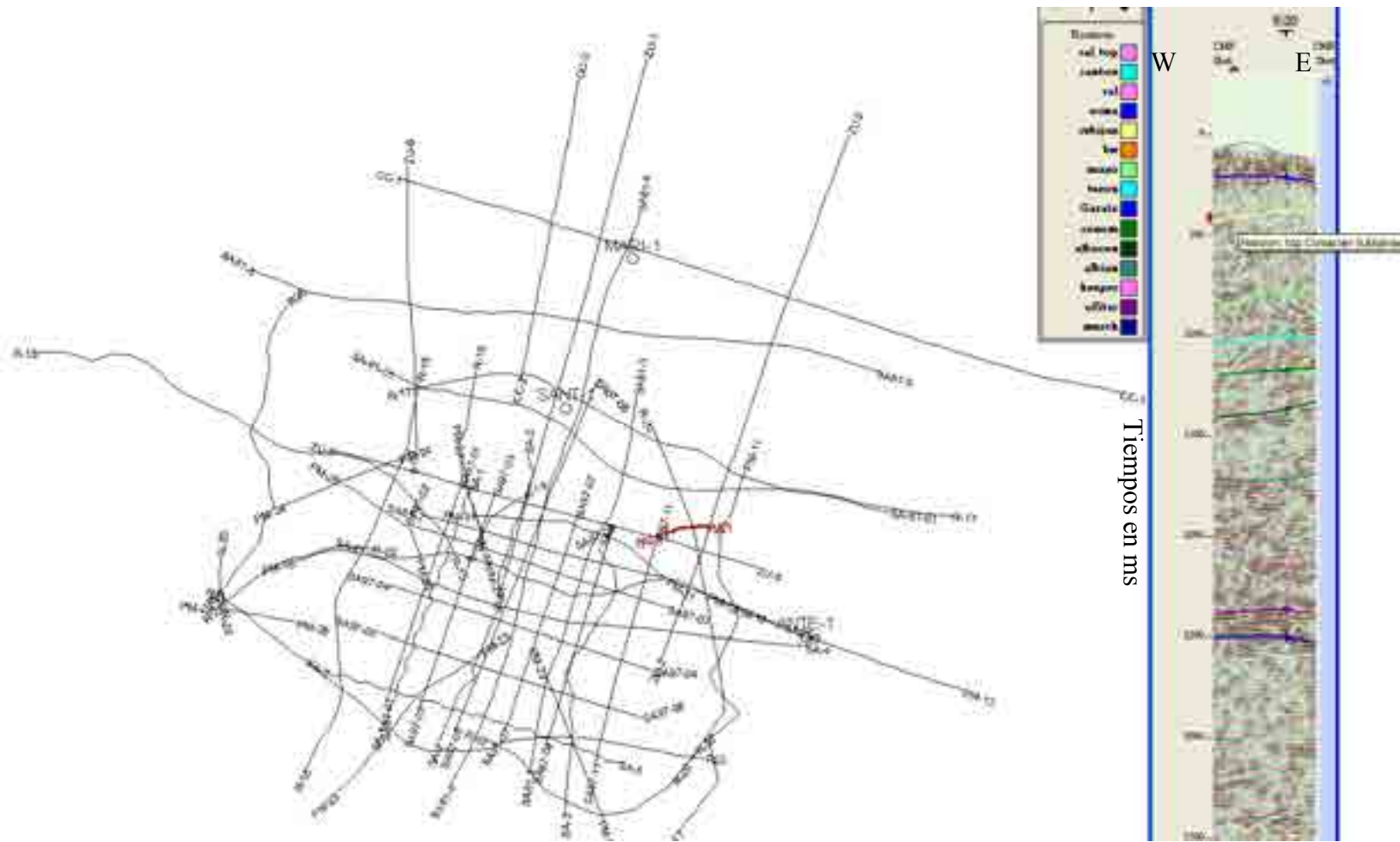
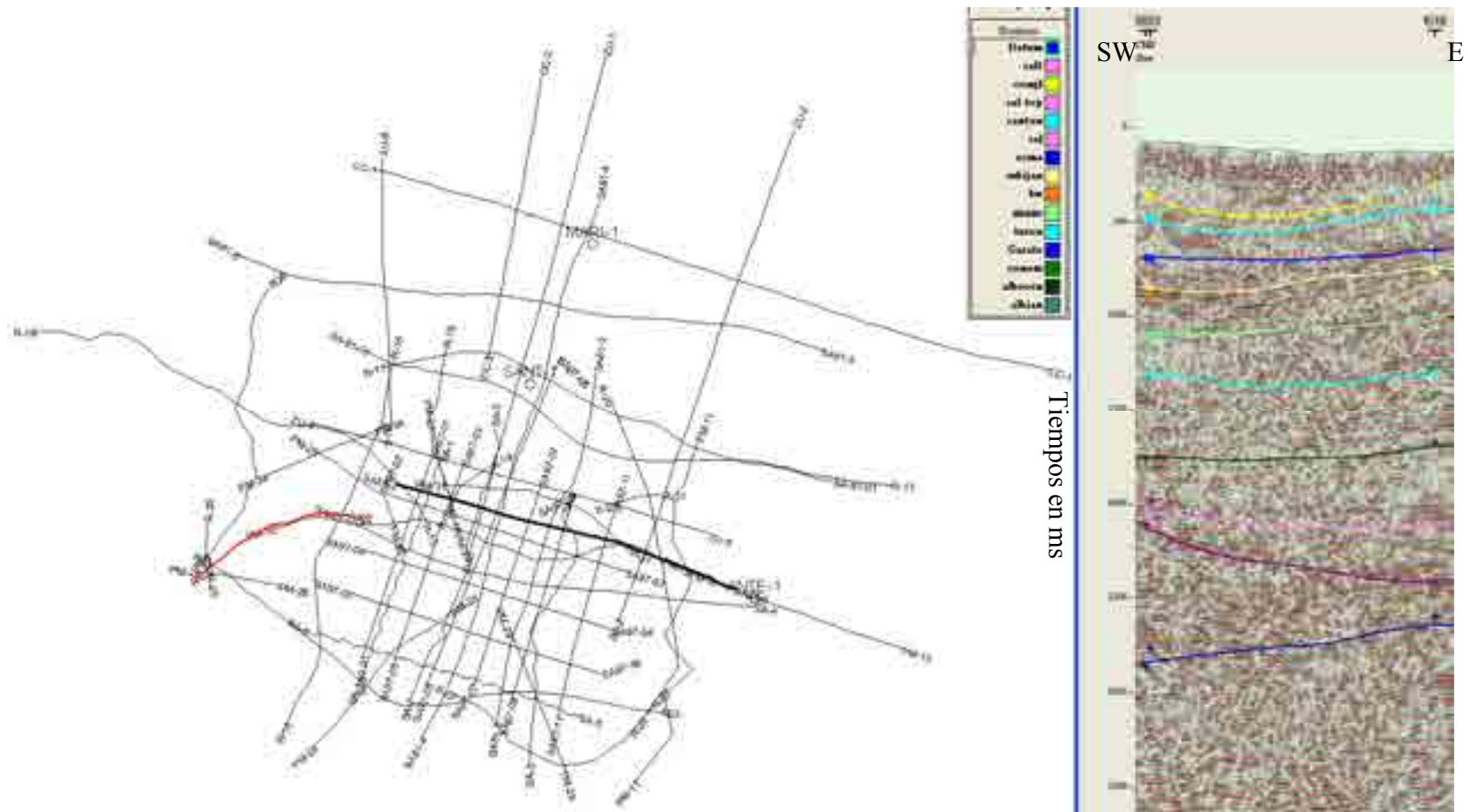


Figura V-19a. Línea R-21 Las líneas demasiado cortas como la R-21, solo se utilizan para conocer el buzamiento de los horizontes.



**Figura V-19b. Línea R-21** agrandada.



**Figura V-20a. Línea R-22.** La línea R-22 muestra que las ofitas están presentes en la parte superior del Keuper al oeste del diapiro de Salinas de Añana.

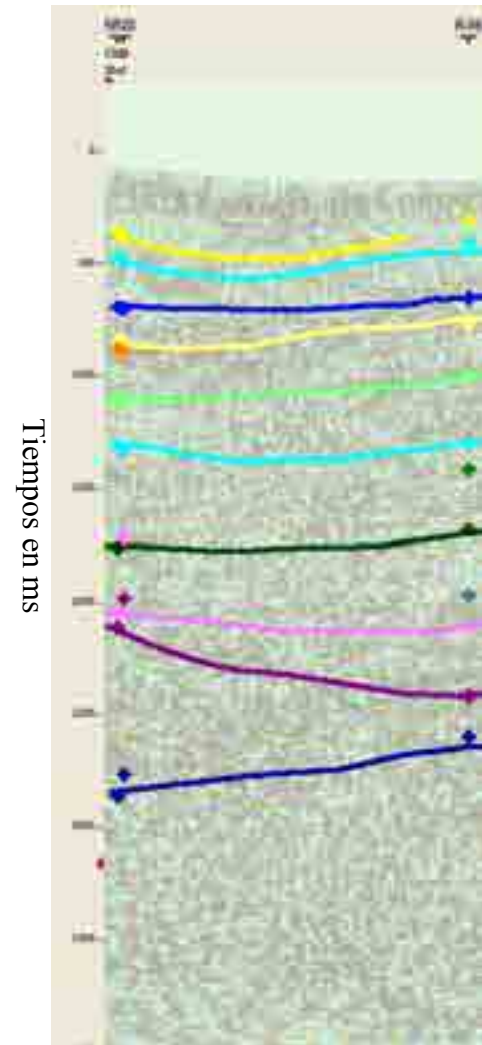
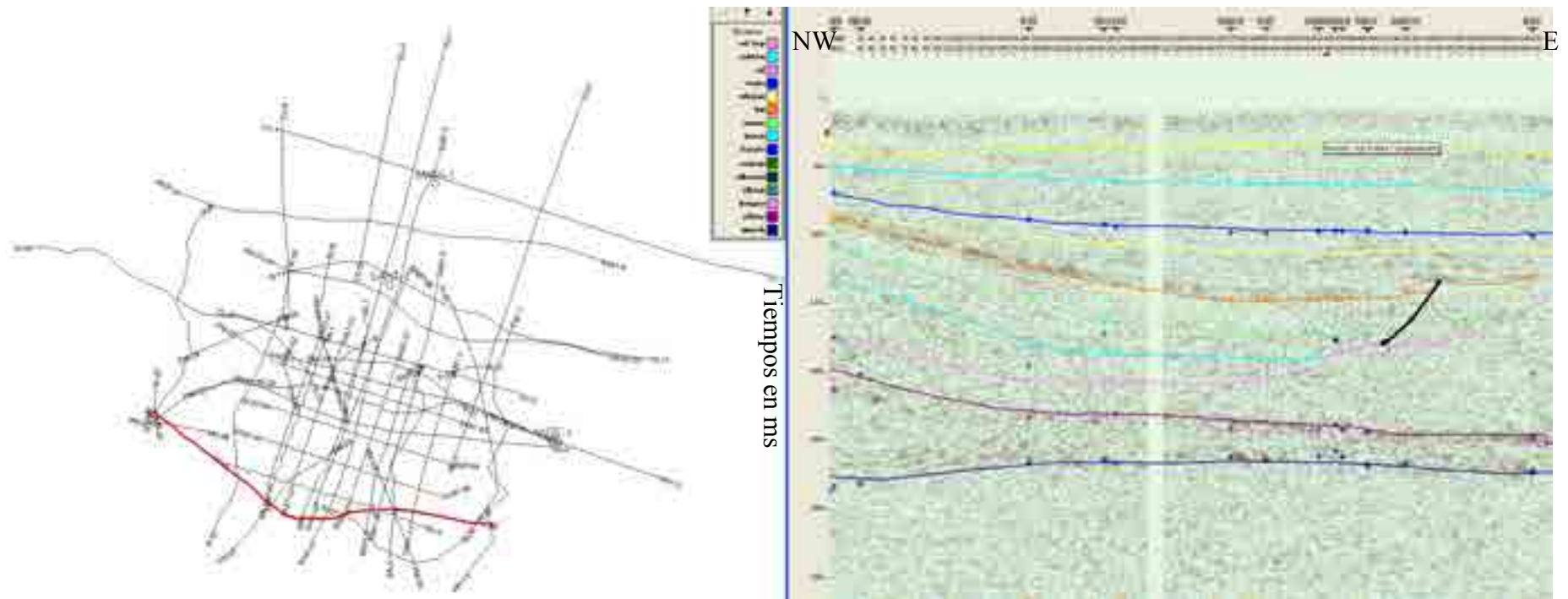
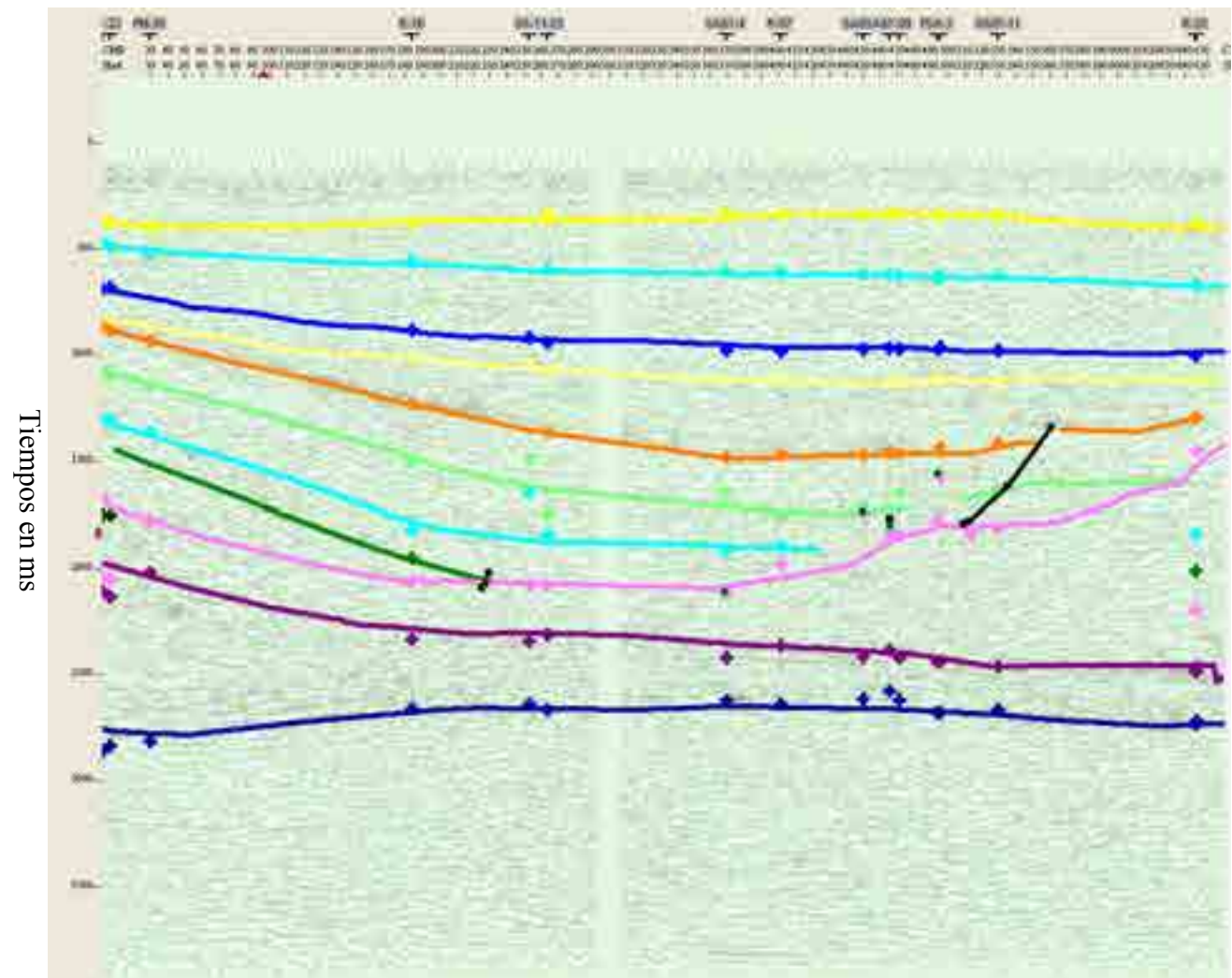


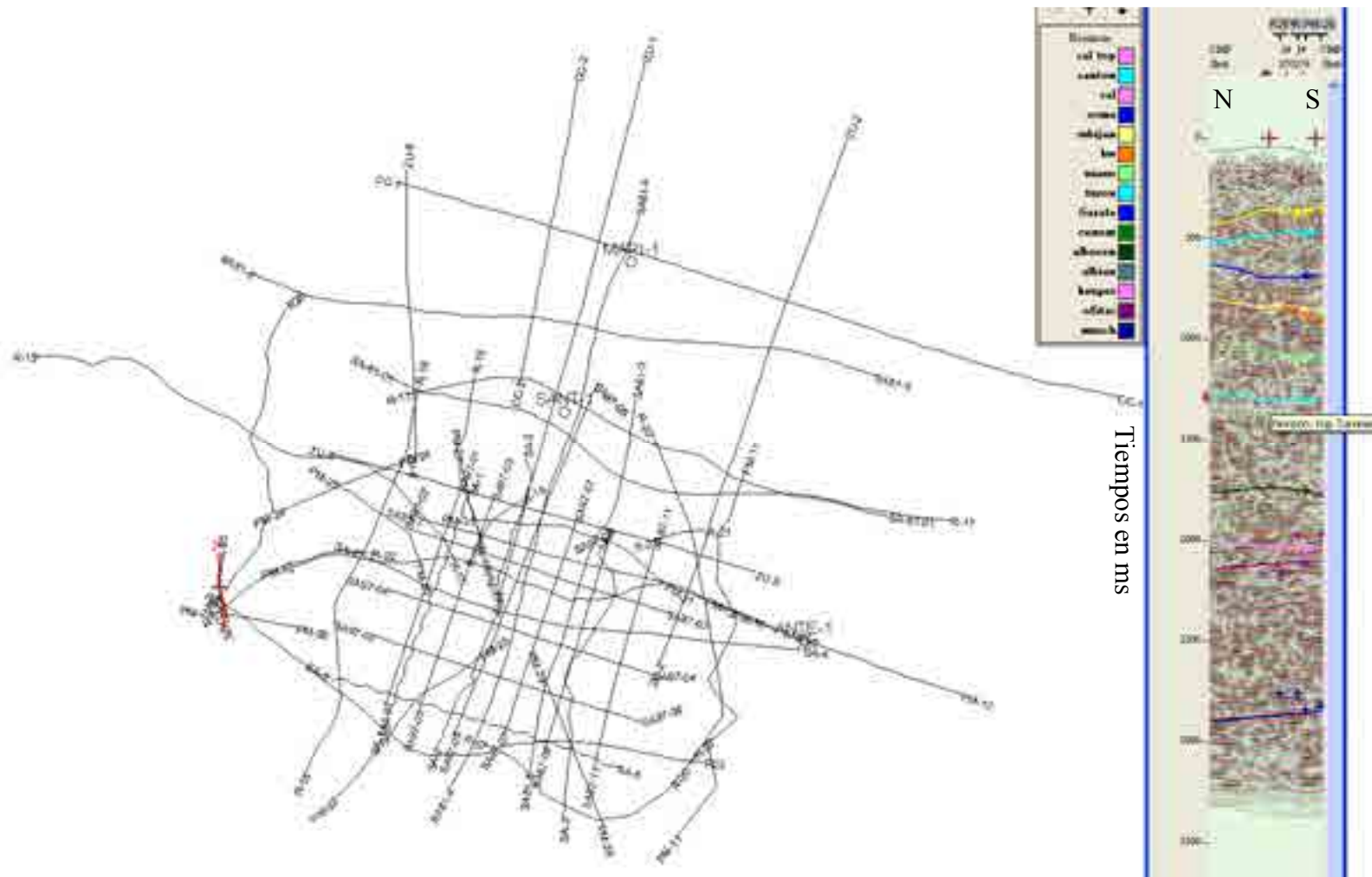
Figura V-20b. Línea R-22 agrandada.



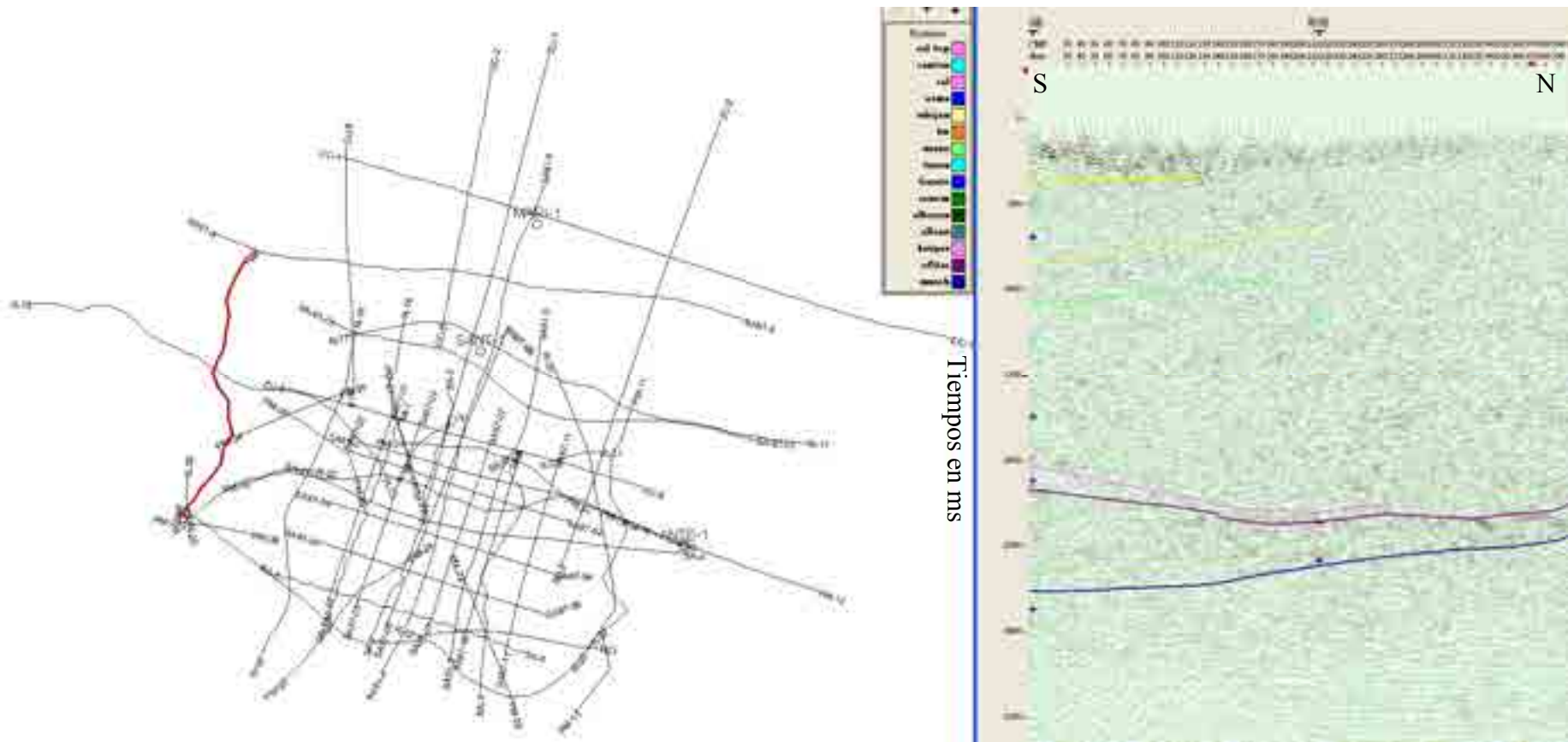


**Figura V-21a. Línea R-23** Obsérvese, el aumento de espesor del Keuper (debajo del horizonte rosa) en la parte este de la línea R-23.





**Figura V-22. Línea R-25** La línea R-25 muestra las variaciones de los buzamientos de las unidades geológicas.



**Figura V-23. Línea R-26** En la línea R-26, se aprecia que las ofitas se hayan en la zona más alta del Keuper al oeste del diapiro.

