



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTRATIGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LAS EVAPORITAS
SUPERIORES ZONA SO, SALAR DE ATACAMA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ÍÑIGO IRARRÁZAVAL BUSTOS

PROFESOR GUÍA:
SR. JACOBUS LE ROUX

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
SR. BRIAN KEITH TOWNLEY CALLEJAS
SR. VICTOR GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE
2009

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: ÍÑIGO IRARRÁZAVAL B.
PROF. GUÍA: SR. JACOBUS LE ROUX

ESTRATIGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LAS EVAPORITAS SUPERIORES ZONA SO, SALAR DE ATACAMA

Las evaporitas superiores del Salar de Atacama, presentan un registro de los últimos 100 m.a. aproximadamente en los primeros 100 m a una tasa de depositación de 1 m/ma. A través del estudio de su composición litológica y texturas podemos realizar interpretaciones del ambiente en que se depositaron y finalmente como fue el desarrollo de esta zona del salar.

Este trabajo se enmarca dentro de la descripción detallada de testigos de sondaje de diamantina de 10 pozos ubicados en la zona SO del Salar de Atacama y alineados formando un perfil desde el SO hasta el centro del salar, de un largo total aproximado de 21,5 km. Además se incorpora la fabricación y descripción de cortes transparentes, técnica hasta ahora pionera en las evaporitas del Salar de Atacama.

Se identifican tres ambientes de depositación principal. El primero un ambiente de lago salino, formando halitas con chevrones, en segundo lugar se observaron zonas que estuvieron expuestas en la superficie del salar depositando halita subaérea y por último la depositación de sulfatos y sedimentos clásticos como arcillas y arenas en costras detrítico-evaporíticas. Estos ambientes nos permiten afirmar que la zona centro del salar fue afectada por una mayor recarga que las condiciones actuales depositando costras detrítico-evaporíticas. Además para los últimos 60 m.a. se desarrolla costras de cloruros que cubre toda la zona de estudio donde hacia el SO del salar predomina un ambiente de superficie seca intercalado con depósitos de lago salino y hacia el centro del salar predominan los depósitos de lago salino con menores depósitos subaéreos, ambas zonas son cubiertas por depósitos aluviales provenientes de la Cordillera de Domeyco y del Cordón de Lila.

Bajo otro enfoque, la porosidad muestra una disminución con respecto al aumento de la profundidad, mientras que aumentos locales de la porosidad observados están controlados por contactos litológicos entre las unidades definidas. Además, el vínculo de parámetros hidrogeológicos como permeabilidad y porosidad con los cortes transparentes son escasas y poco aplicables. Esto es debido a que los estudios de porosidad a través de cortes transparentes son poco eficientes.

TABLA DE CONTENIDOS

I. INTRODUCCIÓN.....	8
1. CONTEXTO.....	8
2. OBJETIVOS.....	10
2.1. <i>Objetivo Principal</i>	10
2.2. <i>Objetivos Secundarios</i>	10
3. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	10
4. METODOLOGÍA.....	10
4.1 <i>Campaña de Terreno</i>	11
4.2. <i>Campaña de Gabinete</i>	15
II. MARCO GEOLÓGICO.....	19
1. GEOLOGÍA LOCAL.....	21
1.1. <i>Geología Superficial del Salar de Atacama</i>	21
1.2. <i>Geología del Margen Occidental y Sur de la Zona de Estudio</i>	23
1.3. <i>Depósitos Cuaternarios: Abanicos Aluviales y Otros</i>	26
2. HIDROLOGÍA.....	29
2.1. <i>Recarga Superficial</i>	29
2.2. <i>Recarga Subterránea</i>	30
2.3. <i>Hidrogeología</i>	30
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	31
3.1. <i>Estructuras Principales</i>	31
3.2. <i>Evolución Tectónica</i>	31
III. MARCO TEÓRICO.....	33
1. DEFINICIONES.....	33
2. CICLO DEL SALAR.....	34
3. CRITERIOS DE RECONOCIMIENTO DE TIPOS DE EVAPORÍTAS EN EL CICLO DEL SALAR.....	36
3.1. <i>Etapa de Inundación: Disolución y Depositación</i>	36
3.2. <i>Etapa de Lago Salino: Crecimiento de Cristales Subacuados</i>	37
3.3. <i>Etapa de Desección: Crecimiento Diagenético Sindepositacional</i>	39
4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	40
4.1. <i>Evaporación</i>	41
4.2. <i>Zonación Salar - Precipitación Diferenciada</i>	41
4.3. <i>Inclusiones Fluidas en Halita</i>	43
IV. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN.....	45
1. DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA.....	45
1.1. <i>Análisis Crítico</i>	45
2. TEXTURAS Y MINERALES AL MICROSCOPIO.....	48
2.1. <i>Análisis Crítico</i>	48
2.2. <i>Minerales y Texturas Importantes</i>	48
3. LITOLOGÍA Y GRÁFICOS DE SONDAJES.....	54
V. DISCUSIÓN.....	68
1. PERFIL ZONA DE ESTUDIO.....	68
1.1. <i>Facies – Unidades</i>	68
1.2. <i>Correlaciones</i>	70
1.3. <i>Discusión e Interpretaciones Ambientales</i>	71
2. POROSIDAD.....	73
VI. CONCLUSIONES.....	77