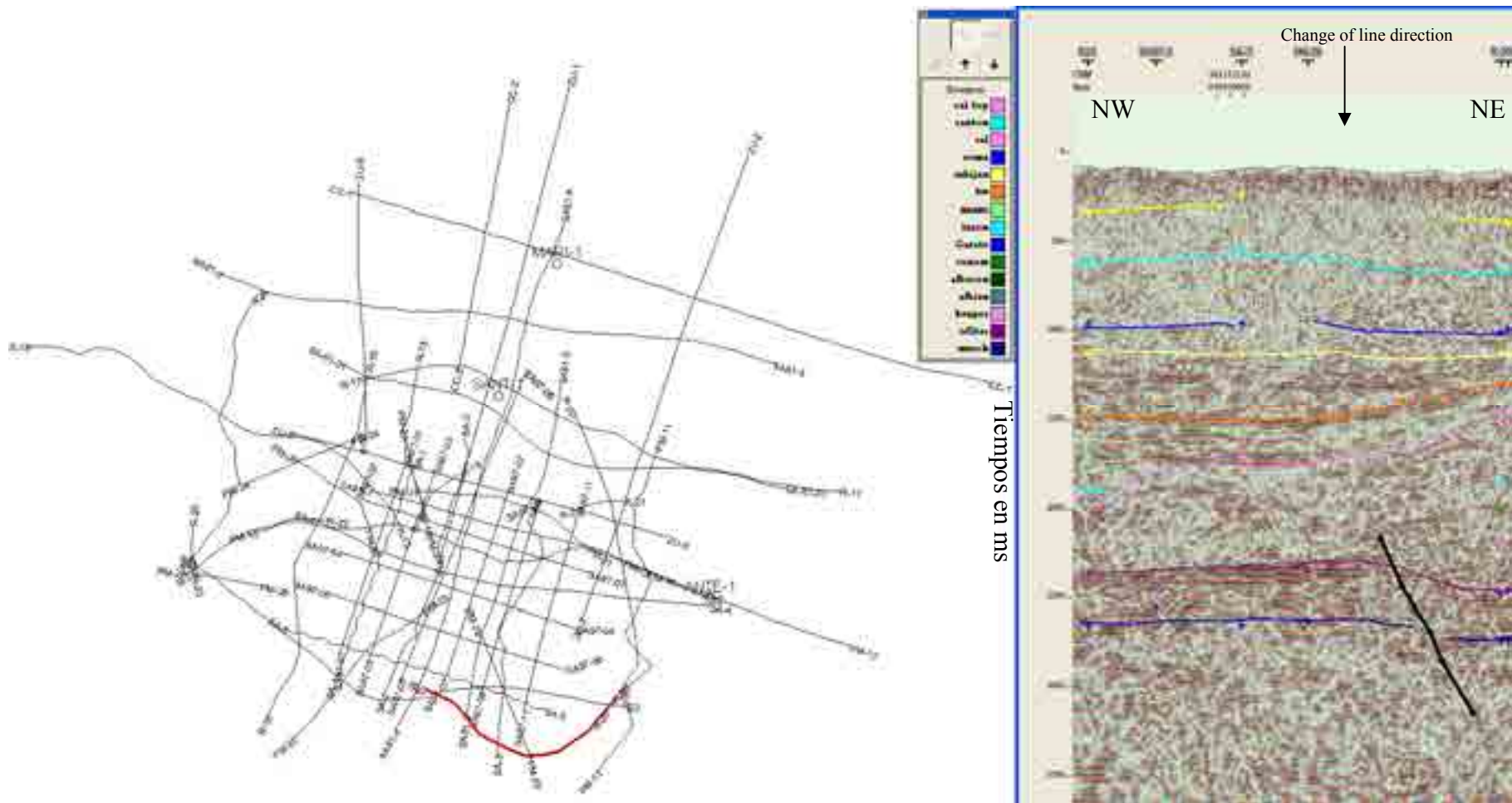
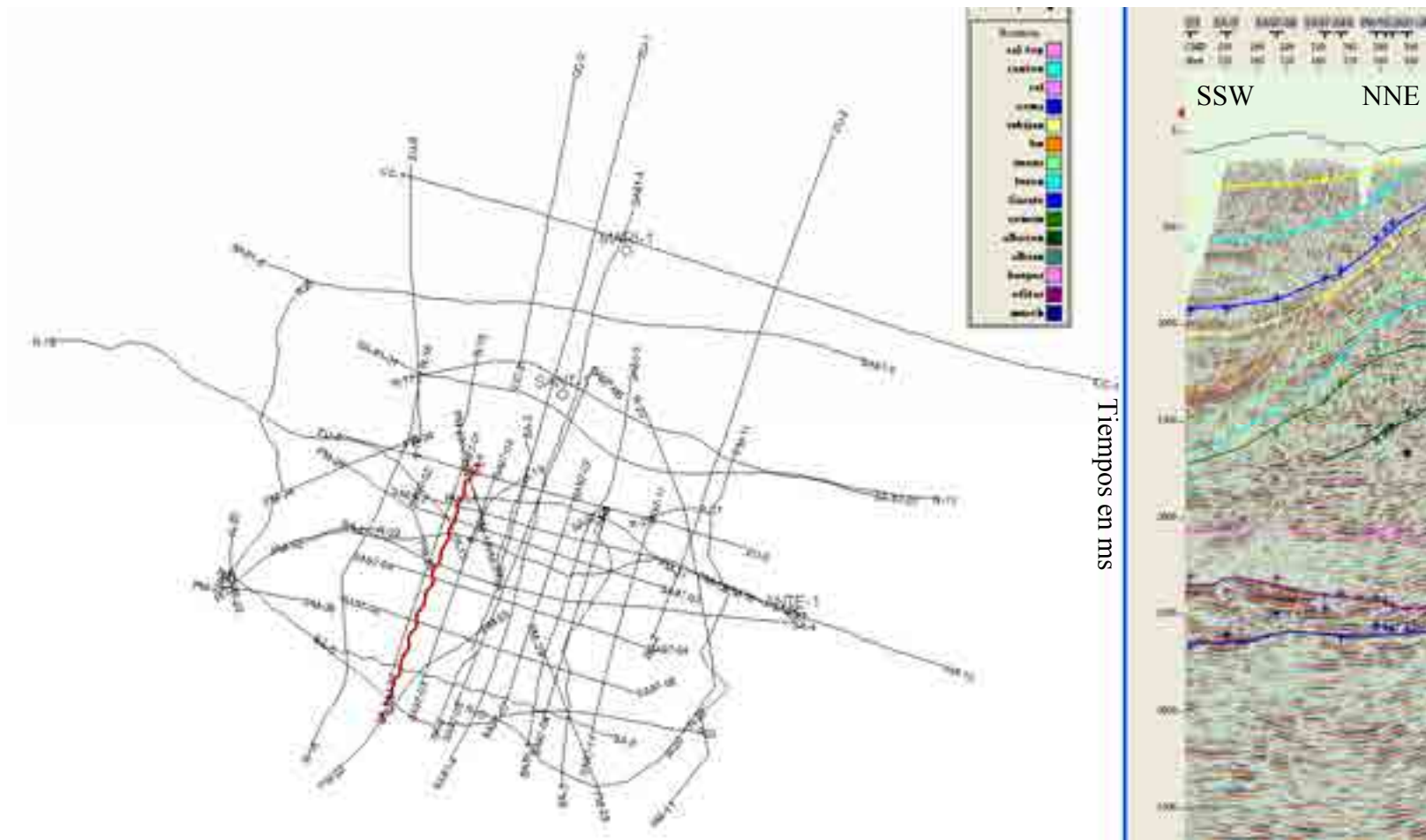
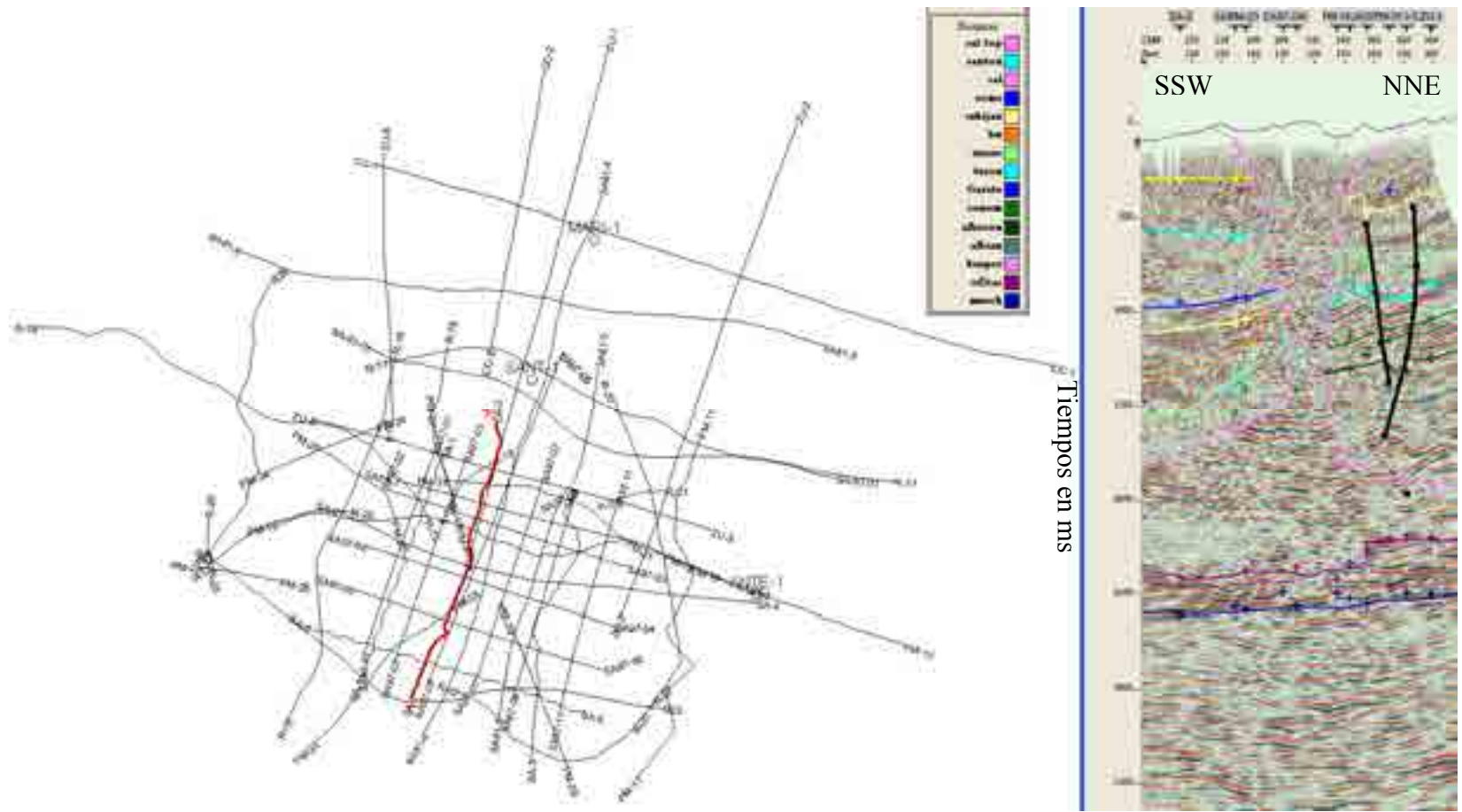


Figura V-24. R-57 Las estructuras visibles en esta línea no son reales, son debidas a los cambios de direccionalidad de la línea.



**Figura V-25. Línea SA-1** La gran distancia entre trazas, la cual afecta la escala horizontal de la línea, hace que los buzamientos de los horizontes parezcan más inclinados en todas las líneas de la malla SA.



**Figura V-26. SA-2** Como en la línea anterior, la gran distancia entre las trazas causa el aspecto comprimido de las líneas SA. Obsérvese la poca anchura del diapiro de Salinas de Añana.

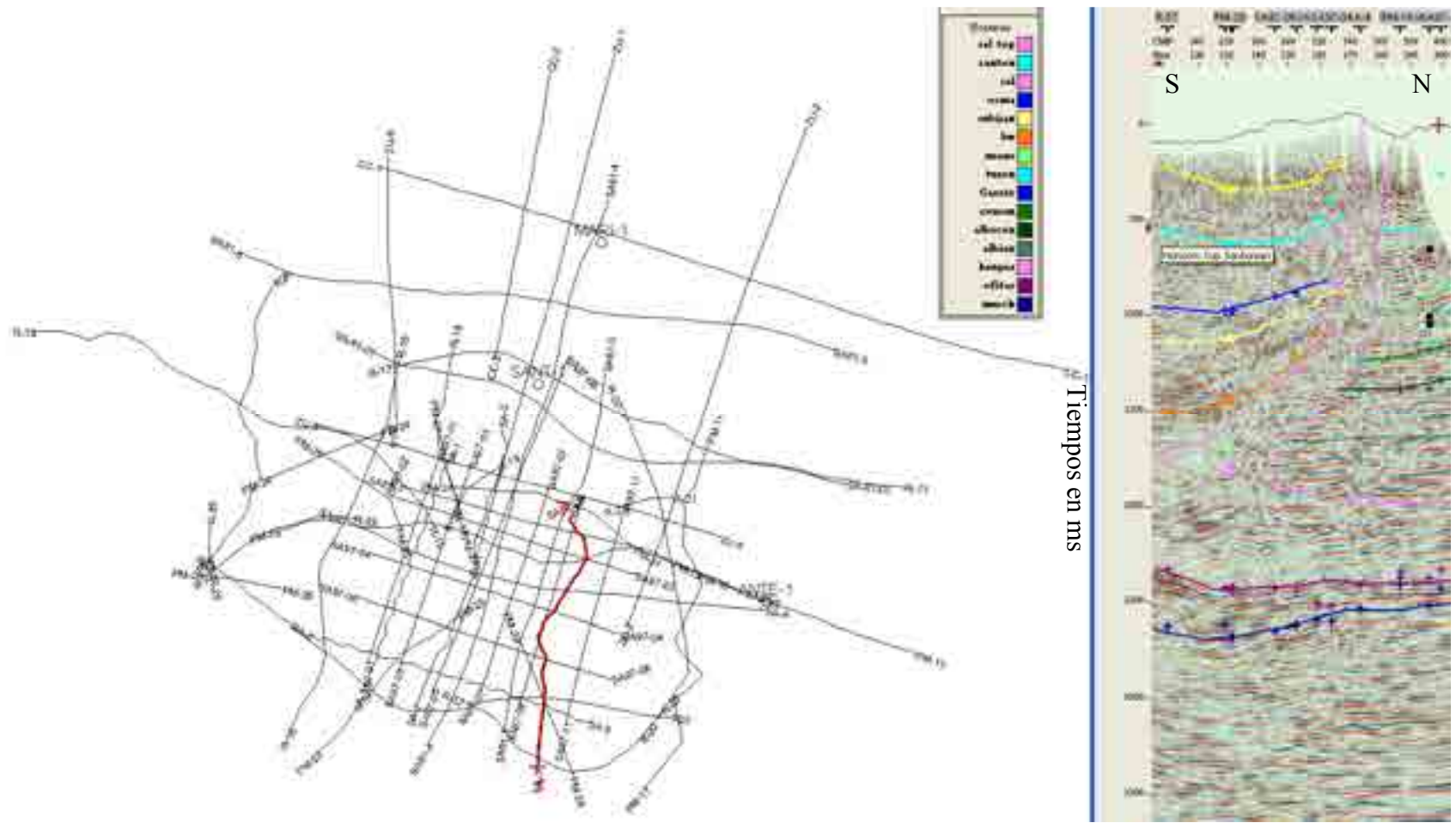
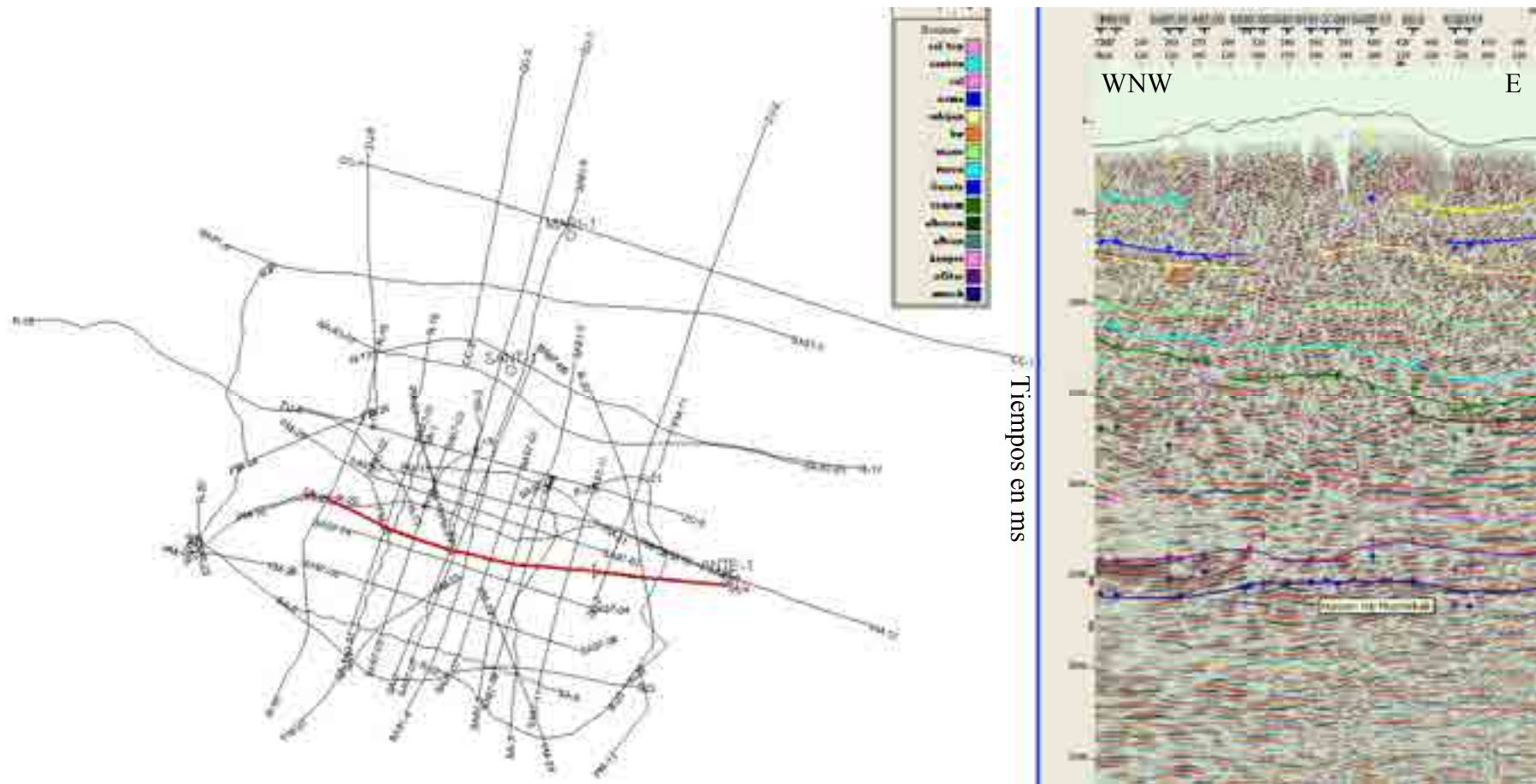
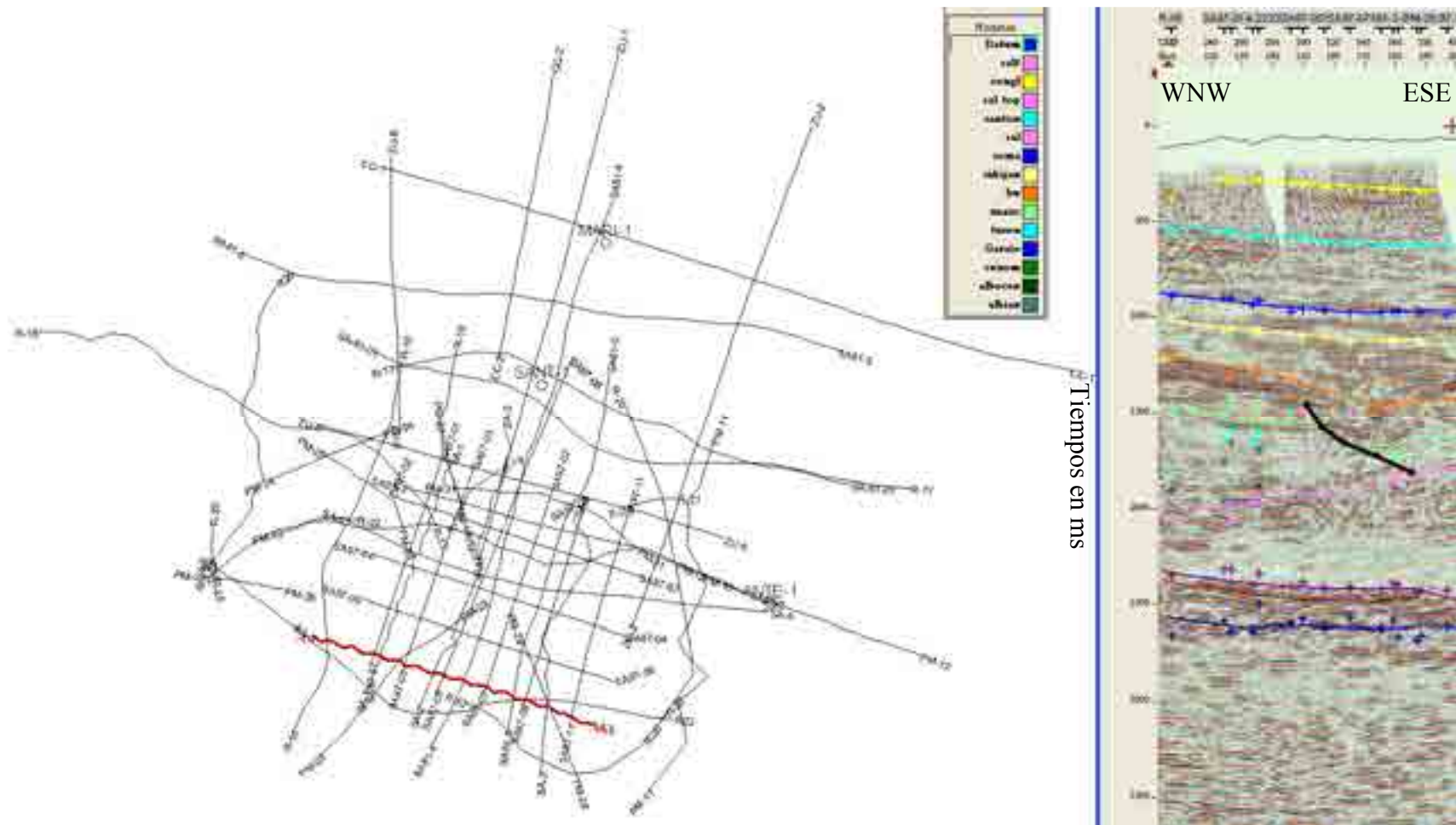


Figura V-27. Línea SA-3 En la línea SA-3, parece que el diapiro este inclinado hacia el norte.

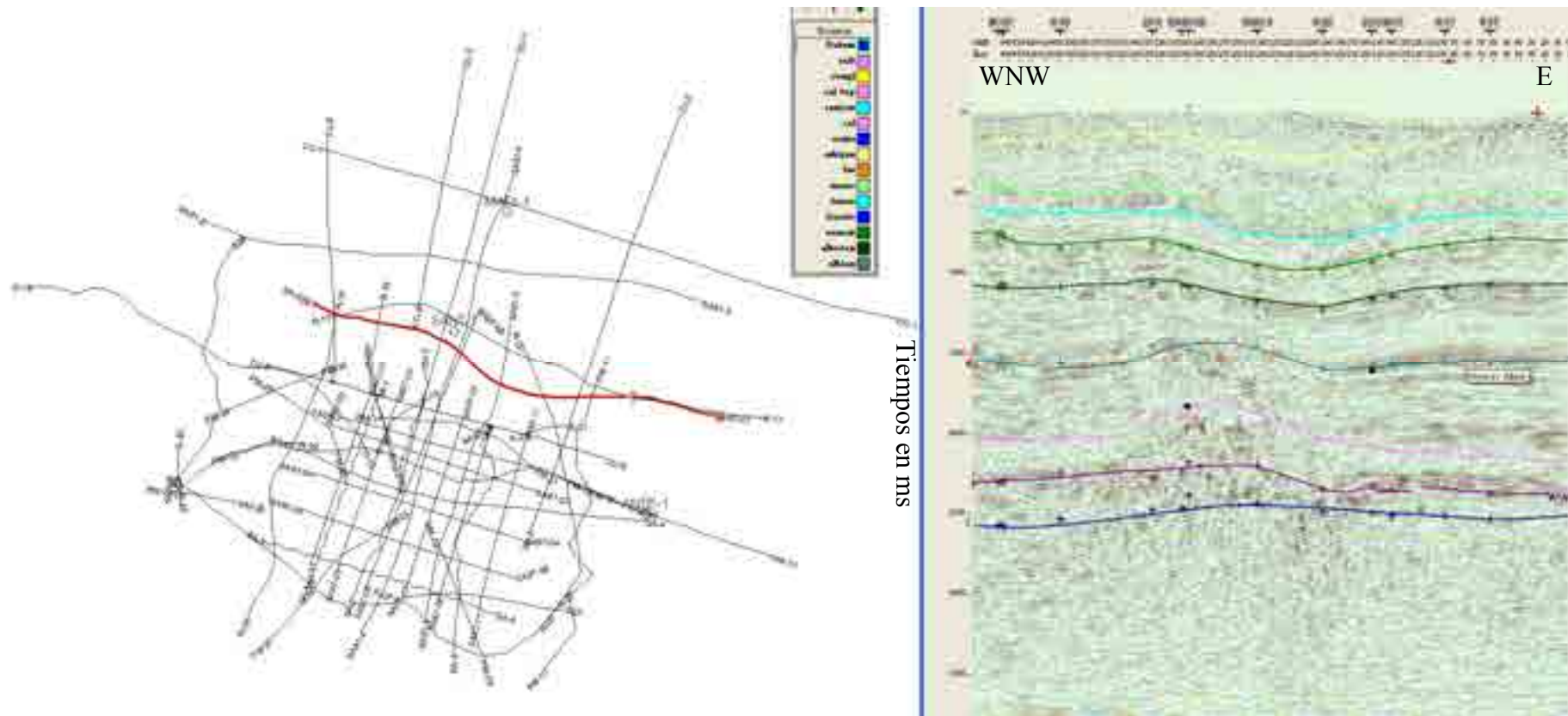




**Figura V-28. Línea SA-4** Parece que la garganta del diapiro se cierra donde es atravesado por la línea SA-4. Sin embargo, la mala calidad de los datos no permite confirmar con certeza este hecho.

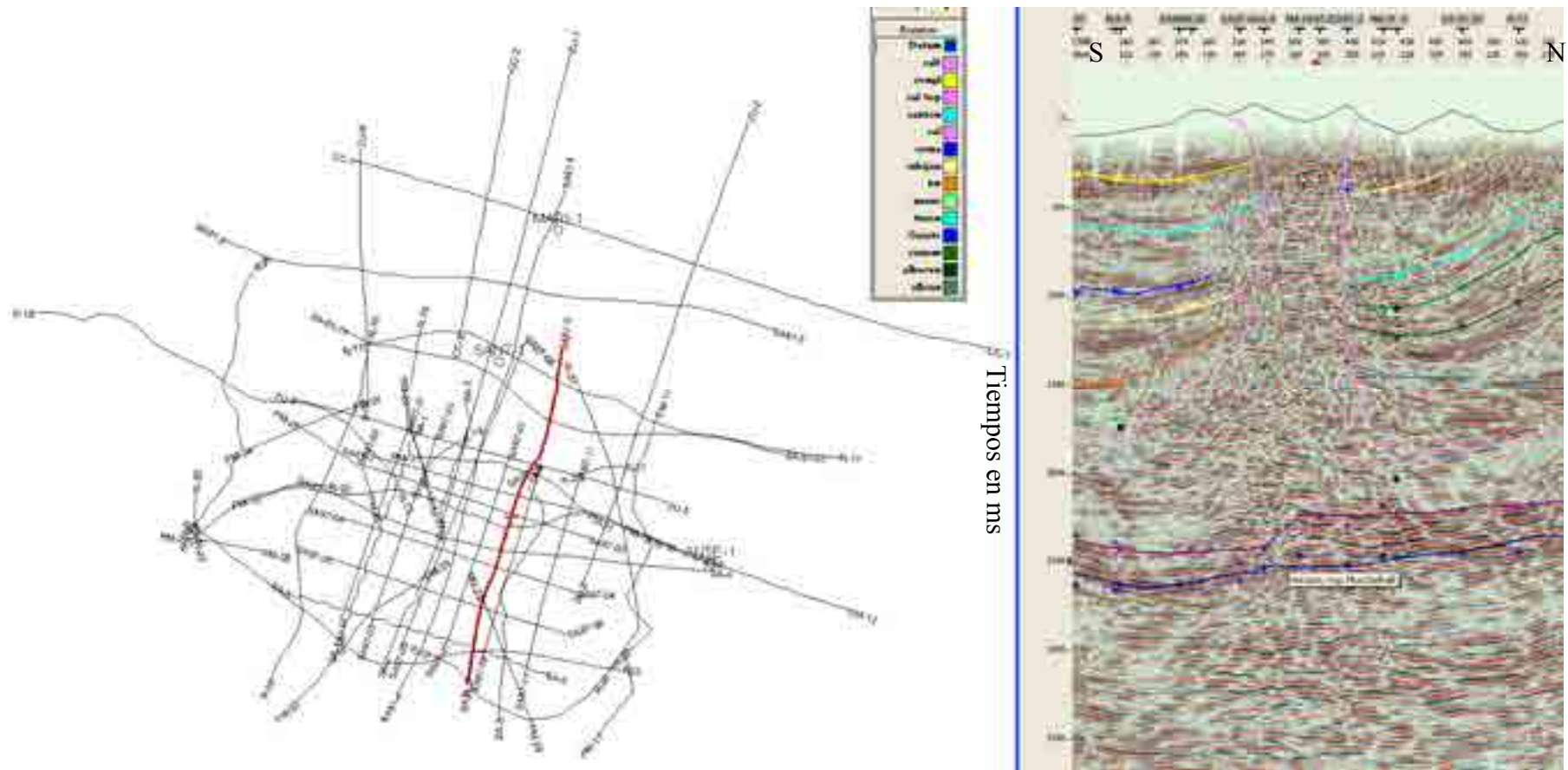


**Figura V-29. Línea SA-5** En esta línea, el techo de las ofitas (horizonte morado entre los horizontes rosa y azul marino) es fácil de interpretar.

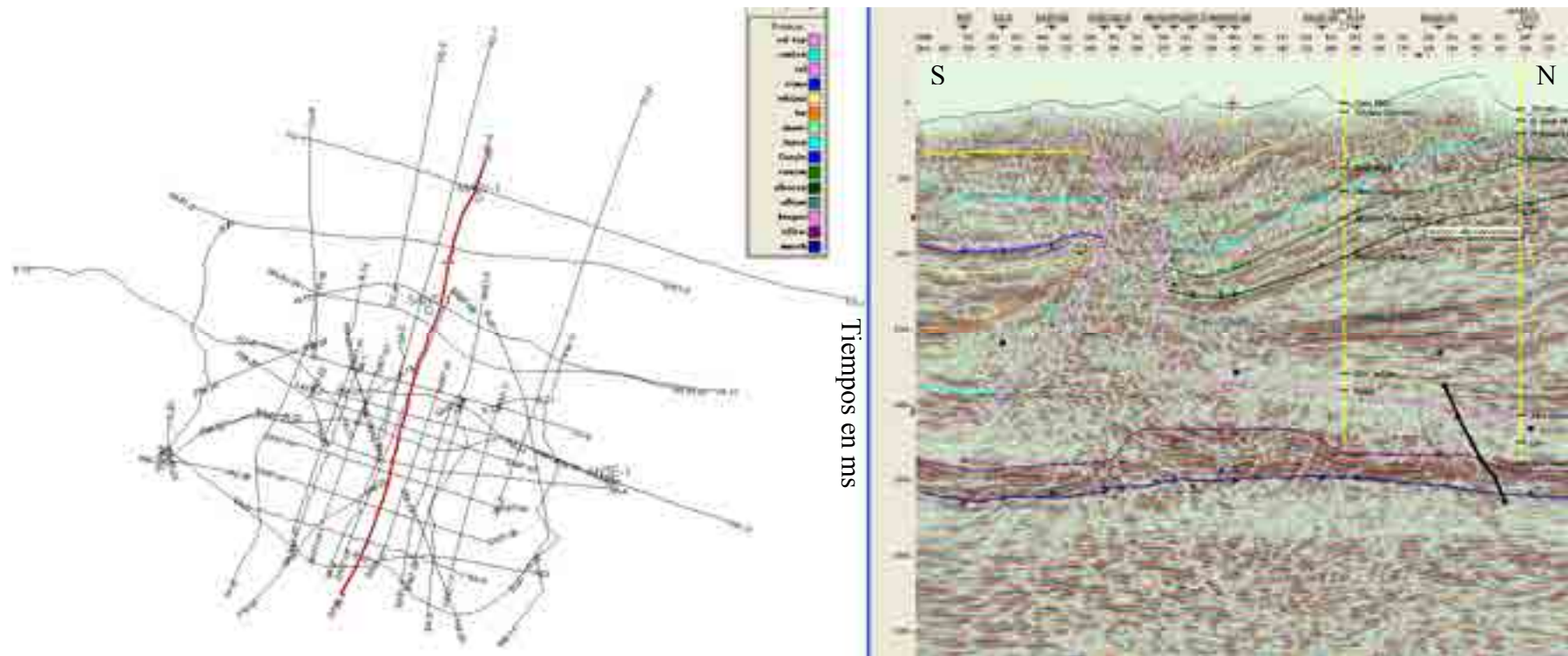


**Figura V-30. Línea SA-81-01** La línea SA-81-01 está ubicada en una posición interesante, entre el anticlinal de Zuazo y el diapiro de Salinas de Añana. En ninguna otra área cercana hay tanta estructuración, de hecho, el flanco del anticlinal situado al norte es muy monótono. Cerca de la parte central de esta línea, hay una especie de prolongación del diapiro, pero al no ser una línea recta, se podría mal interpretar que solo se está viendo los efectos de la geometría de dicha línea. En realidad, el plegamiento de las unidades geológicas no coincide con la direccionalidad de la línea.

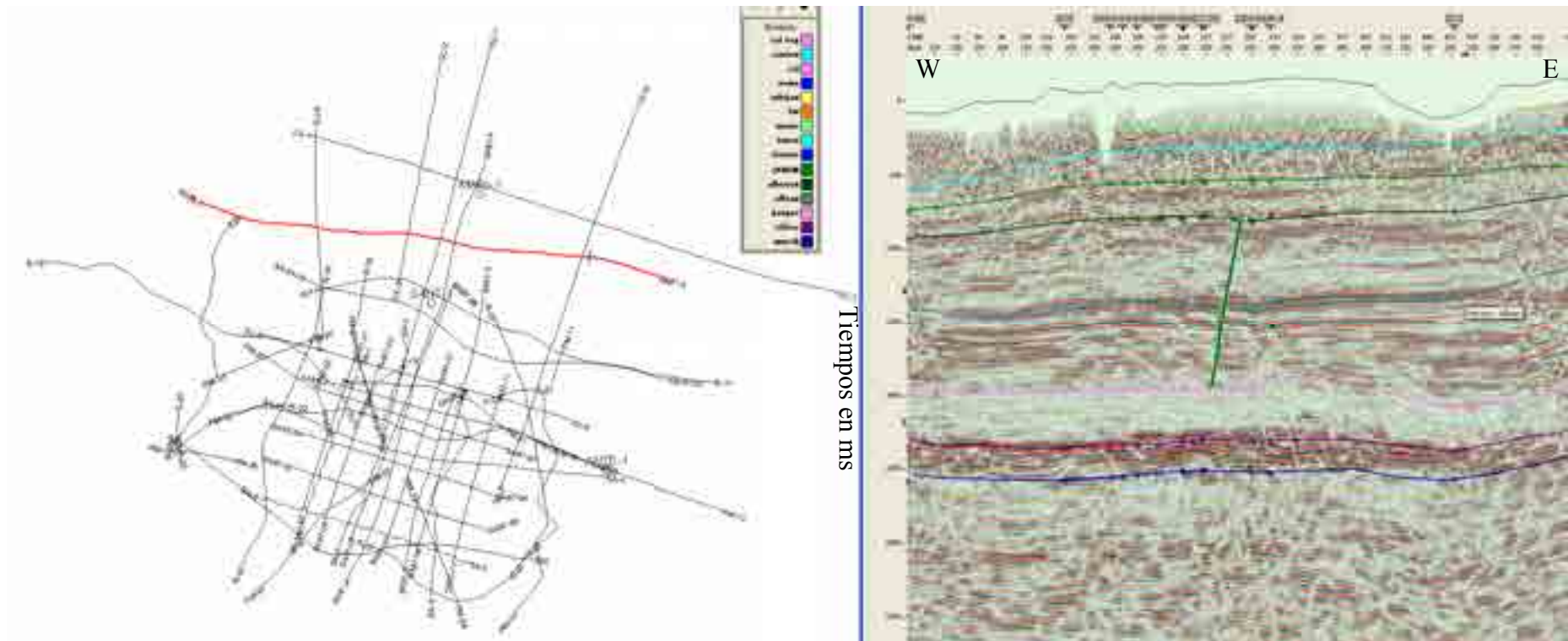




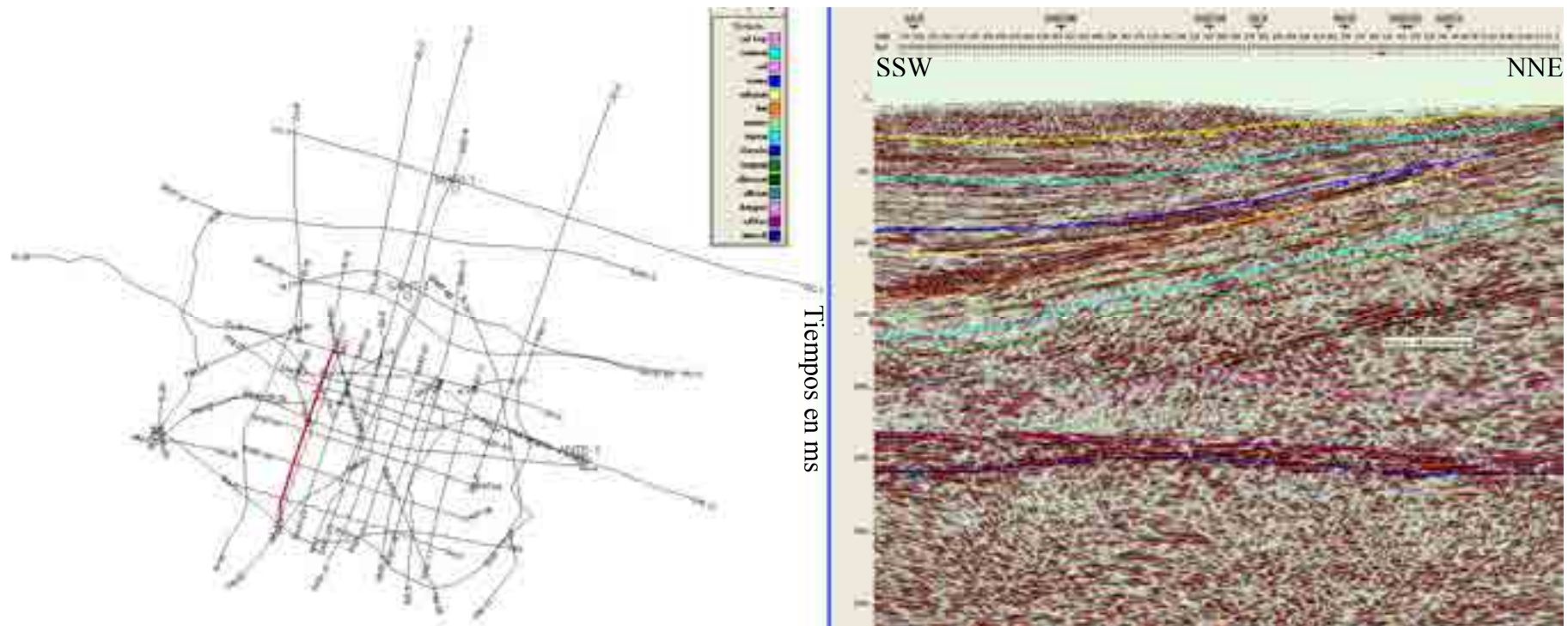
**Figura V-32. Línea SA81-3** El aumento de espesor de la sección Albiense al norte es probablemente debido al desplazamiento de la sal.



**Figura V-33. Línea SA81-4** Posiblemente, la razón por la cual, los horizontes situados al norte del diapiro no se alinean con los horizontes situados al sur de dicho diapiro, sea que la sección del lado norte ha sido cabalgada hasta una posición más elevada. Obsérvese también, que el espesor de las ofitas se ha duplicado justo al norte de la base del diapiro, indicando que podrían estar involucradas en un posible cabalgamiento.

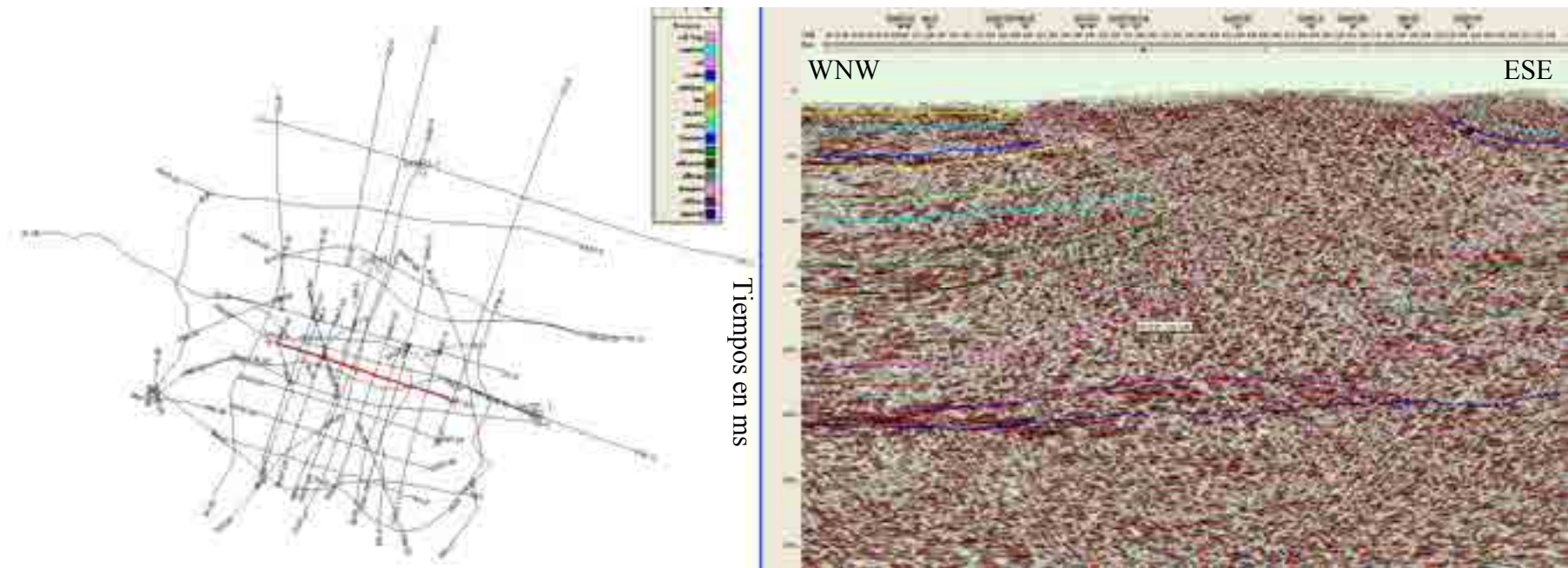


**Figura V-34. Línea SA81-5** A pesar de que las fallas no son comunes en esta área, se puede observar una en esta línea. Esta falla posiblemente sea originada por la retirada de la sal situada debajo de la propia falla.

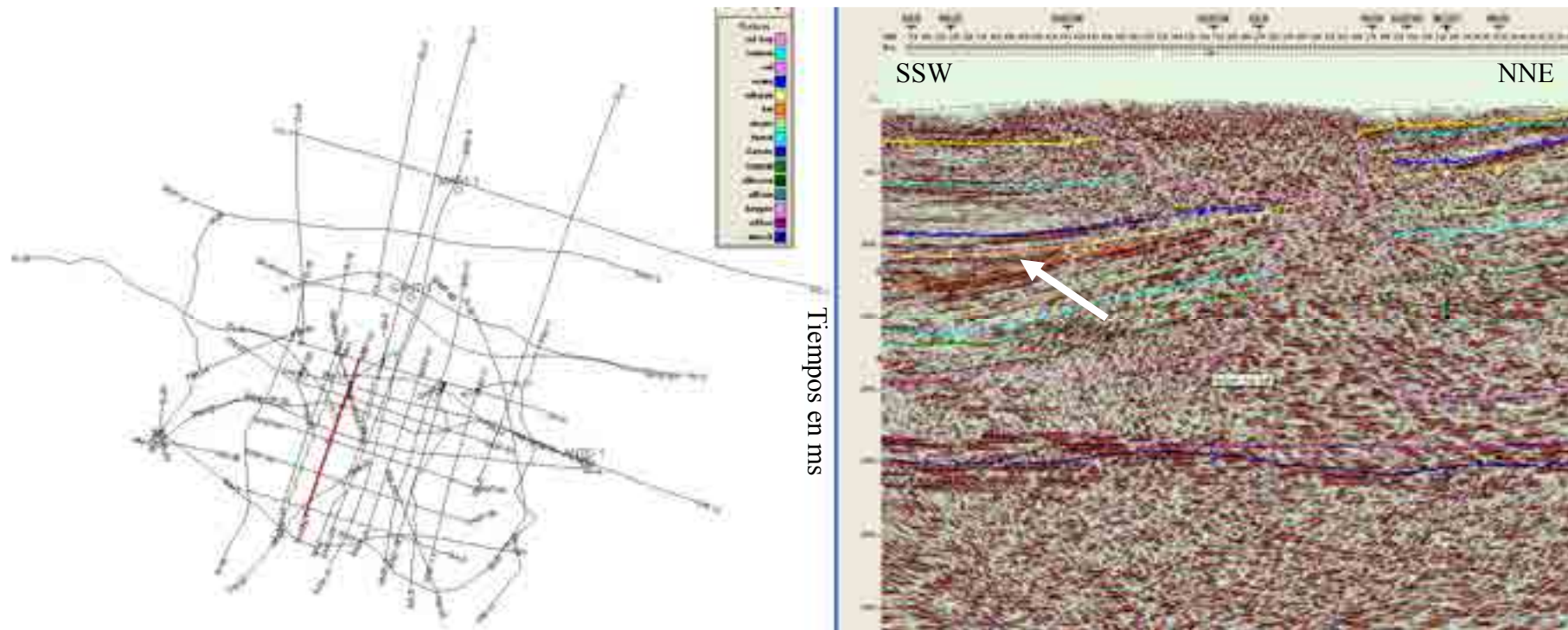


**Figura V-35. Línea SA97-01** El downlapping de los horizontes en la superficie del Keuper prueba que las unidades situadas encima del Keuper son alóctonas.

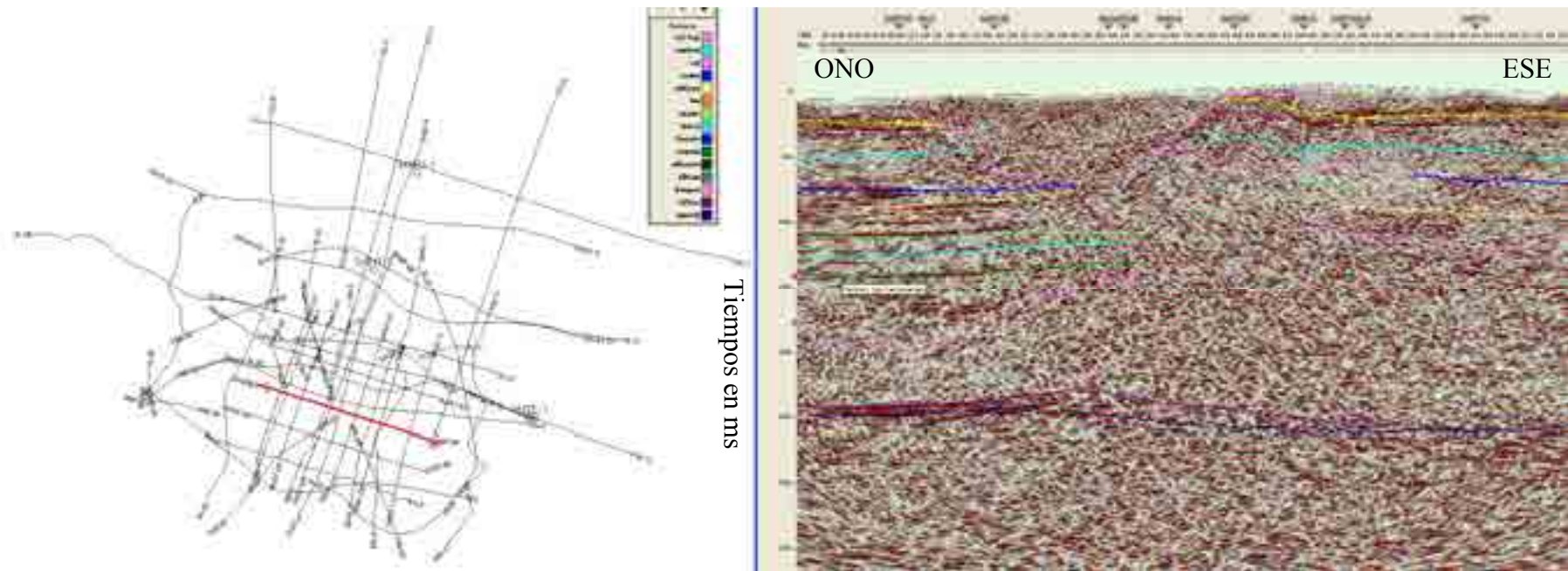




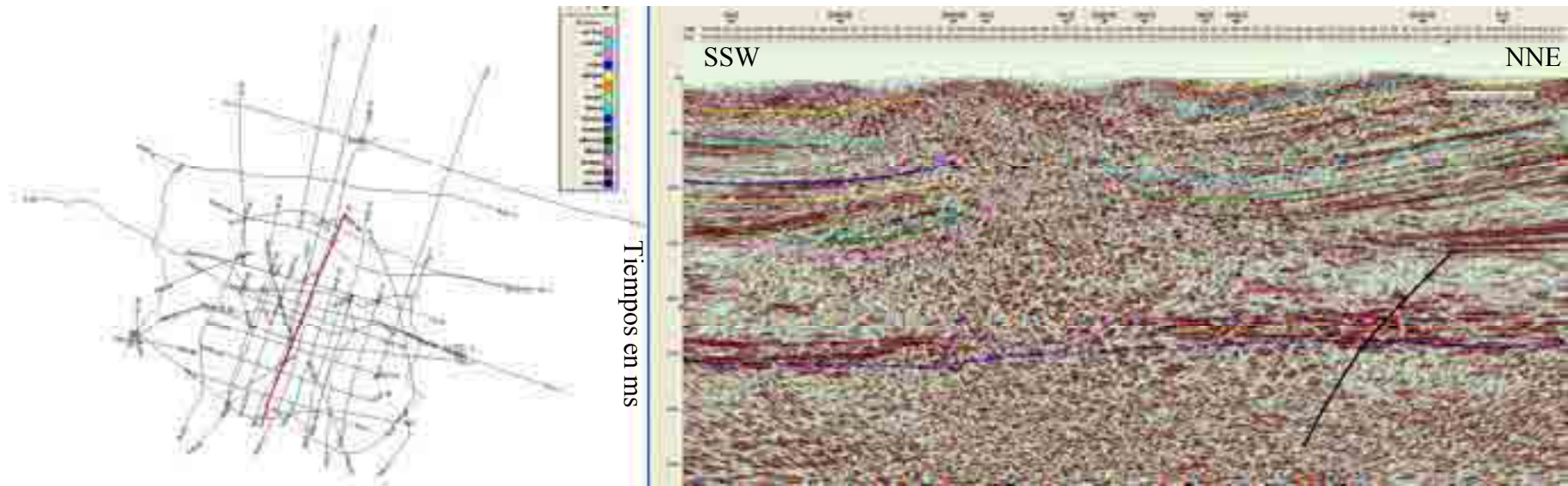
**Figura V-36. Línea SA97-02** En esta línea, el diapiro es muy ancho, pero especialmente lo es aun más, en la parte central de dicho diapiro. Obsérvese, la acumulación de ofitas en la base del diapiro. De hecho, parece que hay algún tipo de relación entre la ubicación del diapiro y la de las ofitas. Por lo tanto, la existencia previa de una falla podría haber condicionado la ubicación tanto del diapiro como de las ofitas. En esta línea, el flanco este del diapiro es difícil de interpretar. Algunos de los horizontes se pueden extender un poco más hacia el oeste. Se extenderían desde el interpretado flanco este del diapiro hasta los signos “+” situados dentro del mencionado diapiro, muy cerca de su flanco este. Los colores de los signos “+”, azul, verde claro y verde oscuro, están codificados con los mismos colores que los horizontes sísmicos: Techo del Garate, Techo del Cenomaniense y Techo del Albocenomaniense, respectivamente.



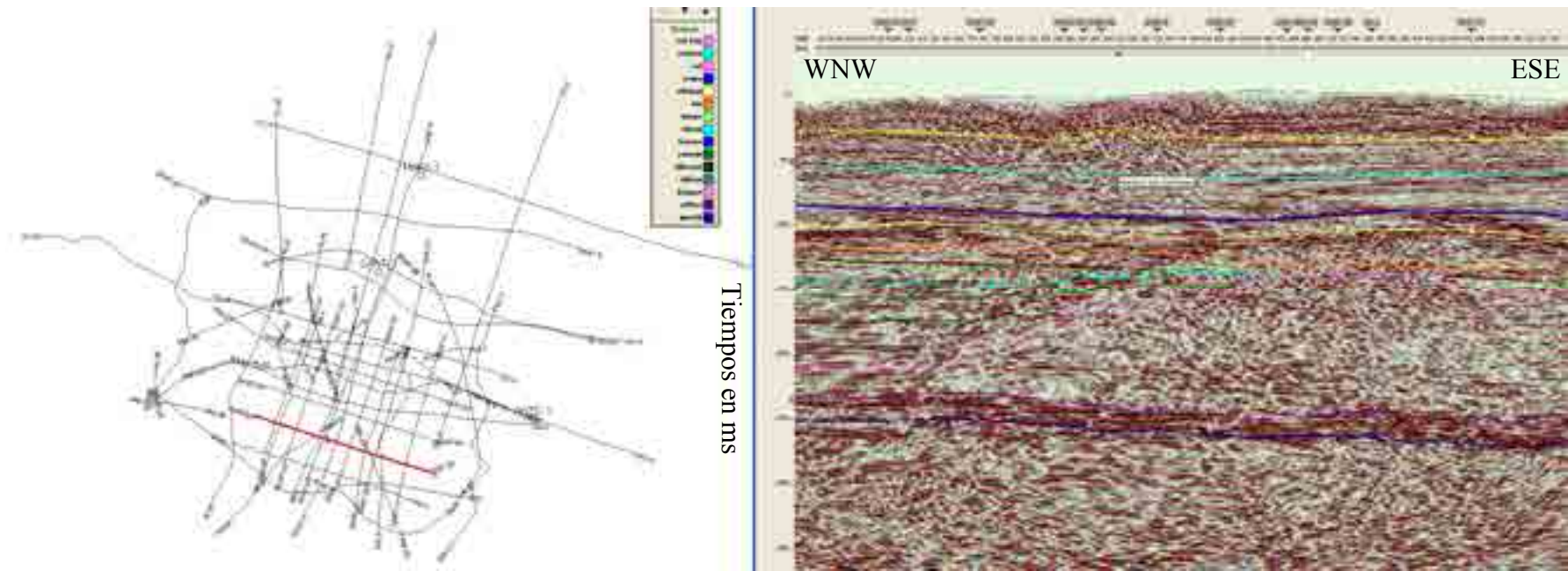
**Figura V-37. Línea SA97-03** En esta línea, se aprecia claramente la cuña de sedimentos (flecha blanca) situada debajo de la formación Subijana. Parece que la cuña se ha formado debido a la retirada de la sal, ya que las capas dentro de la cuña están paralelas al techo del Subijana y a las otras formaciones ubicadas más arriba. En el área, no hay indicación del desarrollo de una línea de charnela, ni tampoco existe un evento tectónico reconocido que podría causar una cuña de estas características. Así pues, mientras que el horizonte de color naranja no parece un evento de erosión, el desplazamiento de la sal es probablemente el mecanismo tectónico más lógico para explicar el hundimiento de la sección pre-Subijana.



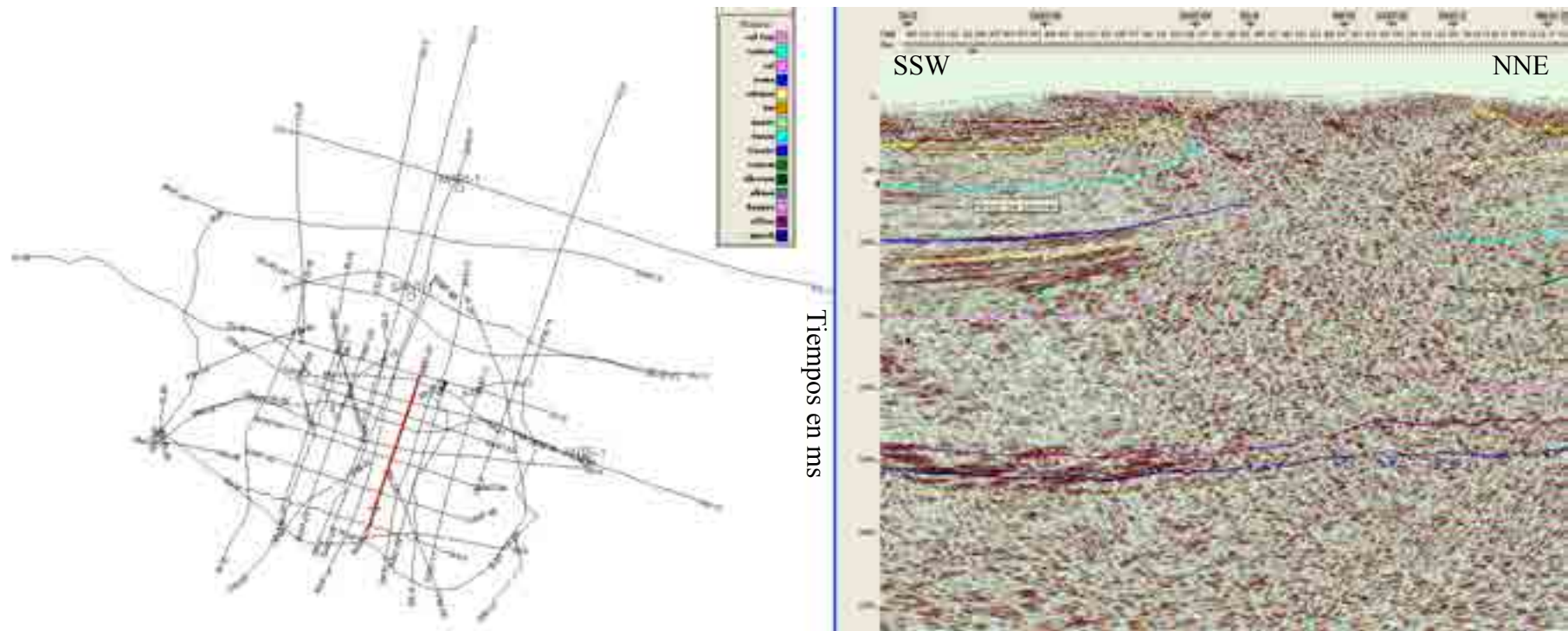
**Figura V-38. Línea SA97-04** La línea SA97-04 ilustra la forma irregular del diapiro en el subsuelo, con pronunciados salientes al este formados durante la sedimentación del Garate.



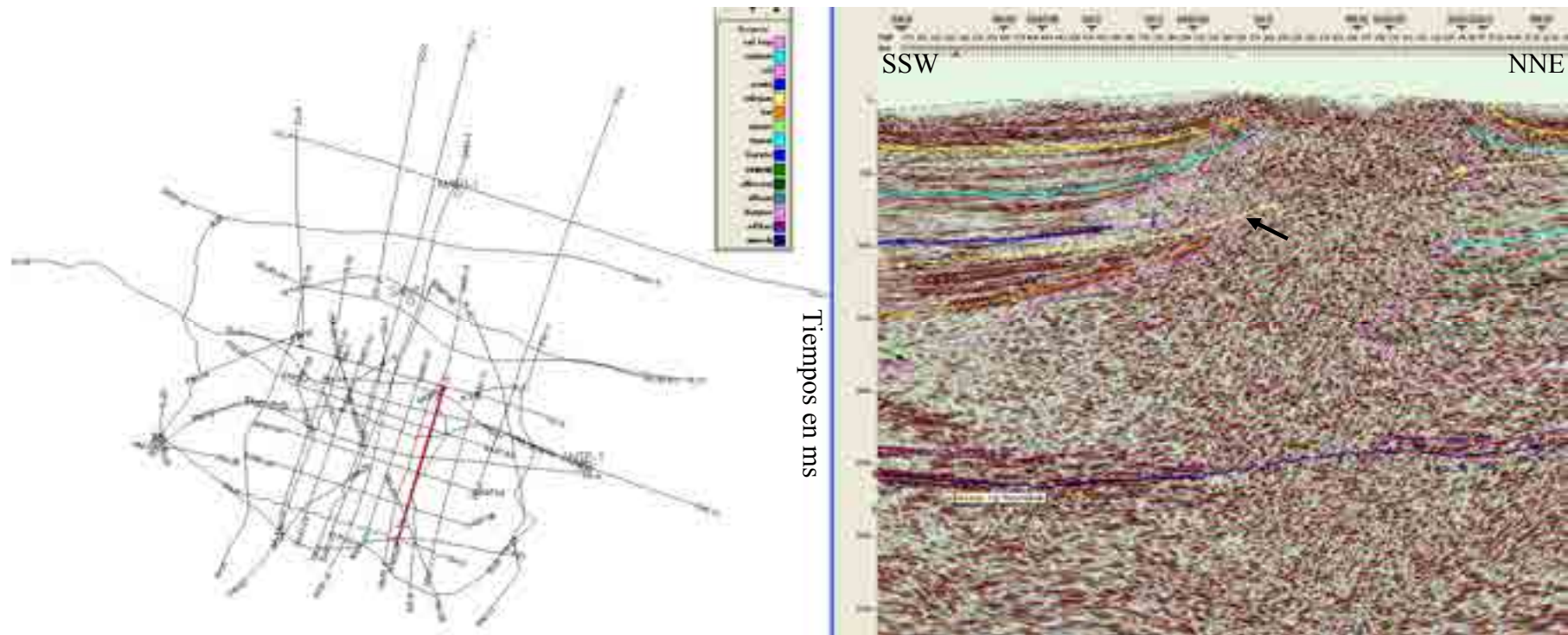
**Figura V-39. Líneas SA97-5** Obsérvese, que los buzamientos continúan desde un lado del diapiro al otro, exceptuando las inflexiones pequeñas cerca el diapiro. Obsérvese también, la inclinación del diapiro al sur, en la dirección del cabalgamiento.



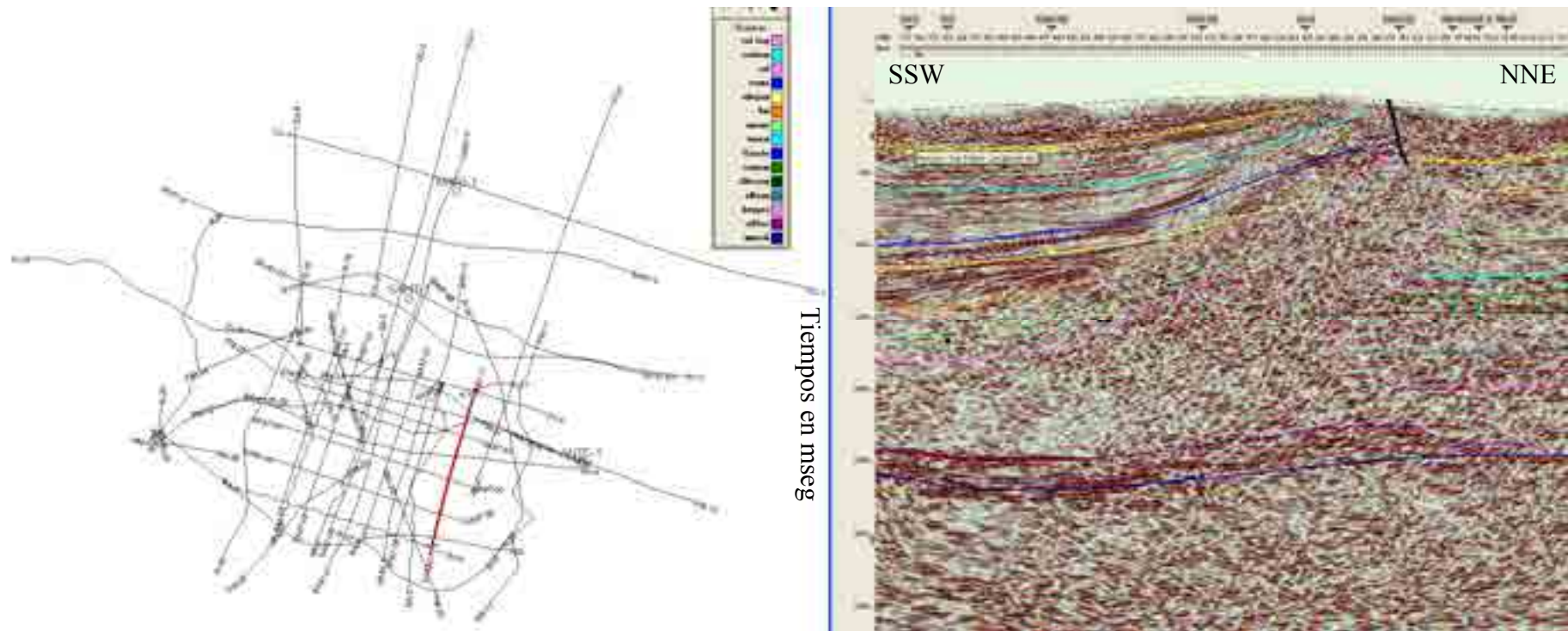
**Figura V-40. Línea SA97-06** En esta línea, la parte del diapiro que se aprecia en la superficie es debida a la glaciación de las evaporitas en el Holoceno. Al sur, el diapiro es extenso y ancho en profundidad, pero la conexión con la superficie está localizada en un área más reducida al norte de esta línea.



**Figura V-41. Línea SA97-07** Lo más interesante de esta línea es la extensión de la cornisa al norte del cuerpo central del diapiro. También, se aprecian los aumentos de espesor, tanto de la sección Keuper al sur del diapiro, como de las secciones post-Keuper situadas al norte.



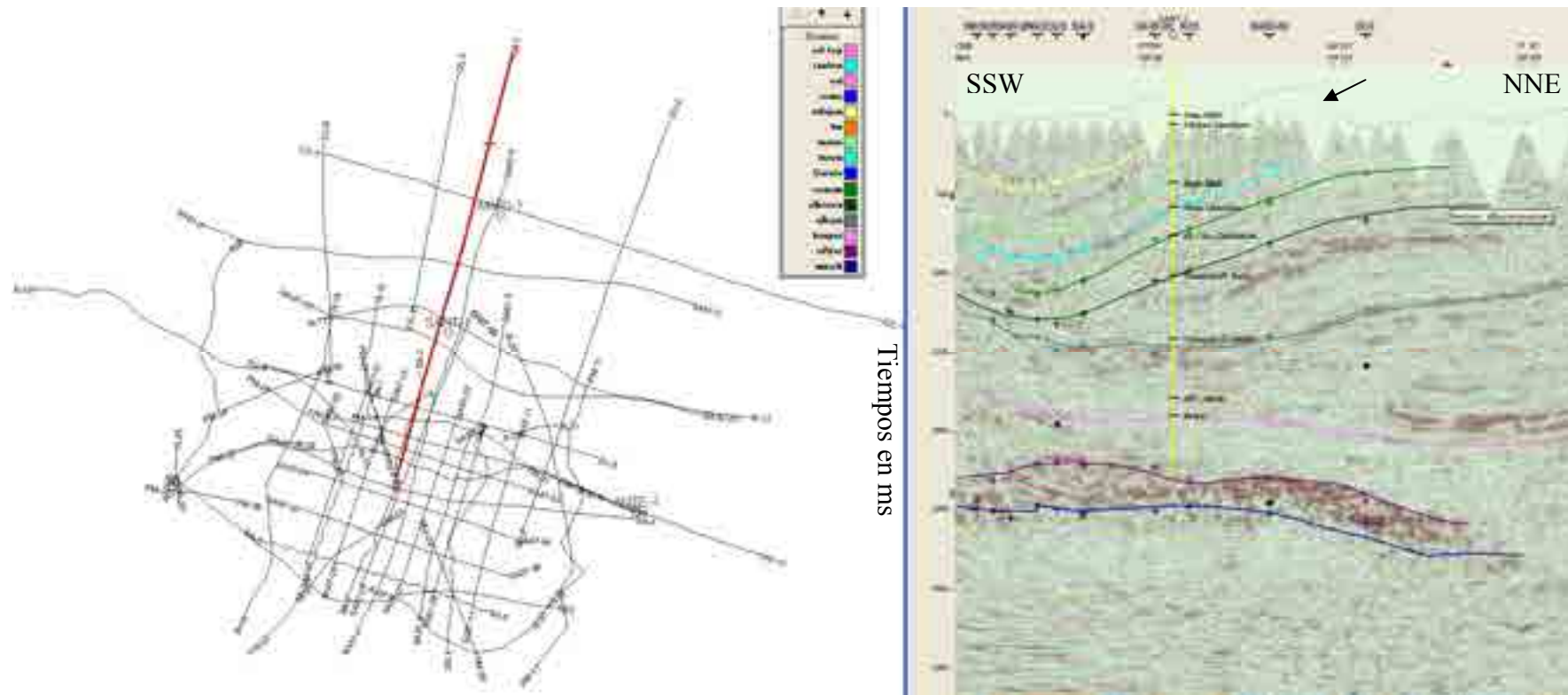
**Figura V-42. Línea SA97-09** Esta línea muestra las irregularidades de los flancos del diapiro. Aunque los datos son buenos, no queda claro hasta qué punto el Subijana penetra el diapiro (flecha negra). También se aprecia el levantamiento de las unidades del Santoniense y del Pobes junto al diapiro, debido a la relativamente reciente intrusión de la sal en la cornisa, justo encima de la formación Subijana.



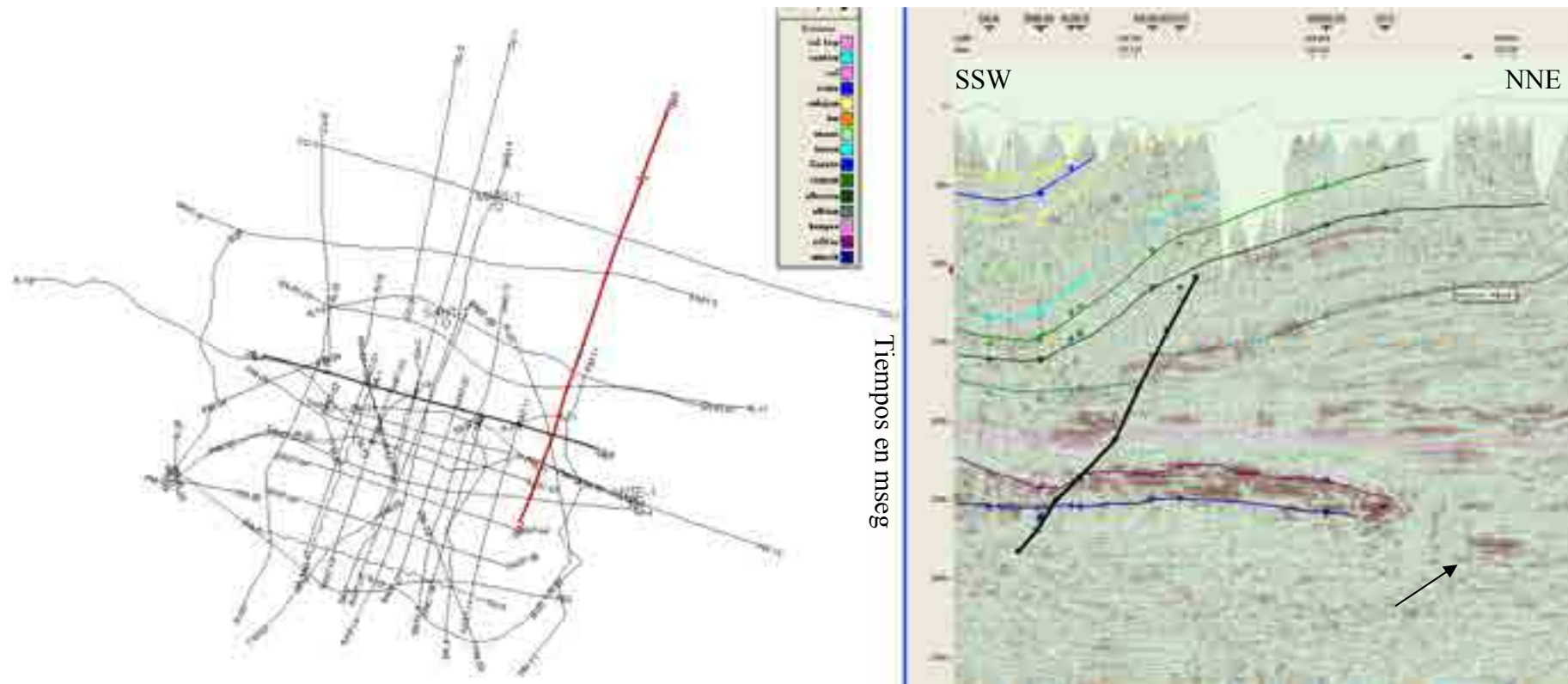
**Figura V-43. Línea SA97-11** En esta línea, situada sobre el flanco este del diapiro, solo se aprecian la parte profunda del diapiro y la ubicada en la superficie de dicho diapiro. La unidad de evaporitas que hay en la superficie es una parte de la cornisa de la parte principal del diapiro situado al oeste.

En esta línea, es obvia la cuña de sedimentos entre los horizontes de color naranja y amarillo. La cuestión de si el techo del Subijana debería estar en el nivel amarillo o en el naranja no tiene fácil solución sin contar con los datos de un sondeo que haya sido perforado en el intervalo de los niveles mencionados. La opinión del autor de esta tesis es que, durante la parte final de la sedimentación del Subijana, un hundimiento habría creado el espacio extra actualmente relleno con los sedimentos de la cuña.





**Figura V-44. Línea ZU-1** Se pueden apreciar en esta línea, los acantilados del afloramiento de las calizas del Subijana (flecha negra). Los niveles geológicos identificados en el sondeo San Antonio 1 están proyectados, en la dirección perpendicular al buzamiento, hasta esta línea y la línea SA81-4. Sin embargo, no se pueden proyectar los niveles geológicos del sondeo San Antonio 1 hasta las líneas R-17 y SA81-1 porque, respectivamente, una está alejada del sondeo a 180° del buzamiento y la otra está alejada en la dirección del mencionado buzamiento.



**Figura V-45. Línea ZU-2** El buzamiento al norte es el flanco sur del anticlinal de Zuazo, al igual que en las otras líneas norte-sur, en el área al norte del diapiro de Salinas de Añana, Obsérvese, una secuencia de horizontes sísmicos (flecha negra) en la parte norte de esta línea, donde las ofitas no están presentes. Podría ser una fosa de hundimiento Triásico con una sección más gruesa de sedimentos del Mesozoico Inferior. También podrían ser unos eventos, los cuales, generalmente están ocultos por la secuencia de ofitas. El aumento de espesor de la sección Cretácica Inferior al norte podría ser debido al cabalgamiento de Sierra de Cantabria.

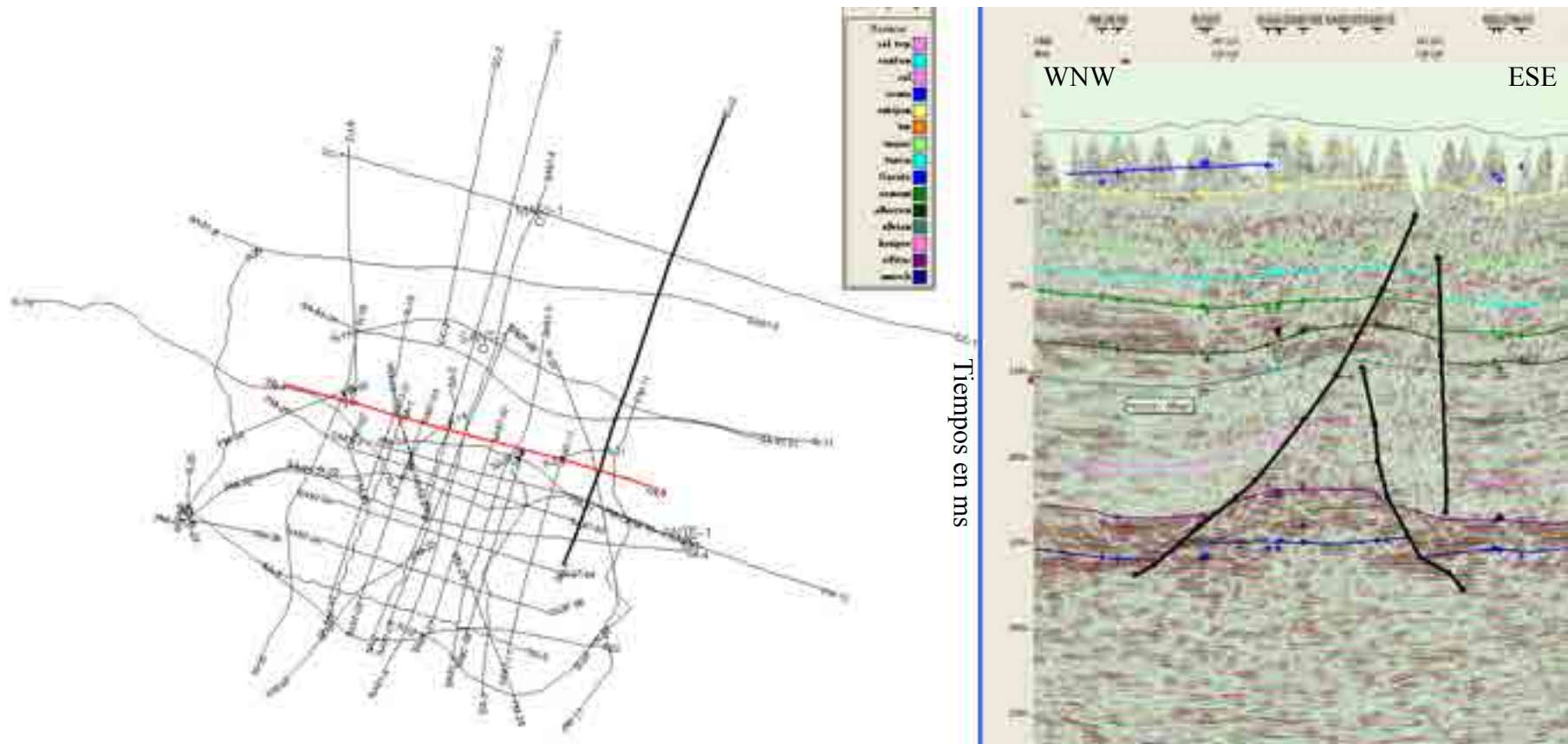
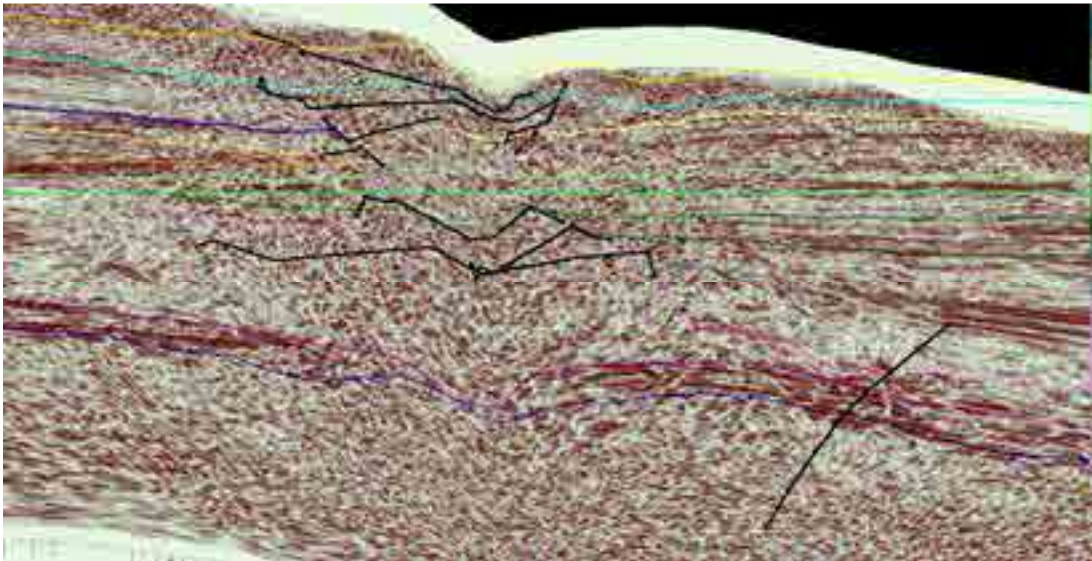


Figura V-46. ZU-5 La meseta tectónica en la parte central de esta línea está situada justo al norte del flanco norte del diapíro.



## APÉNDICE VI



Visualización de la historia tectónica del diapiro de Salinas de Añana por la  
reconstrucción de una sección por periodos de deposición  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

# APÉNDICE VI

**VISUALIZACIÓN DE LA HISTORIA TECTÓNICA DEL DIAPIRO DE  
SALINAS DE AÑANA POR LA RECONSTRUCCIÓN DE UNA SECCIÓN POR  
PERIODOS DE DEPOSICIÓN**

# CONTENIDO

INTRODUCCIÓN

ELECCIÓN DE LA SECCIÓN SÍSMICA PARA LA CREACIÓN DE LAS VISTAS DE APLANAMIENTO

Figura VI-1 Aplanamiento del techo del conglomerado de Pobes

Figura VI-2 Aplanamiento del techo del Santoniense

Figura VI-3 Aplanamiento del techo del Subijana

Figura VI-4 Aplanamiento del techo del Zuazo

Figura VI-5 Aplanamiento del techo del Turoniense

## INTRODUCCIÓN

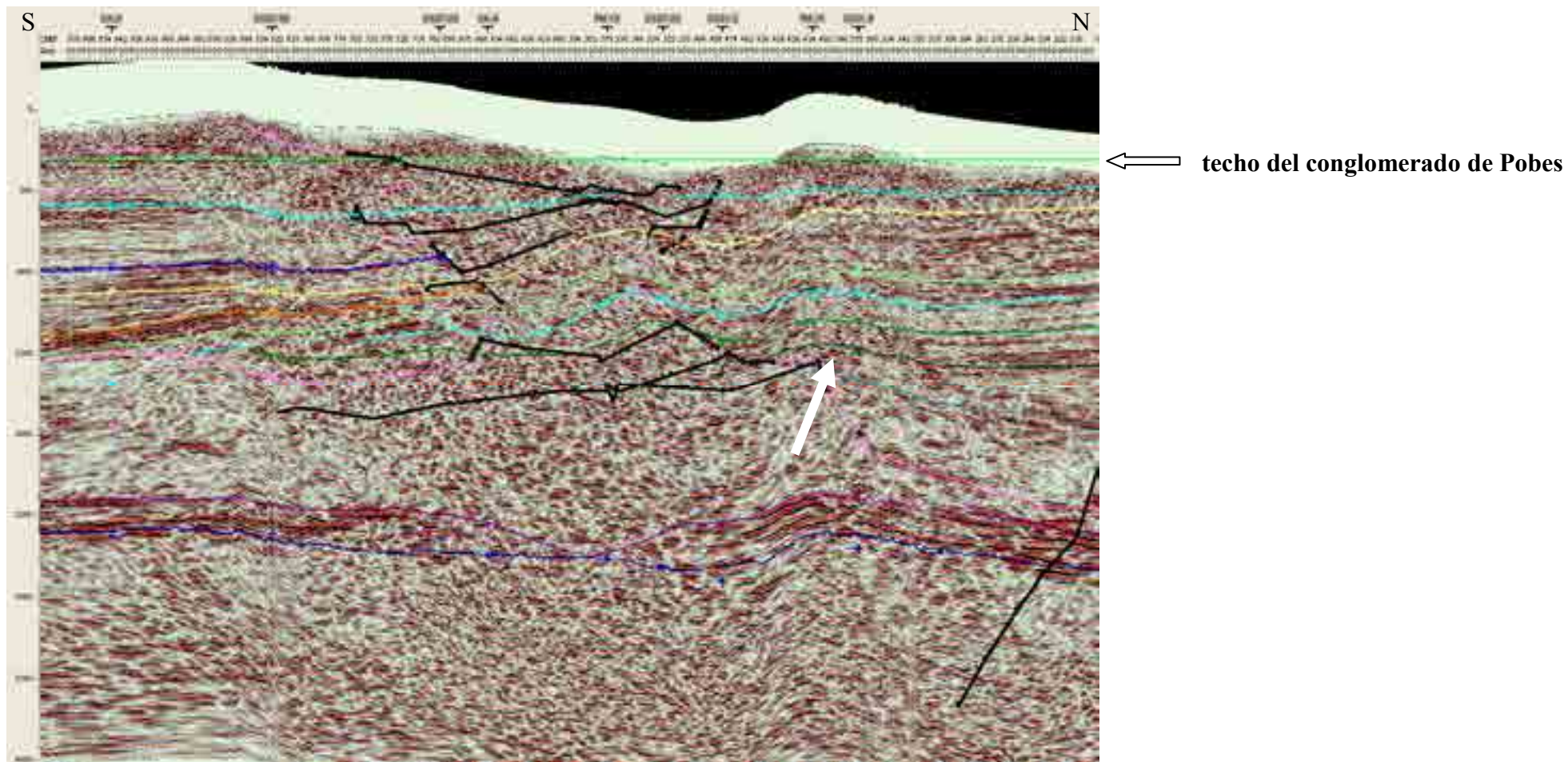
El aplanamiento de una sección geológica, en un nivel estratigráfico elegido, da como resultado una reconstrucción de la estructura de las unidades por debajo de dicho nivel, en el momento de la deposición del nivel utilizado, en concordancia con la Ley de Horizontalidad. Para realizar correctamente el aplanamiento, el horizonte seleccionado debe ser interpolado a través del cuerpo del diapiro para que la discontinuidad del horizonte no afecte al proceso de aplanamiento.

### ELECCIÓN DE LA SECCIÓN SÍSMICA PARA LA CREACIÓN DE LAS VISTAS DE APLANAMIENTO

La línea sísmica SA97-05 ha sido elegida para este análisis por ser la más larga del grupo de más reciente adquisición de líneas sísmicas situadas sobre el diapiro. Su orientación norte-sur, es más o menos paralela a la dirección del desplazamiento del diapiro por el cabalgamiento de Sierra de Cantabria. La orientación norte-sur es también importante porque las líneas sísmicas que cruzan el diapiro oeste-este muestran una estratificación casi paralela, indicando que no hay movimientos tectónicos significativos en la dirección perpendicular al buzamiento.

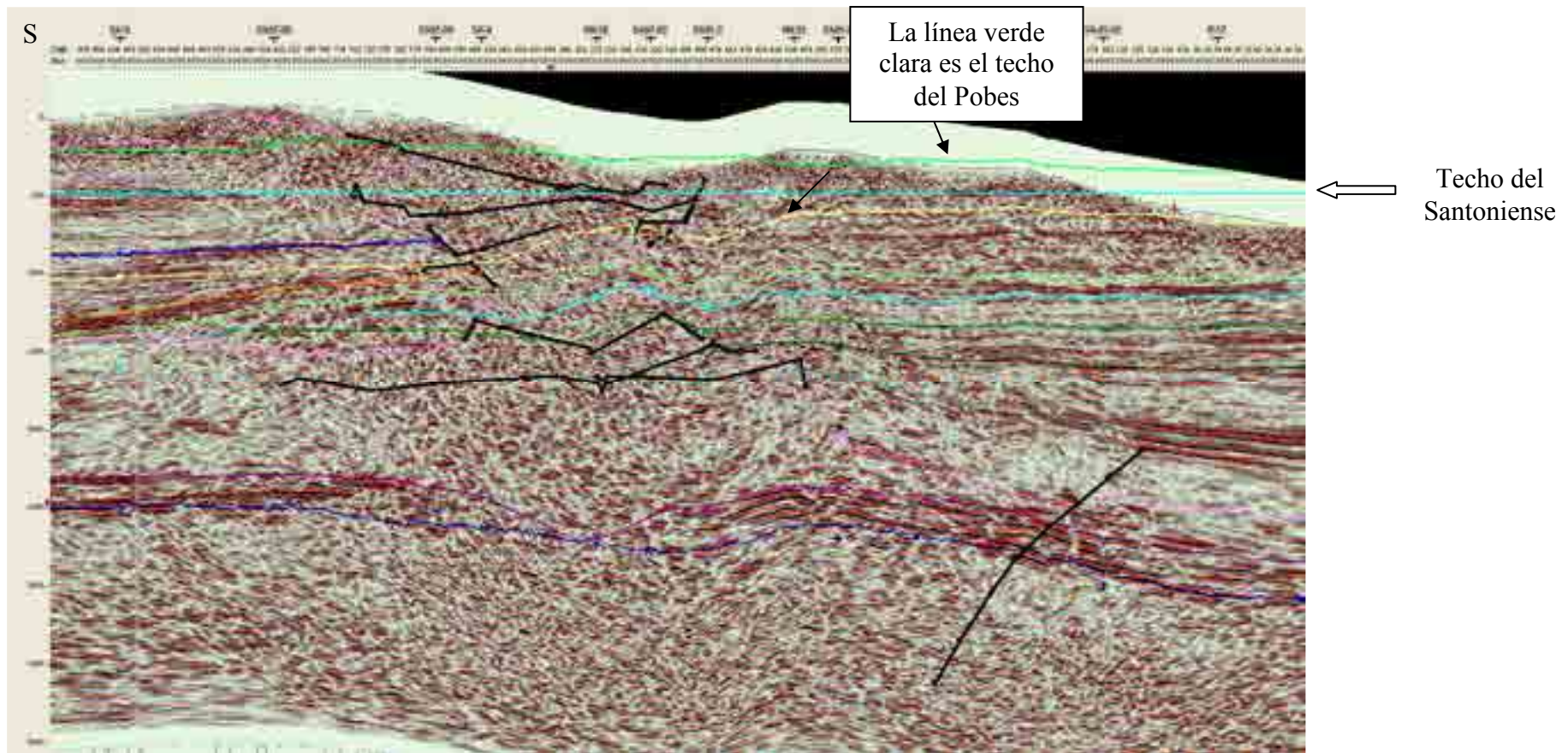
**Nota:** Las líneas negras gruesas en las figuras de este apéndice son proyecciones de los flancos del diapiro en el plano de la sección sísmica debiendo ser ignoradas al ser creadas por el software.





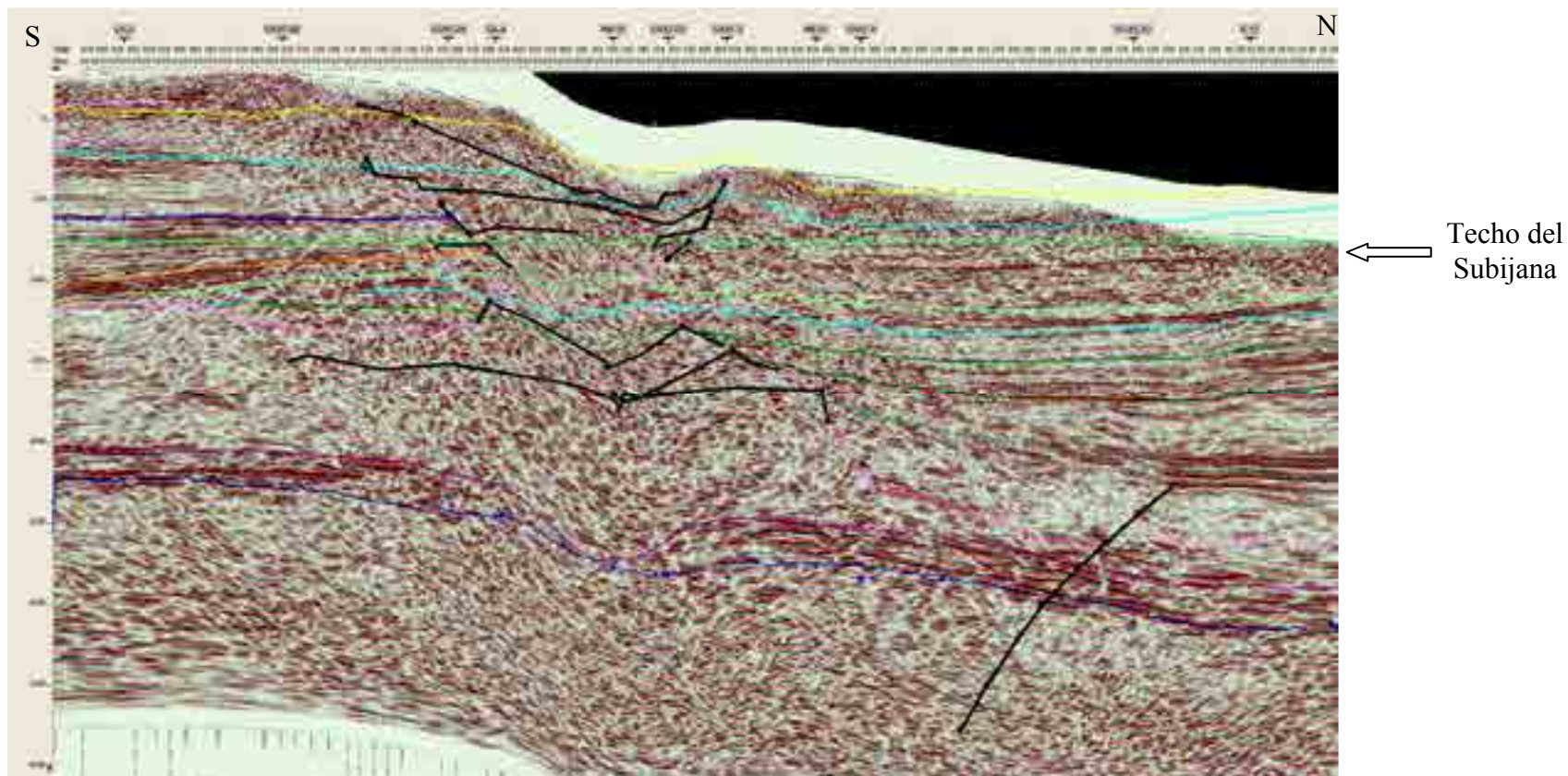
**Fig. VI-1**

**Aplanamiento del techo del conglomerado de Pobes.** La estructura indicada con la flecha blanca es un diapiro satélite que ya no existe por la retirada de la sal debajo de dicha estructura.



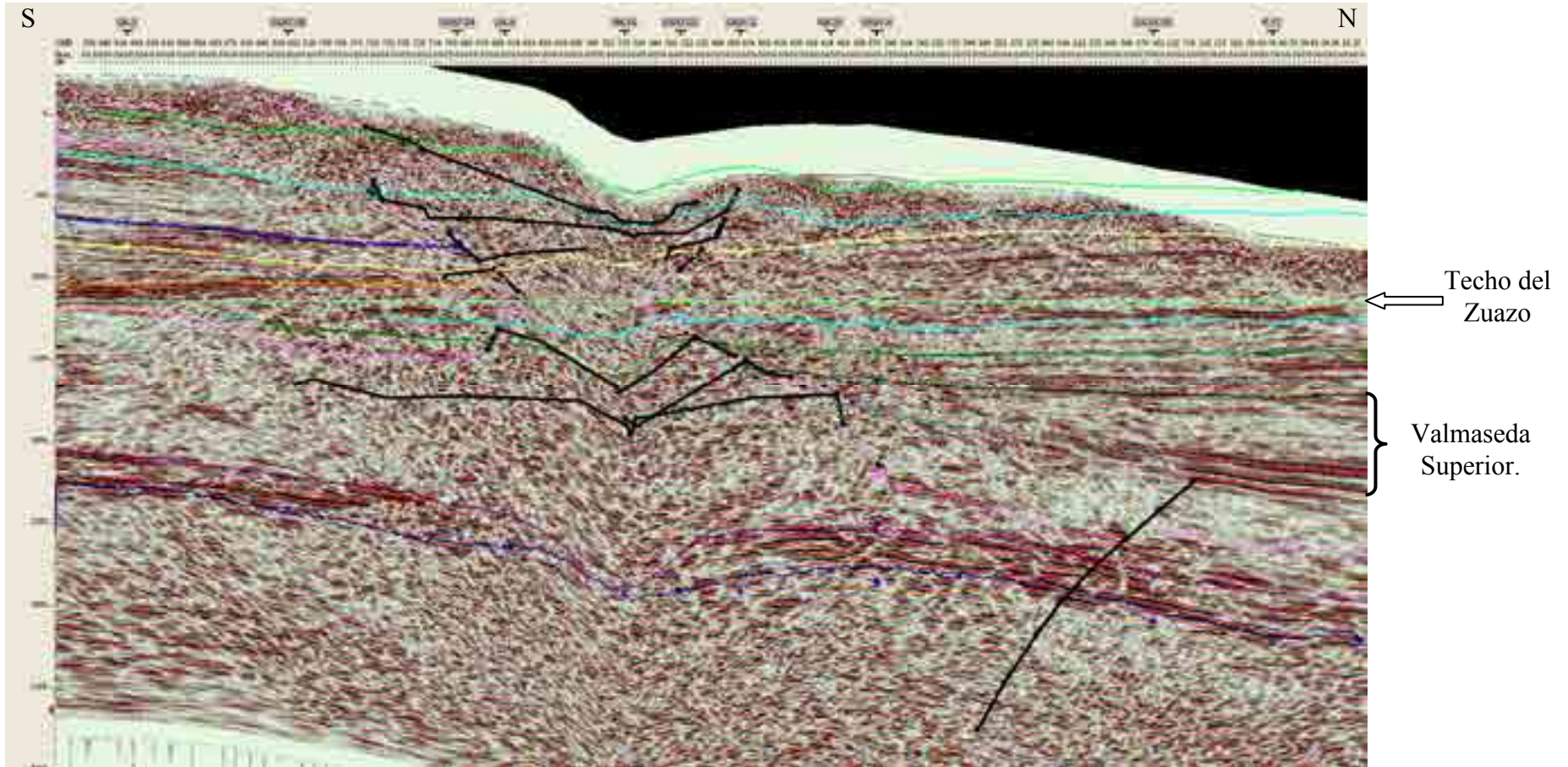
**Fig. VI-2**

**Aplanamiento del techo del Santiense.** Los sedimentos del Pobes, encima del Santiense de esta figura, alcanzan más espesor a la izquierda (al sur) debido a una mayor subsidencia en esta dirección durante el periodo de sedimentación del Pobes. El área gris situado por debajo de la línea verde clara (techo del Pobes) representa material erosionado.



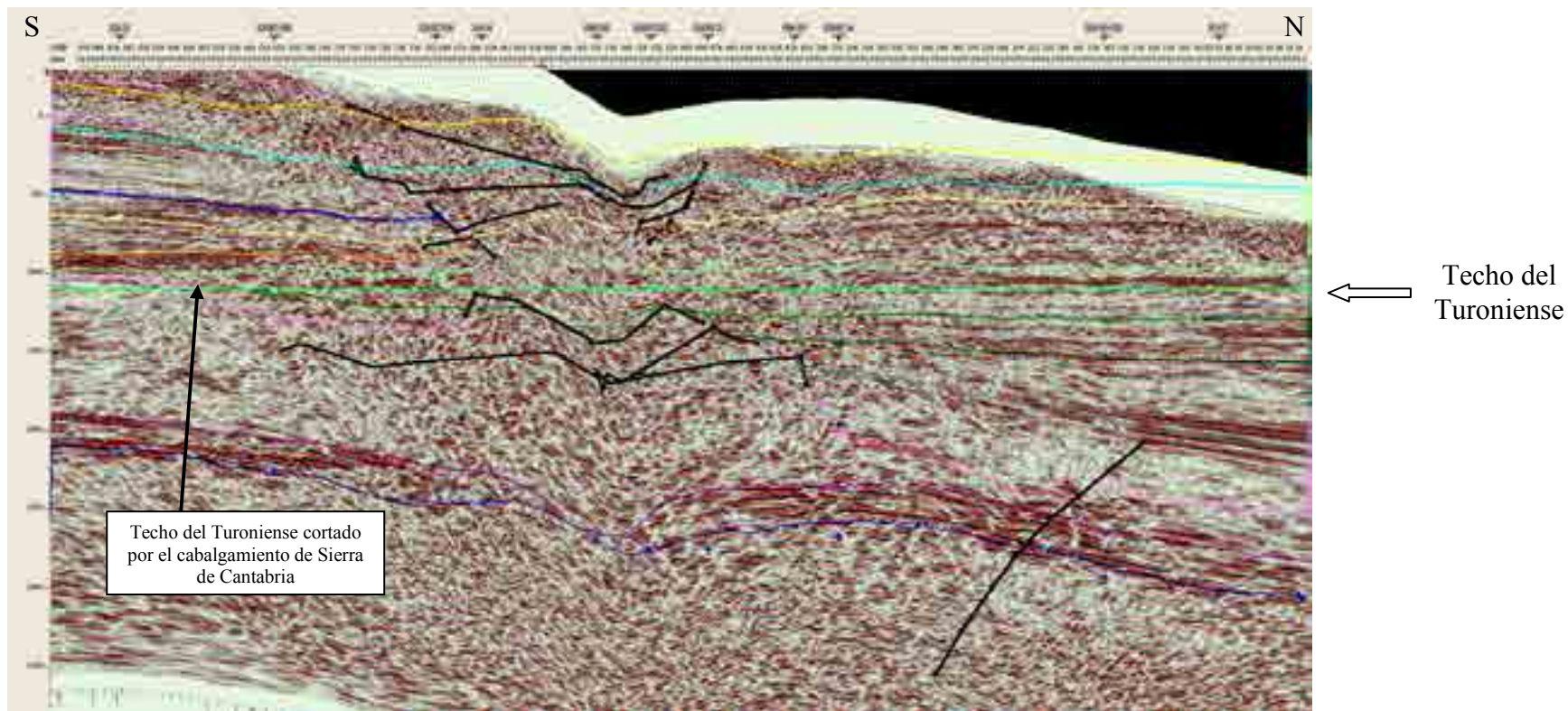
**Fig. VI-3**

**Aplanamiento del techo del Subijana.** El espacio vacío (sin datos sísmicos) situado en la parte inferior izquierda de esta figura, representa el hundimiento tectónico posterior a la sedimentación del Subijana. La erosión posterior a la sedimentación del Pobes está representada por el área gris situado entre la línea verde del Subijana y la línea amarilla del Pobes. Obsérvese que las unidades por debajo del Subijana están casi planas y paralelas. Esto significa, que han sido depositadas en un periodo tectónico de poca actividad, cuando el desplazamiento de la sal iba principalmente en dirección vertical.



**Fig. VI-4**

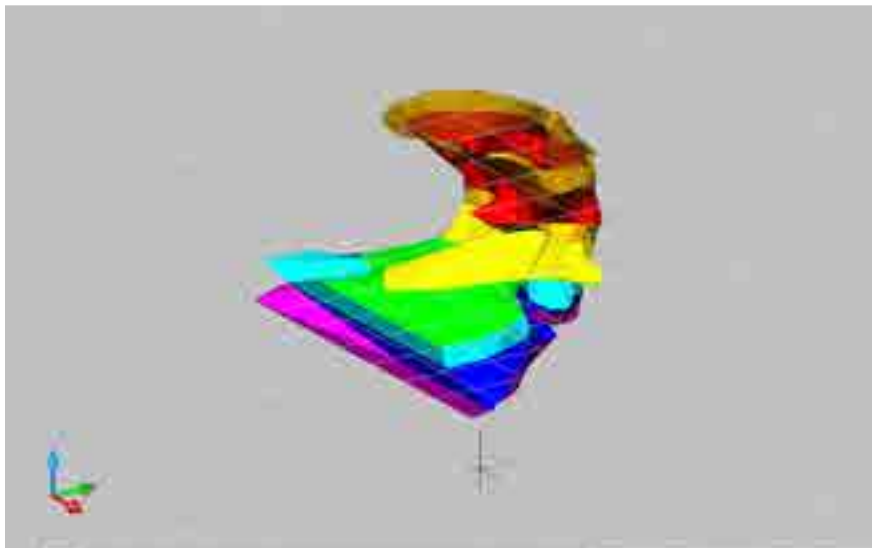
**Aplanamiento del techo del Zuazo.** El Valmaseda Superior (entre los horizontes verde oscuro y gris) alcanza más espesor en la parte derecha (norte) de esta figura, indicando un hundimiento tectónico más rápido en el norte durante la sedimentación de estas arcillas.



**Fig. VI-5**

**Aplanamiento del techo del Turoniense.** Para realizar la reconstrucción que se muestra en esta figura, el techo del Turoniense ha sido proyectado hacia el sur a partir del punto donde está cortado dicho techo por el cabalgamiento de Sierra de Cantabria. Obsérvese el nivel del techo del Keuper (horizonte rosa) por ambos lados del diapiro. Al norte del diapiro (derecha), hay una sección normal del Albiense y Cenomaniense encima del Keuper mientras que, al sur (izquierda), no existen ni el Albiense ni el Cenomaniense. La sal siempre ha permanecido en este lugar, impidiendo la sedimentación durante el Albiense y el Cenomaniense. Sin embargo, cabe la posibilidad de que el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria hubiese cortado dicha sección desplazándola hasta su posición actual.

## APÉNDICE VII



Los diapiros de Salinas de Añana y Maestu en 3D  
ÁREAS DE SALINAS DE AÑANA Y MAESTU

# APÉNDICE VII

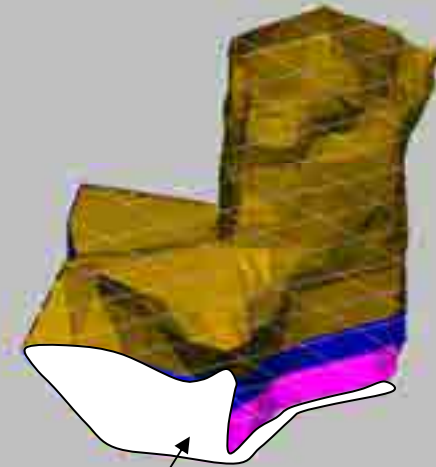
Los diapiros de Salinas de Añana y Maestu

Diapiro de Salinas de Añana



Escala (aprox.) 1:165.000

Diapiro de Maestu



Escala (aprox.) 1:135.000

Diapiros conectados al  
cuerpo de sal principal  
al sur y por debajo

Diapiros vistos desde arriba y desde el sureste



# Crecimiento del Diapiro de Salinas de Añana

Corte en el techo del Albiense  
cerca de 3.565m



Al sur-suroeste, el diapiro está  
conectado al cuerpo de sal



Corte en el techo del Albo-  
Cenomaniense, cerca de 3.160m



Al sur-suroeste, el diapiro está  
conectado al cuerpo de sal



Corte en el techo del  
Cenomaniense cerca de 2.730m



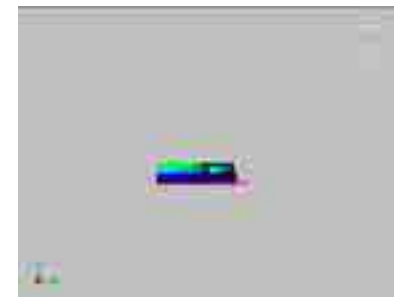
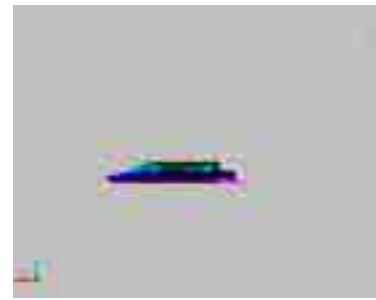
Al sur-suroeste, el diapiro está  
conectado al cuerpo de sal



Corte en el techo del Zuazo  
cerca de 2.460m



El diapiro está libre del cuerpo principal  
de sal por sus lados



Desde arriba

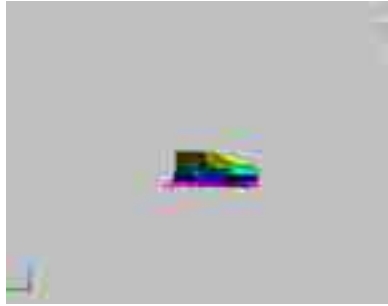
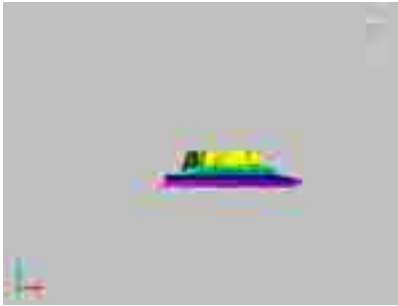
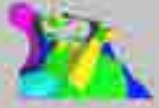
Desde el sur

Desde el oeste

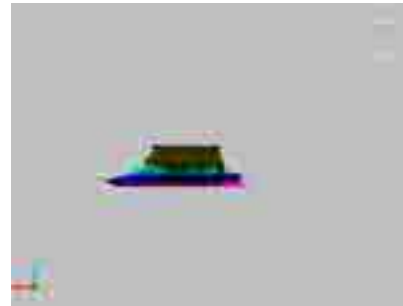
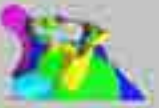
Desde el norte

Desde el este

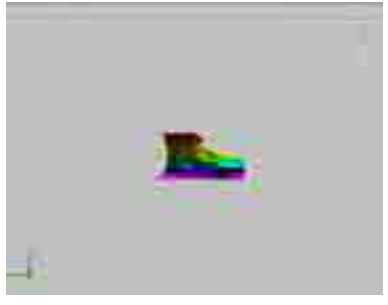
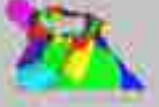
Corte en el techo del Subijana  
cerca de 1.670m



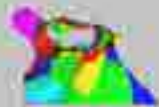
Corte en el techo del Osma  
cerca de 1.300m



Corte en el techo del Santoniense  
cerca de 760m



Corte en el techo del Pobes  
cerca de 330m



Desde arriba

Desde el sur

Desde el oeste

Desde el norte

Desde el este



Desde arriba



Desde el sur



Desde el oeste



Desde el norte

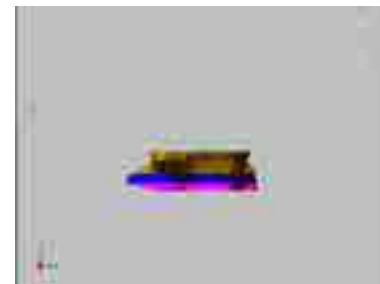
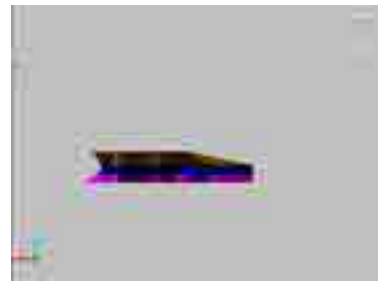
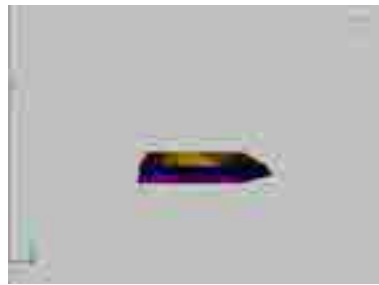
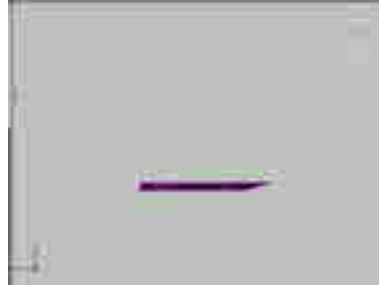


Desde el este

**Nota:** en estos dibujos, solo se aprecian las paredes del diapiro.  
El hueco en los dibujos, visto desde arriba, significa que las evaporitas están presentes desde la superficie hasta el techo del Aptiense.

Escala (aprox.) 1:600.000

### Crecimiento Diapiro de Maestu



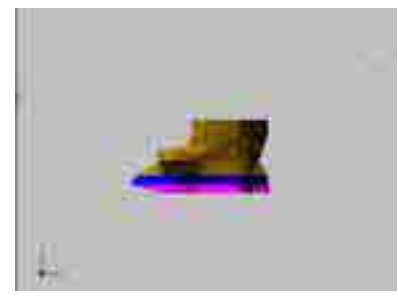
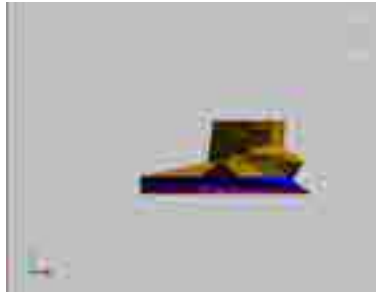
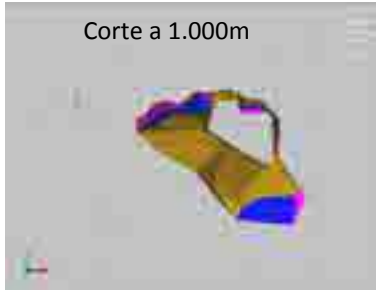
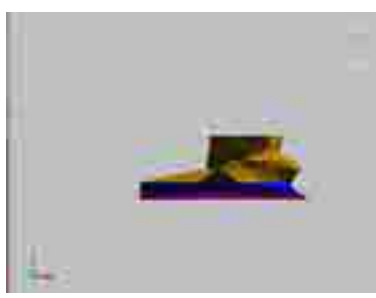
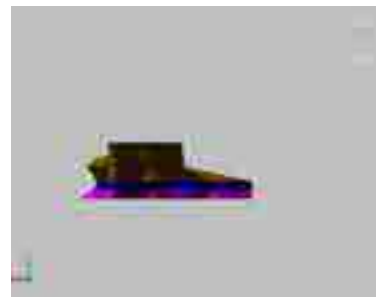
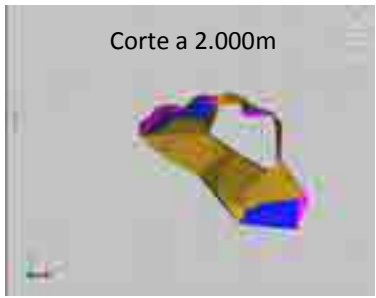
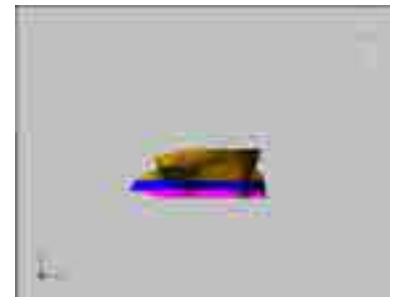
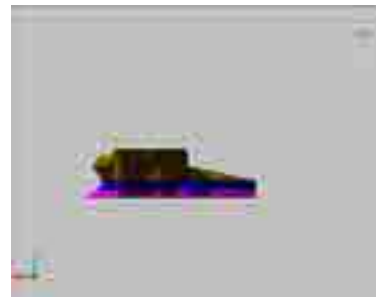
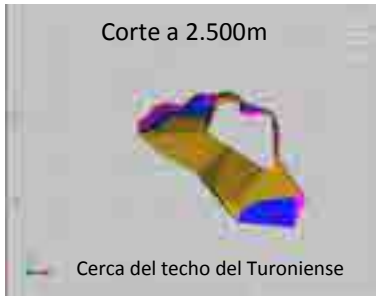
Desde arriba

Desde el sur

Desde el oeste

Desde el norte

Desde el este



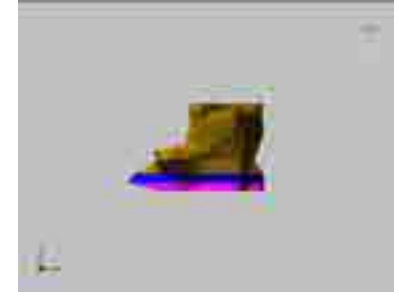
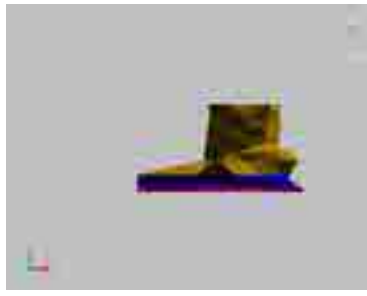
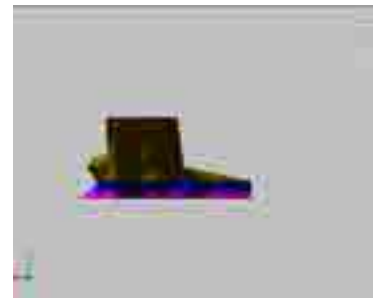
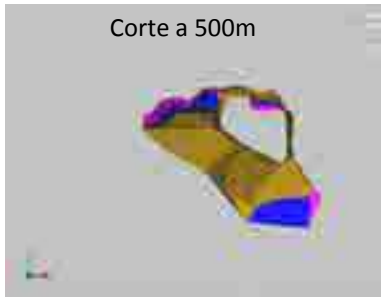
Desde arriba

Desde el sur

Desde el oeste

Desde el norte

Desde el este



Desde arriba

Desde el sur

Desde el oeste

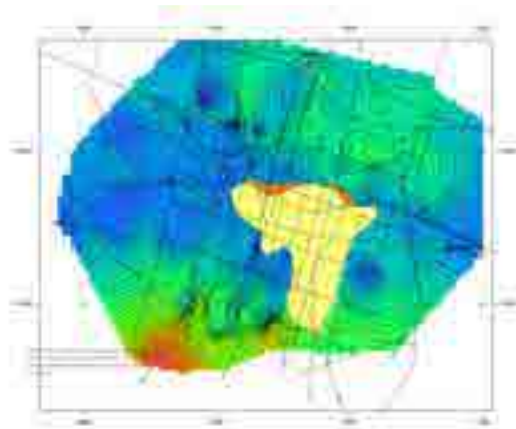
Desde el norte

Desde el este

**Nota:** en estos dibujos, solo se aprecian las paredes del diapiro. El hueco en los dibujos, visto desde arriba, significa que las evaporitas están presentes desde la superficie hasta el techo del Wealdiense.

Escala (aprox.) 1:400.000

# APÉNDICE VIII

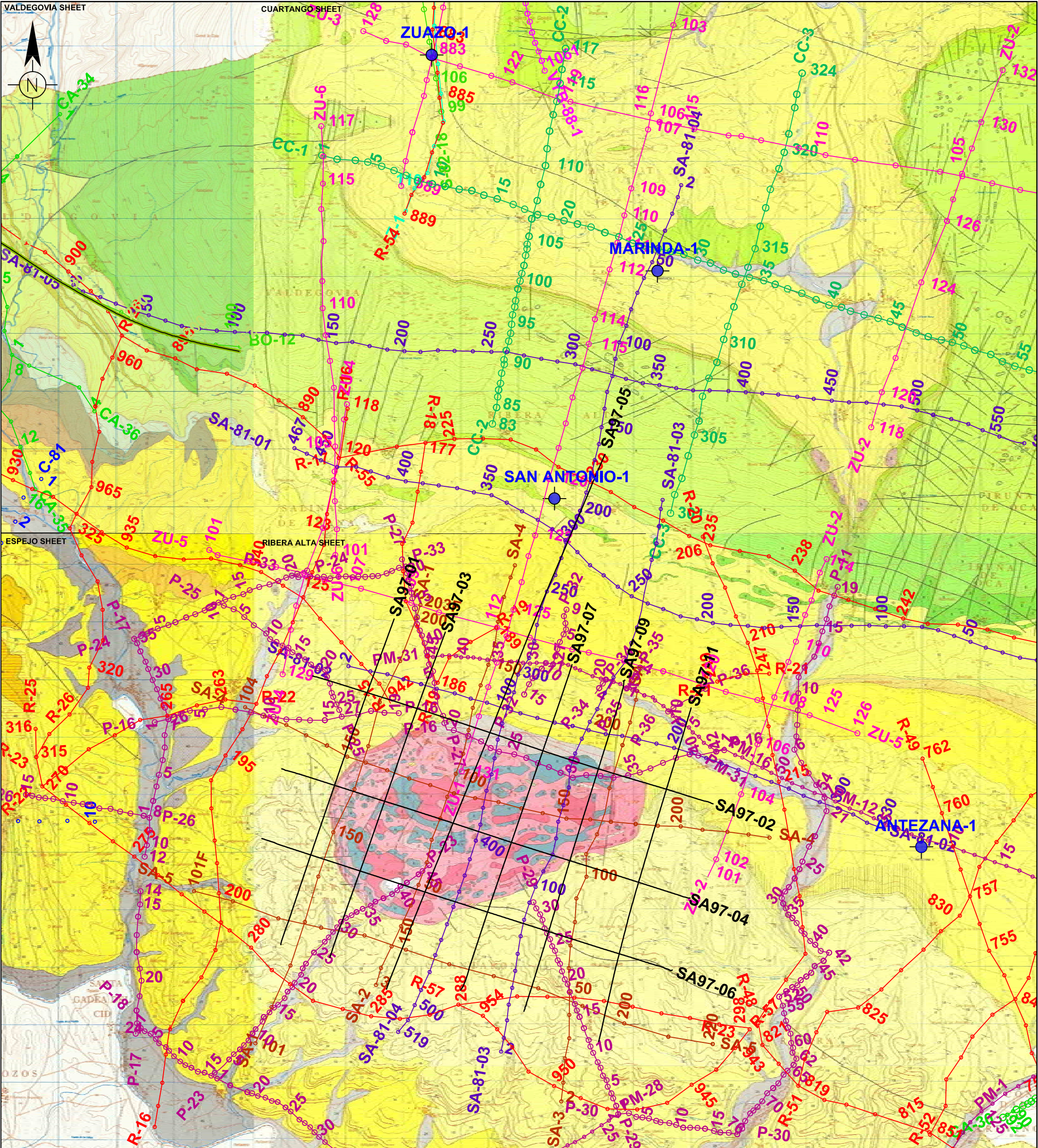


Mapas de Capítulo 2  
ÁREA SALINAS DE AÑANA

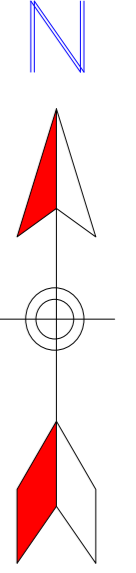
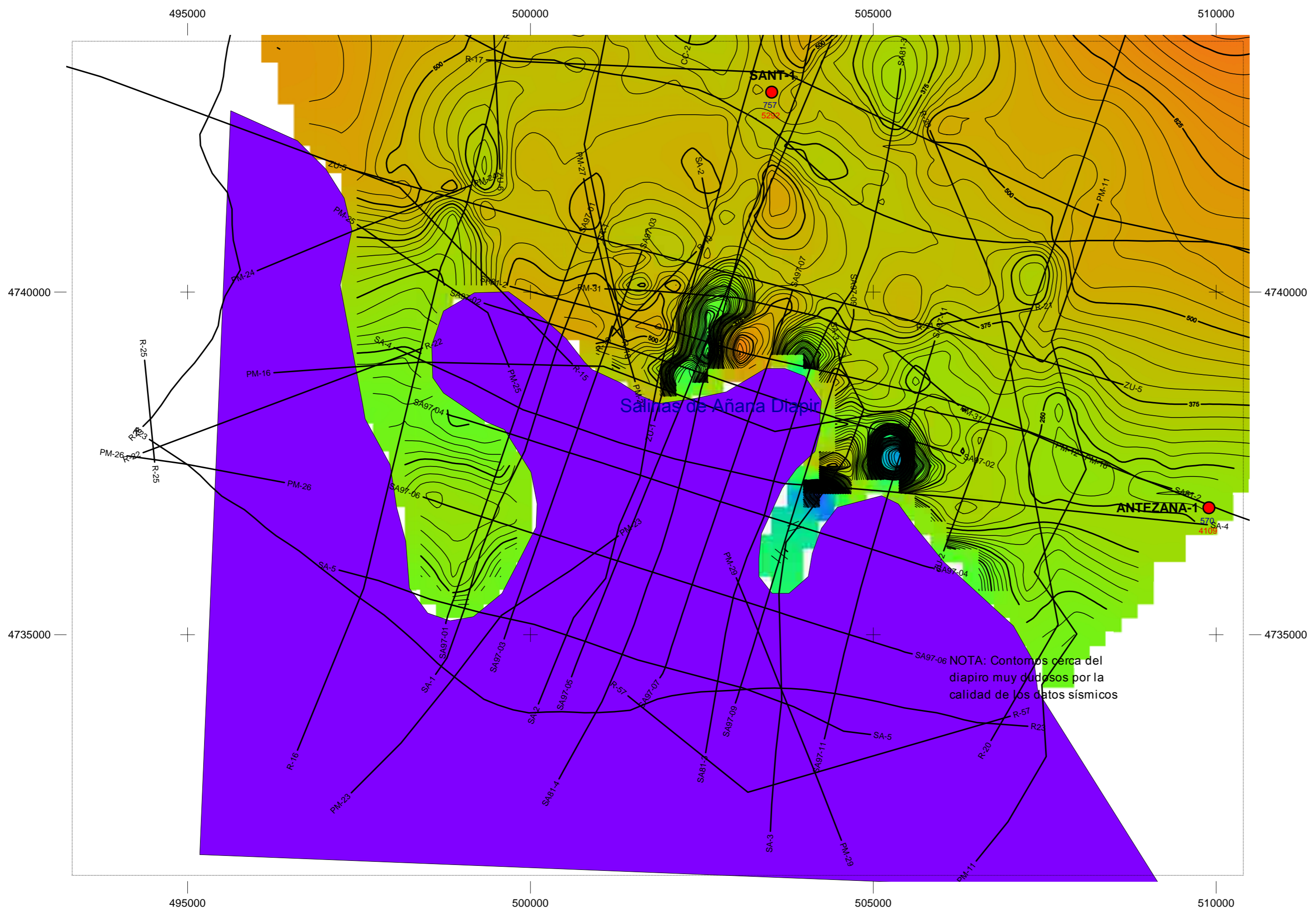
# APÉNDICE VIII

Mapas de Capítulo 2

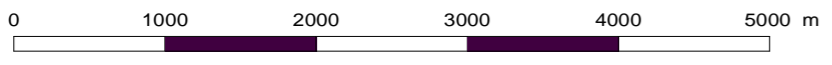
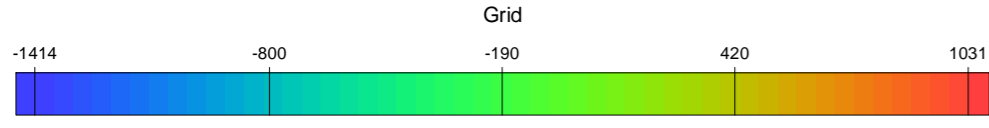




INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA ALREDEDOR DEL DIAPIRO SALINAS DE ANANA			
CONJUNTO DE MAPAS GEOLÓGICOS CON LÍNEAS SÍSMICAS (Valdegovia, Cuartango, Espejo y Ribera Alta)			
Autor : A. Frankovic	Escala : Gráfica	Fecha : 21/10/2010	Mapa : Referencia



Grid Operations Layer Top of Albian to Top of Triassic  
IsoMap Surface Grid Mesh



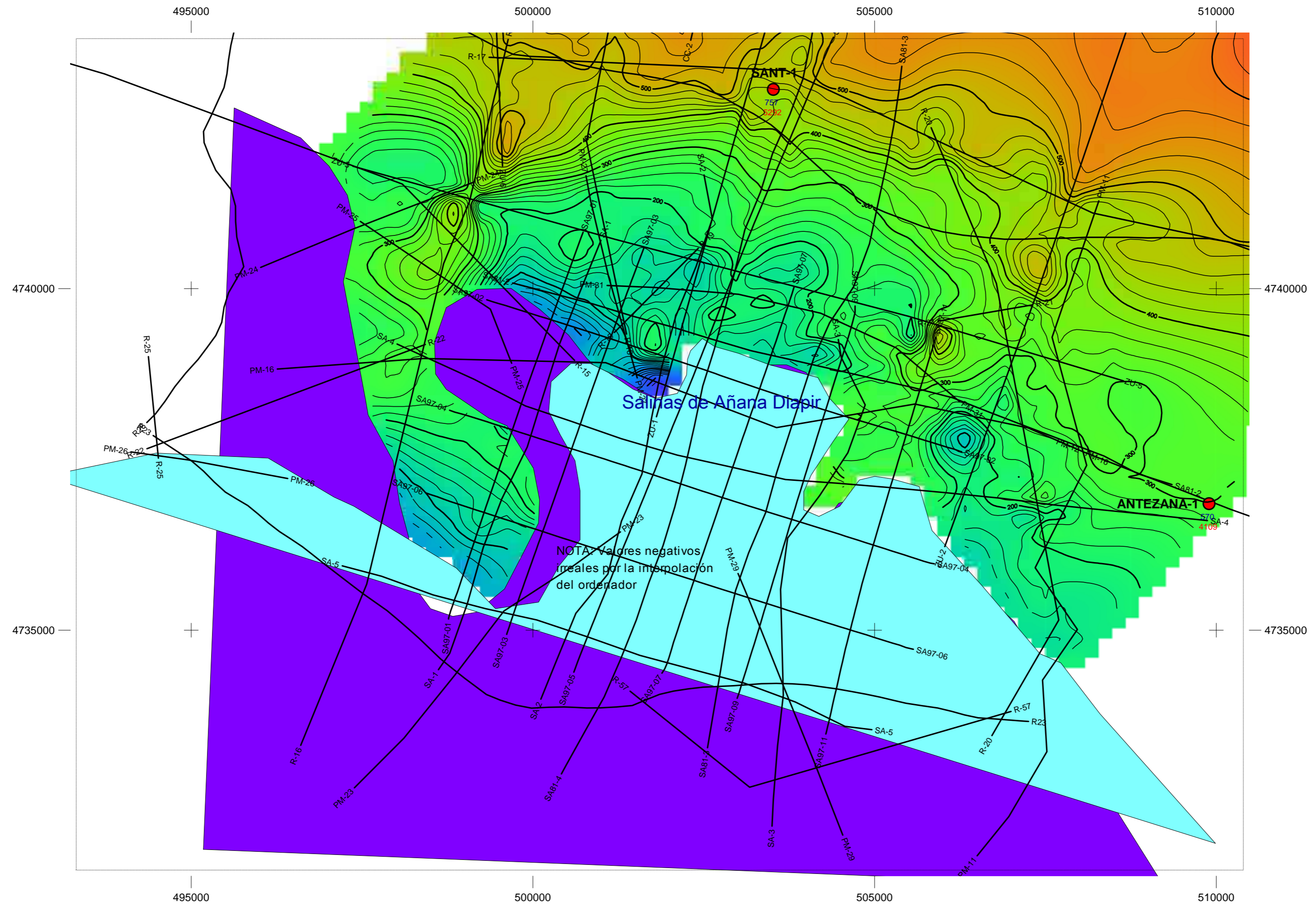
- Salinas\_Wells
- Straight hole well
- Straight hole well
- Salinas\_Seismic\_lines
- 2D Seismic Line
- 2D Seismic Line

NOTA: Contornos cerca del diapiro muy dudosos por la calidad de los datos sísmicos

INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA ALREDEDOR DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA  
Intervalo de Contornos: 20 msec  
Morado = Ausencia del Techo Albiense por la presencia de sal

Techo Albiense al Techo Keuper Isopacas en Tiempo

Autor: A. Frankovic	Escala: 1: 50.000	Fecha: 14 feb 2008	Mapa: 1
------------------------	----------------------	-----------------------	------------

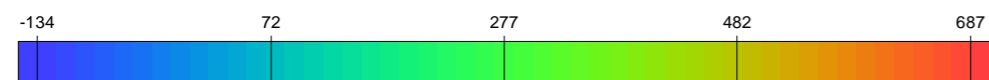


NOTA: Valores negativos  
irreales por la interpolación  
del ordenador

Grid Operations Layer Top Albocenomanian to Top Albian

IsoMap Surface Grid Mesh

Grid



Salinas\_Wells

Straight hole well

● Straight hole well

Salinas\_Seismic\_lines

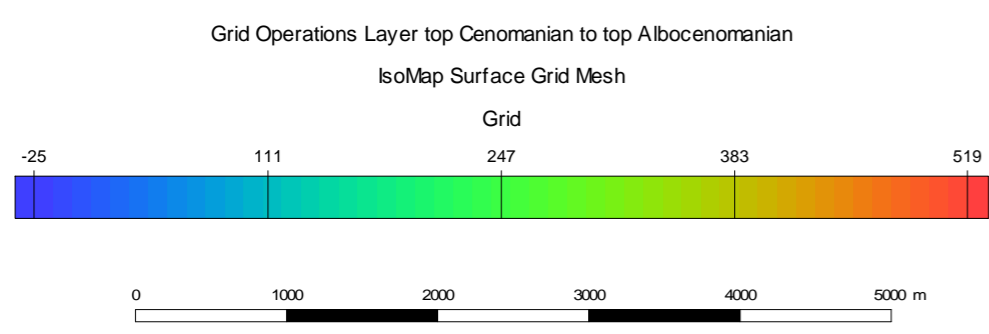
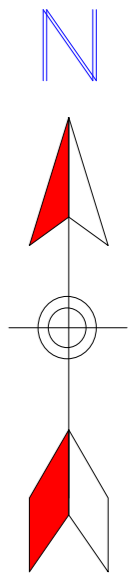
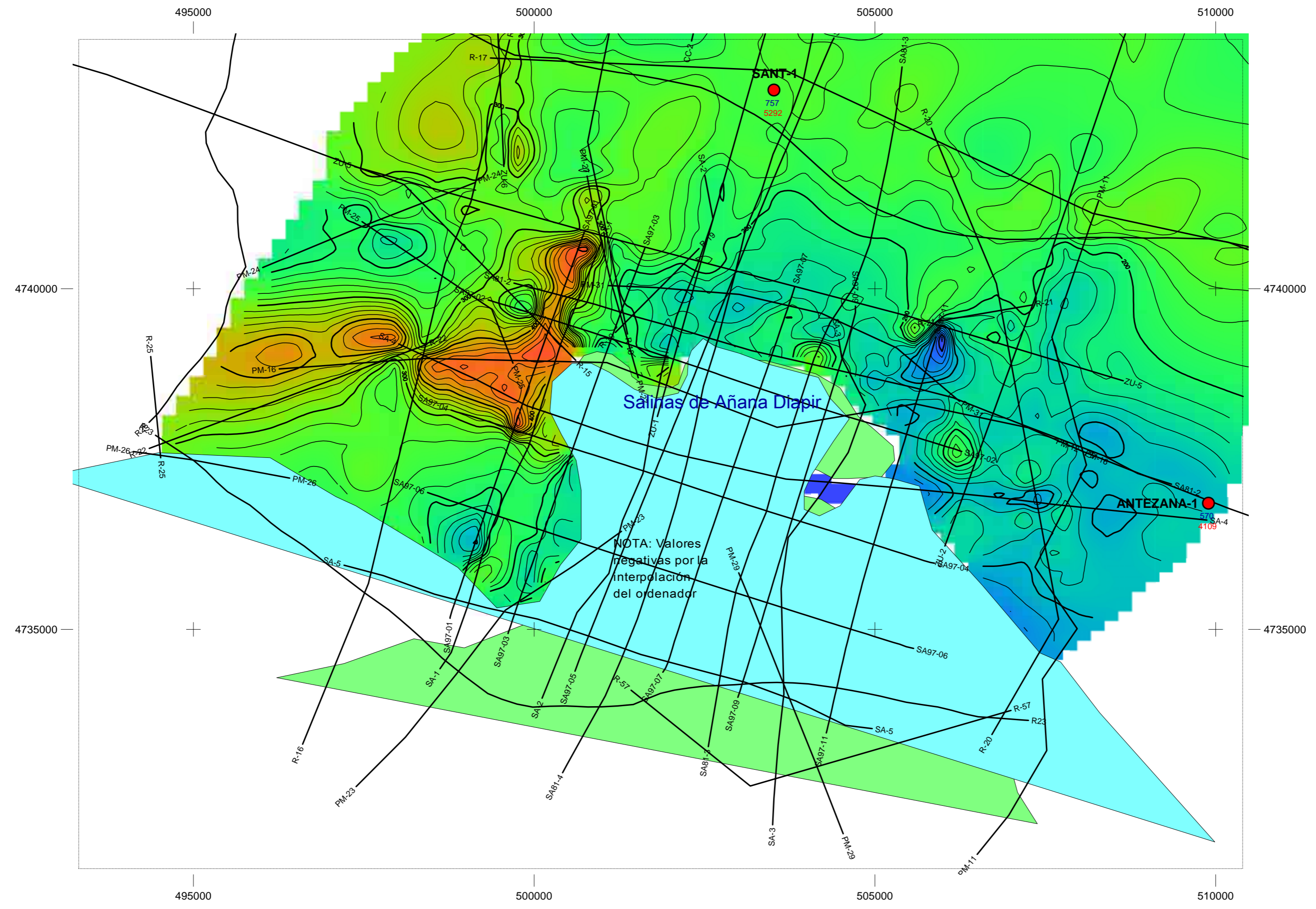
2D Seismic Line

— 2D Seismic Line

INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA ALREDEDOR DEL DIAPIRO DE  
SALINAS DE AÑANA  
Intervalo de Contornos: 20 msec  
Azul claro = ausencia de Albocenomanense por la presencia de sal  
Morado = ausencia del Techo Albiense por la presencia de sal

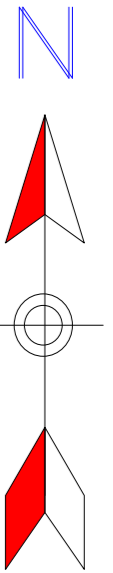
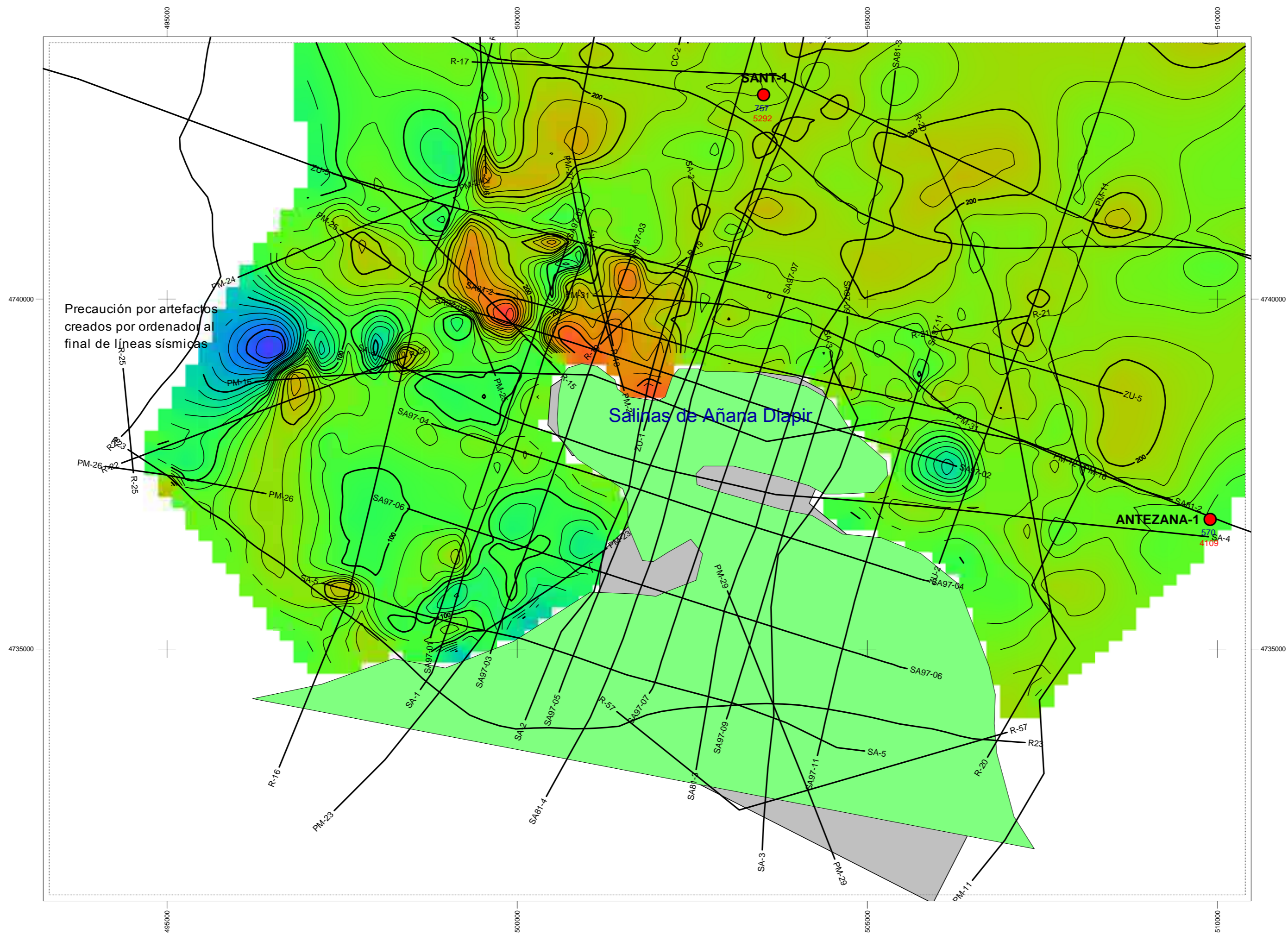
Techo Albocenomanense al Techo Albiense Isopacas en  
Tiempo

Autor: A. Frankovic	Escala: 1: 50.0000	Fecha: 13 feb 2008	Mapa: 2
------------------------	-----------------------	-----------------------	------------



- Salinas\_Wells
- Straight hole well
  - Straight hole well
- Salinas\_Seismic\_lines
- 2D Seismic Line
  - 2D Seismic Line

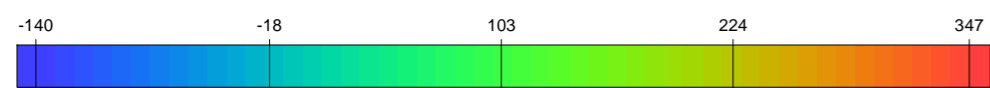
<b>INTERPRETACION SUBSUELO DEL AREA ALREDEDOR DEL DIAPIRO DE SALINAS DE ANANA</b> Intervalo de Contornos: 20 msec Azul claro = Ausencia del Techo Albocenomanense por la presencia de sal Verde claro = Ausencia del Techo Cenomanense por la presencia de sal			
<b>Techo Cenomanense al Techo Albocenomanense Isopacas en Tiempo</b>			
<b>Autor:</b> A. Frankovic	<b>Escala:</b> 1: 50.0000	<b>Fecha:</b> 14 feb 2008	<b>Mapa:</b> <b>3</b>



Grid Operations Layer Top Turonian to Top Cenomanian <Salinas\_AOI1>

IsoMap Surface Grid Mesh

Grid



Salinas\_Wells

Straight hole well

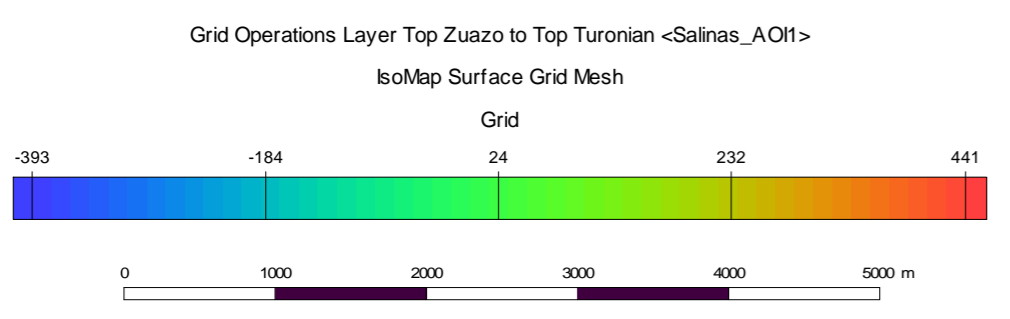
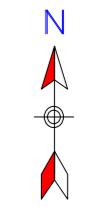
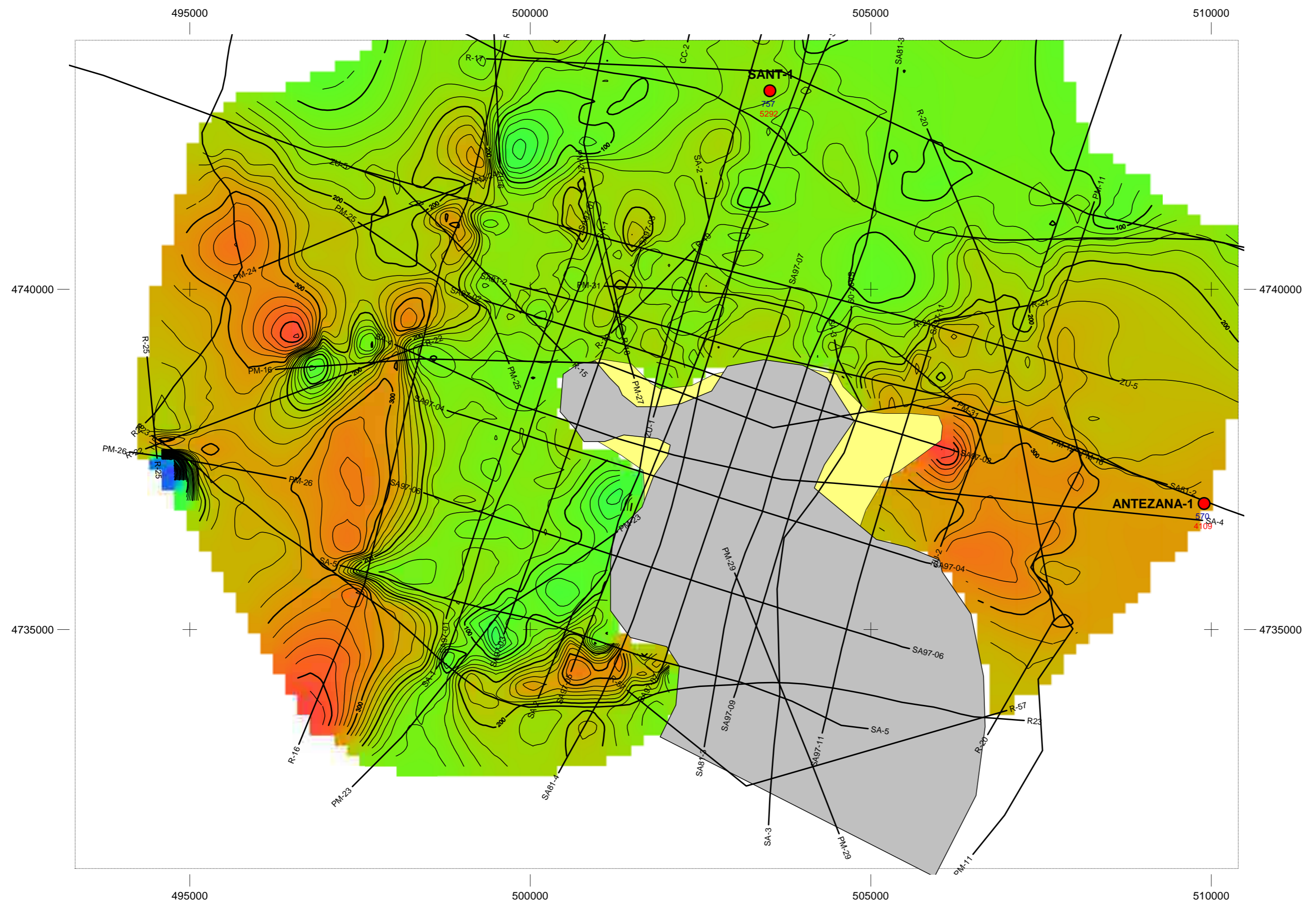
● Straight hole well

Salinas\_Seismic\_lines

2D Seismic Line

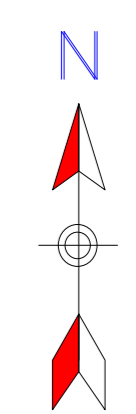
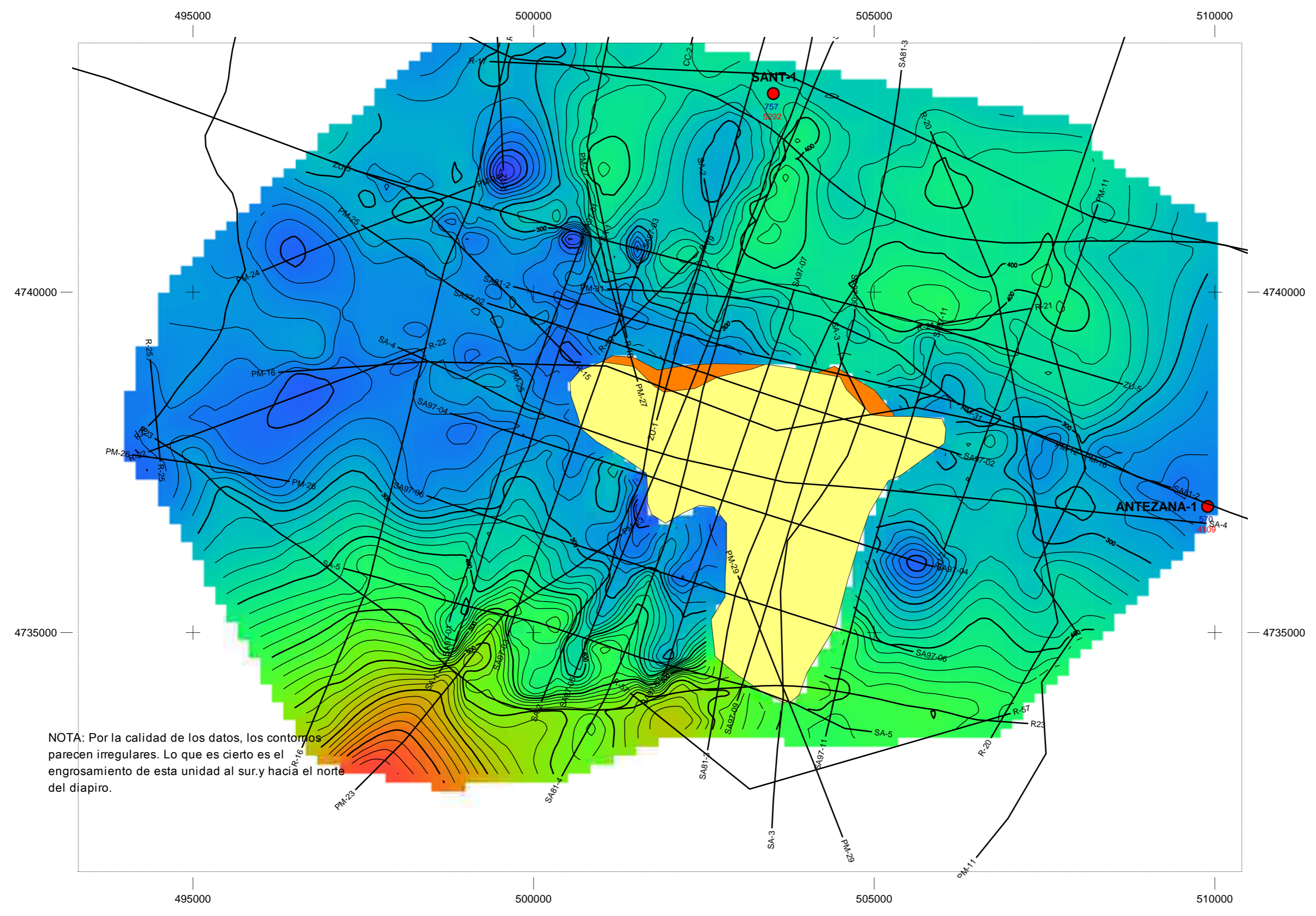
— 2D Seismic Line

<b>INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA ALREDEDOR DEL DIAPIRO</b> <b>SALINAS DE AÑANA</b> Intervalo de Contornos: 20 msec Verde claro = Ausencia del Techo del Cenomaniense por la presencia del sal Gris = Ausencia del Techo del Turoniense por la presencia del sal			
<b>Techo Turoniense al Techo Cenomaniense Isopacas de Tiempo</b>			
Autor: A. Frankovic	Escala: 1: 50.0000	Fecha: 12 Feb 2008	Mapa: <b>4</b>

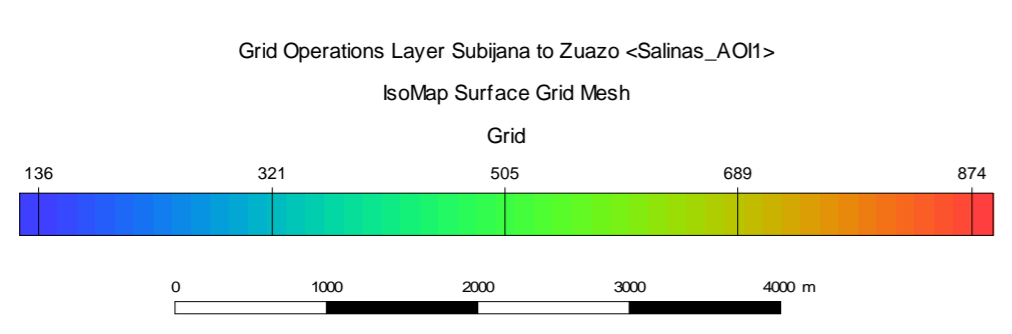


- Salinas\_Wells  
Straight hole w well  
● Straight hole w well
- Salinas\_Seismic\_lines  
2D Seismic Line  
— 2D Seismic Line

INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA ALREDEDOR DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA			
Intervalo de Contornos: 20 msec			
Gris: ausencia del Techo Turonense por la presencia de sal			
Amarillo claro: ausencia del Techo Zuazo por la presencia de sal			
<b>Techo Zuazo al Techo Turonense Isopacas de Tiempo</b>			
Autor: A. Frankovic	Escala: 1: 50.0000	Fecha: 12 Feb 2008	Mapa: 5



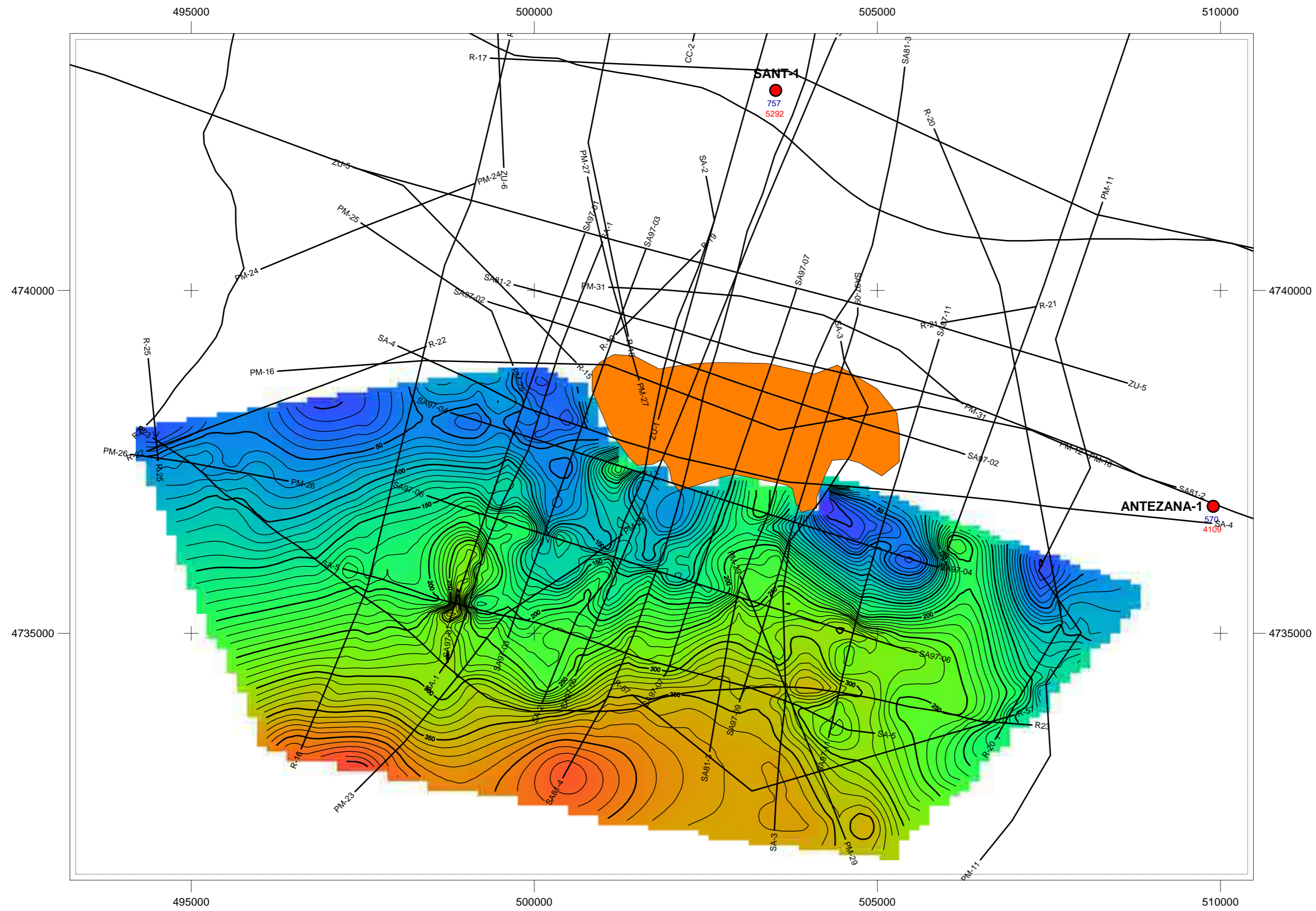
NOTA: Por la calidad de los datos, los contornos parecen irregulares. Lo que es cierto es el engrosamiento de esta unidad al sur y hacia el norte del diapiro.



Salinas\_Seismic\_lines  
2D Seismic Line  
— 2D Seismic Line

Salinas\_Wells  
Straight hole well  
● Straight hole well

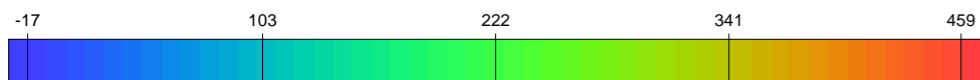
INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA AL REDEDO DEL DIAPIRO DE SALINAS DE ANANA			
Intervalo de Contorno: 20 msec			
Anarillo Claro: Ausencia del Techo Zuazo por la presencia de sal			
Naranja: Ausencia del Techo Subijana por la presencia de sal			
<b>Techo Subijana al Techo Zuazo Isopaca en Tiempo</b>			
Autor: A. Frankovic	Escala: 1: 50.0000	Fecha: 12 feb 2007	Hoja: 6



Grid Operations Layer Top of Subijana to Bottom of Wedge

IsoMap Surface Grid Mesh

Grid



Salinas\_Wells

Straight hole well

● Straight hole well

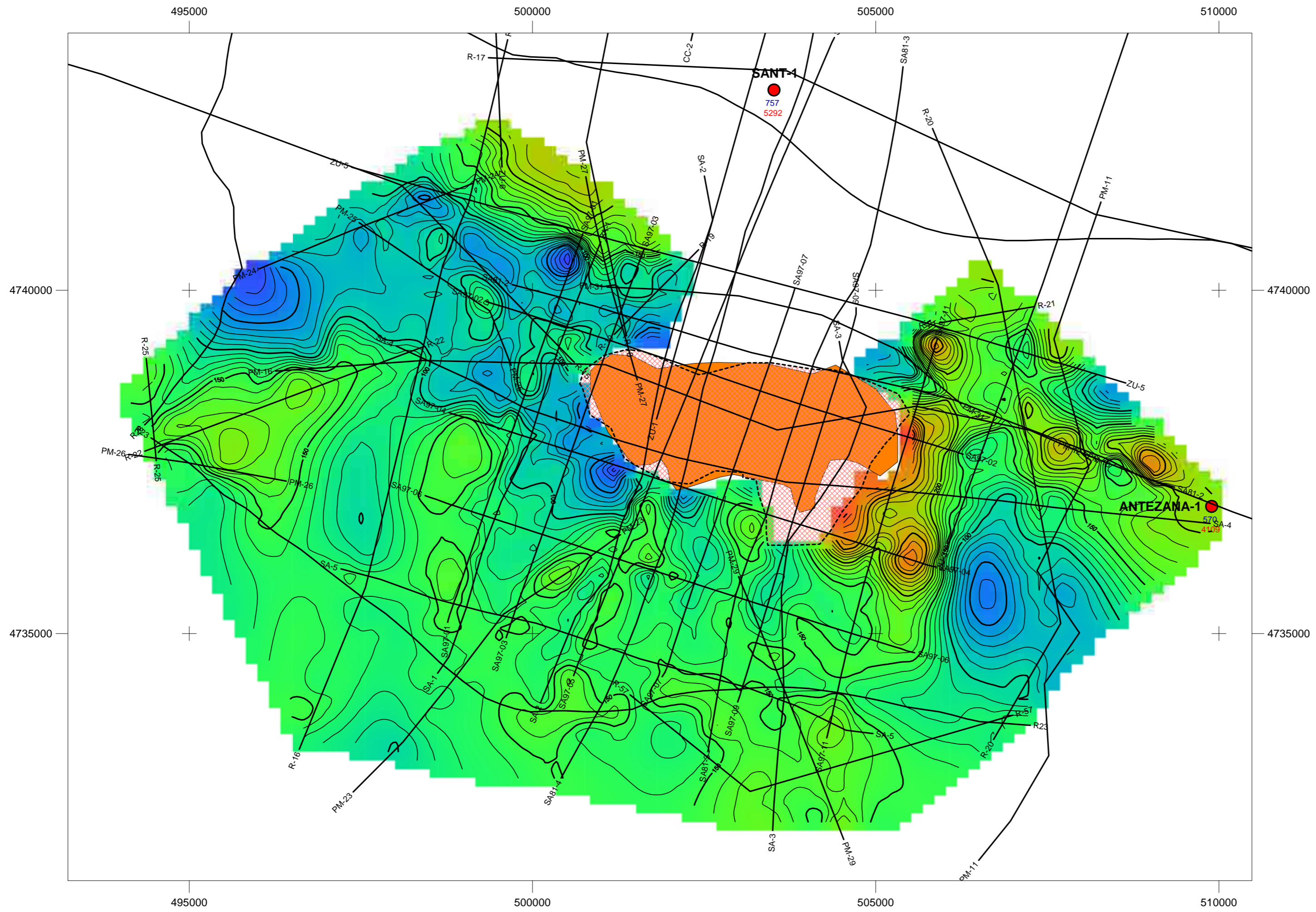
Salinas\_Seismic\_lines

2D Seismic Line

— 2D Seismic Line

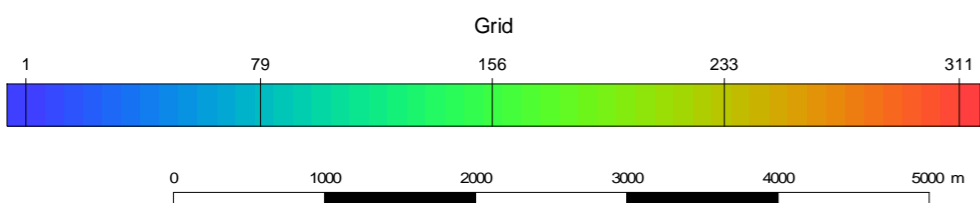
<p>INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA ALREDEDOR DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA          Contour Interval: 20 msec          Naranja = ausencia del Techo Subijana por la presencia de sal</p>			
<p><b>Techo Subijana al Base de la Cuña Isopacas en Tiempo</b></p>			
Autor:	Escala:	Fecha:	Mapa:
A. Frankovic	1: 50.0000	14 feb 2008	7





Grid Operations Layer Subijana - Osma <Salinas\_AOI1>

IsoMap Surface Grid Mesh

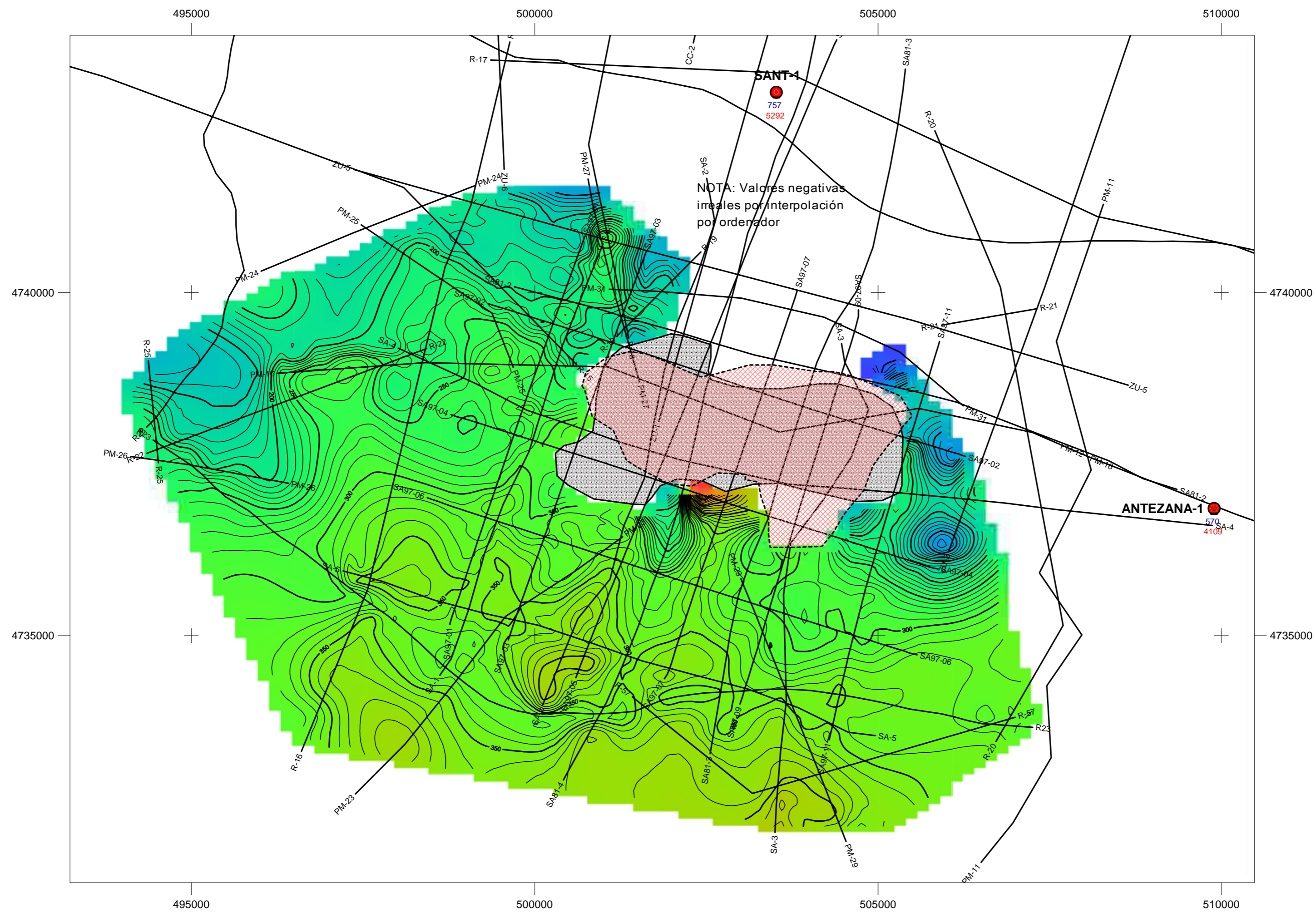


Salinas\_Wells

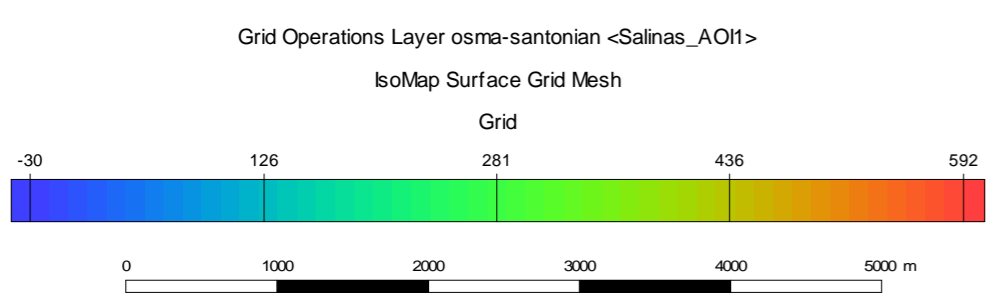
Straight hole in well

● Straight hole in well

INTERPRETACION SUBSUELO DEL AREA AL REDEDOR DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA			
Intervalo de Contorno: 20 msec.			
Equis rojas: ausencia del Techo Osma por la presencia de sal			
Naranja: ausencia del Techo Subijana por la presencia de sal			
<b>Techo Osma al Techo Subijana Isopaca en Tiempo</b>			
Autor: A. Frankovic	Escala: Ver escala grafica	Fecha: 12 feb. 2008	Mapa: 8

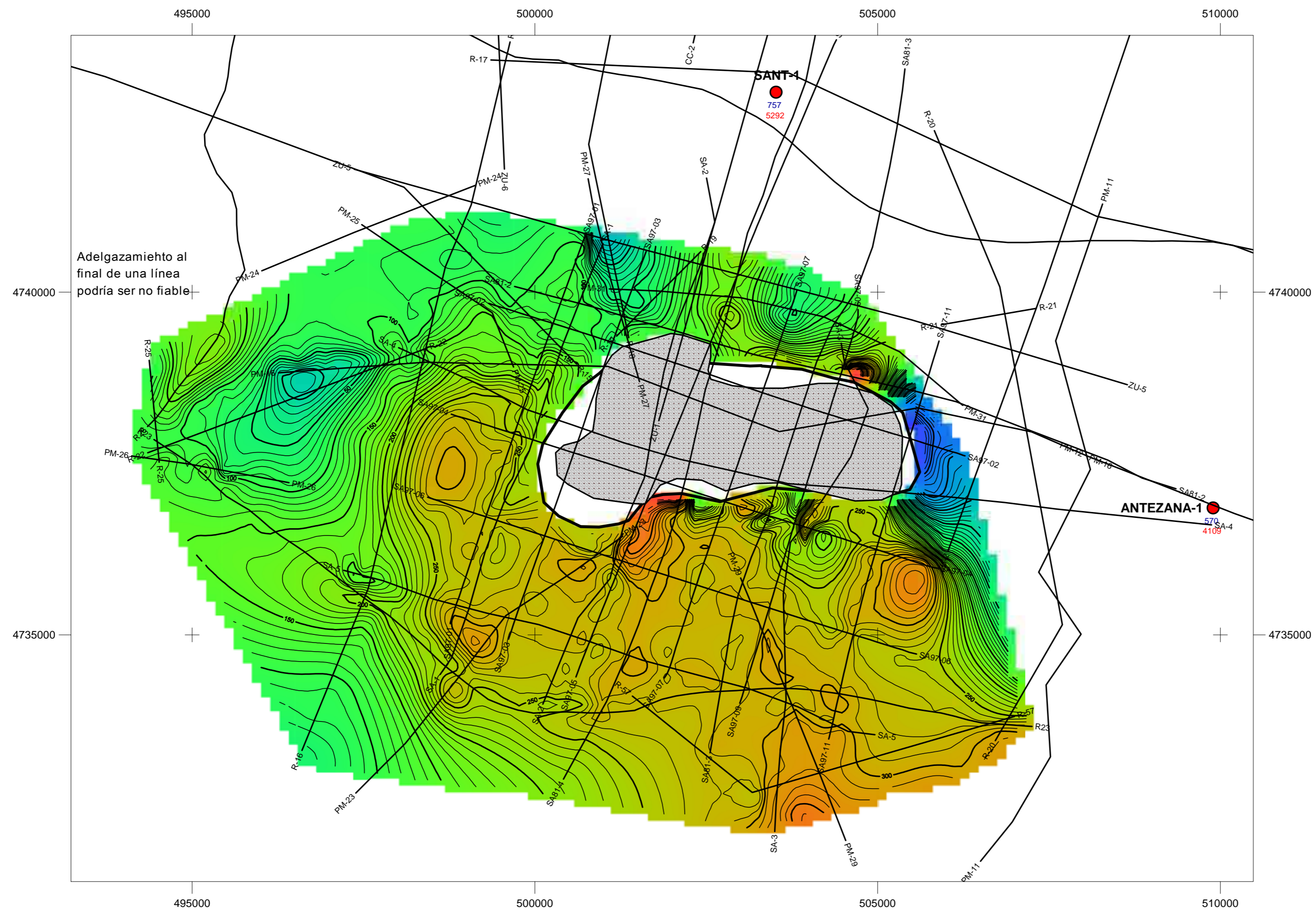


NOTA: Valores negativos irreales por interpolación por ordenador



- Salinas\_Wells
- Straight hole well
  - Straight hole well
- Salinas\_Seismic\_lines
- 2D Seismic Line
  - 2D Seismic Line

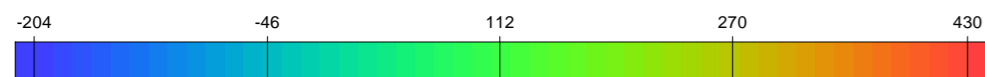
<b>INTERPRETACIÓN SUBSUELO ALREDEDOR DEL DIAPIRO DE SALINAS DE AÑANA</b> Intervalo de contornos: 20 msec Área de equis rojas: ausencia del techo del Osma por la presencia de sal Área de puntos rojos: ausencia del techo Santoniense por la presencia de sal			
<b>Techo Santoniense al Techo Santoniense Inferior Osma</b> <b>Isopacas en Tiempo</b>			
<b>Autor:</b> A. Frankovic	<b>Escala:</b> Ver escala grafica	<b>Fecha:</b> 12 feb 2008	<b>Mapa:</b> 9



Grid Operations Layer <Salinas\_AOI1>

IsoMap Surface Grid Mesh

Grid



Salinas\_Seismic\_lines

2D Seismic Line

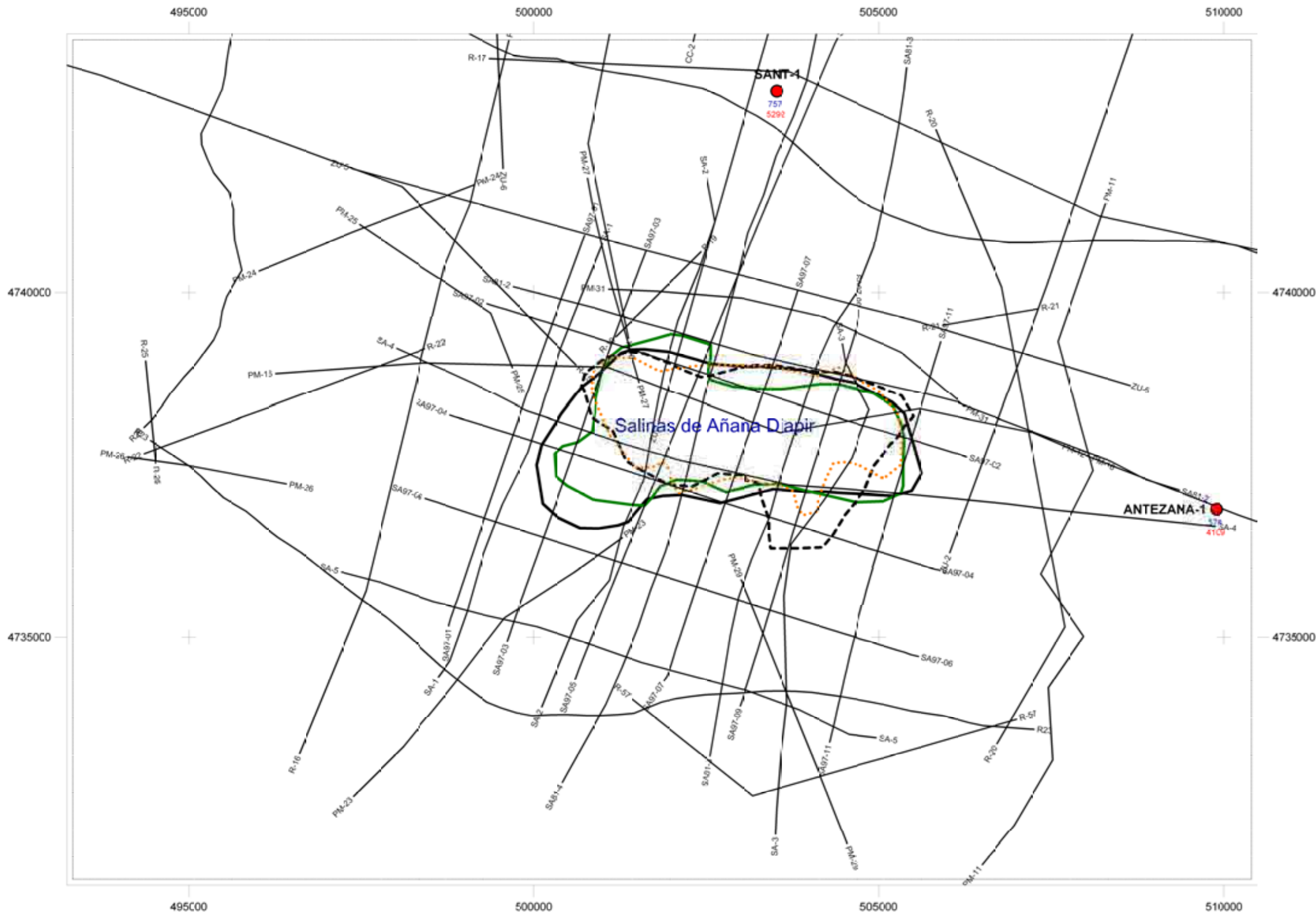
— 2D Seismic Line

Salinas\_Wells

Straight hole well

● Straight hole well

<b>INTERPRETACIÓN SUBSUELO ALREDEDOR DEL DIAPIRO DE SALINAS DE ANANA</b> Intervalo de contornos: 20 msec Área blanco dentro la línea sólida: ausencia del techo del Pobes por presencia de sal Área de puntos rojos: ausencia del techo Santiense por presencia de sal			
<b>Techo Pobes al Techo Santiense</b> <b>Isopacas en Tiempo</b>			
Autor: A. Frankovic	Escala: Ver escala grafica	Fecha: 12 feb 2008	Mapa: 10



- Salinas\_Wells  
 Straight hole well  
 ● Straight hole well
- Salinas\_Seismic\_lines  
 2D Seismic Line  
 — 2D Seismic Line

top Pobes Conglomerata Horizon, Time Structure Map

Fault Polygon

top Santonian Horizon, Time Structure Map

Fault Polygon

top Lower Santonian Osma Horizon, Time Structure Map

Fault Polygon

top Coniacian Subjana Horizon, Time Structure Map

Fault Polygon

NOTA: Por razones informaticas, los áreas donde no ha sido depositados los techos de las unidades por la presencia del diapiro se llaman "faults"

El área más estrecha: los áreas gradualmente ensanchan ambos por arriba como abajo



INTERPRETACIÓN SUBSUELO DEL ÁREA ALREDEDOR DE. DIAPIRO SALINAS DE AÑANA			
<b>Perspectiva 3D del Diapiro Salinas de Añana</b>			
Autor: Allen Frankovic	Scale: Ver escala gráfica	Fecha: 11 mayo 2008	Mapa: <b>11</b>