REFERENCIAS.....	81
ANEXOS.....	85

ÍNDICE

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Pozos Estudiados.....	11
Tabla 2: Descripción Sondajes.....	13
Tabla 3: Continuación Tabla 2	13
Tabla 4: Muestras extraídas y CT.	17
Tabla 5: Muestras Análisis Difracción de Rayos-X.....	18
Tabla 6: Definición litología.	54

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1: Extracción de muestras.....	14
Foto 2: Elaboración de CT.	16
Foto 3: Bomba al Vacío.....	16
Foto 4: Vista desde Cordón de Lila hacia el NW.	28
Foto 5: Descripciones de las muestras	47
Foto 6: Halita chevron.	49
Foto 7: Yeso-anhidrita.	49
Foto 8: Yeso-anhidrita 2.	50
Foto 9: Nódulos de anhidrita.	51
Foto 10: Crecimiento Intersticial.....	51
Foto 11: Crecimiento Intersticial 2.....	52
Foto 12: Halita y crecimiento intersticial.....	53

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación de los pozos de estudio	12
Figura 2: Zona de estudio.	19
Figura 3: Formación de los desiertos.....	20
Figura 4: Zonación química del Salar de Atacama	22
Figura 5: Mapa geológico simplificado y columna estratigráfica.....	24
Figura 6: Abanicos y aportes de primer orden.....	27
Figura 7: Abanicos y depósitos recientes	28
Figura 8: Estructuras mayores (Muñoz et al., 2002).....	32
Figura 9: Perfil A-A' (Muñoz et al., 2002).....	32

Figura 10: Ciclo salar modificado de Lowenstein y Hardie (1985).....	35
Figura 11: Halita tipo chevron y disolución.	37
Figura 12: Texturas halita.....	38
Figura 13: Textura tipo chevron..	39
Figura 14: Halita mosaico. Fotografía de Warren (2006).....	40
Figura 15: Evolución teórica de las aguas sometidas a evaporación.....	42
Figura 16: Leyenda litología de los resultados.....	55
Figura 17: Leyenda texturas y/o capas guías.	55
Figura 18 Sondaje DDH-16.....	56
Figura 19: Sondaje DDH-18.....	57
Figura 20: Sondaje DDH-24.....	58
Figura 21: Sondaje DDH-14.....	59
Figura 22: Sondaje DDH-23.....	60
Figura 23: Sondaje DDH-01.....	61
Figura 24: Continuación sondaje DDH-01.....	62
Figura 25: Sondaje DDH-04.....	63
Figura 26: Sondaje DDH-05.....	64
Figura 27: Continuación sondaje DDH-05.....	65
Figura 28: Sondaje DDH-06.....	66
Figura 29: Sondaje DDH-12.....	67
Figura 30: Columna Tipo.....	69
Figura 31: Porosidad en halitas cuaternarias.....	74
Figura 32: Oquedades v/s Profundidad.....	75

I. INTRODUCCIÓN

1. Contexto

El Salar de Atacama presenta un excelente registro de eventos tectónicos, paleoclimáticos, y paleoambientales (Lowenstein et al., 2003). Adicionalmente existen depósitos y salmueras con minerales de importancia económica. Estas características son suficientes para que el Salar de Atacama sea objeto de numerosos estudios. Además, el Salar de Atacama, está en continuo dinamismo, tanto tectónico como desde el punto de vista hidrogeológico, donde el elevado nivel freático modifica constantemente la superficie y los depósitos subsuperficiales evaporíticos del salar, agregando complejidad a este sistema y dando la oportunidad de aportar al conocimiento del salar desde distintas áreas de la geología.

Por otro lado la explotación de sales y minerales de importancia económica como el litio y el potasio, por parte de la Sociedad Química Minera S.A. (SQM) por medio de la extracción de salmuera de la zona SO del salar, está controlada por numerosas variables geológicas-hidrogeológicas. El desarrollo de la actividad minera ha contribuido a enriquecer el conocimiento del salar, siendo una vez más SQM el gestor de un proyecto científico, eje de la presente memoria de título.

Este trabajo busca incorporar por datos obtenidos por medio de la observación de cortes transparentes (CT), obtenidos de muestras de sondajes diamantinas de la zona SO del salar. La realización de un CT en rocas evaporíticas es actualmente un desafío, tanto por las complicaciones técnicas de una roca frágil, a veces blanda y soluble al agua, como también por la poca investigación realizada en este campo en Chile. Existen actualmente pocas publicaciones que incorporen CT. Por esas razones, existen expectativas, tanto en la creación de un método para elaborar los CT, que incluye una etapa de investigación y de ensayos, como de la etapa de observación. En esta última, la etapa de observación de los CT podría dar resultados en términos de identificación de minerales no fácilmente observables macroscópicamente, comprender litologías que han sido foco de discusiones, además de dar características texturales, de tipos de sedimentos y procedencia de los mismos

La observación microscópica se sustenta por medio de la descripción detallada de 10 sondajes de diamantina, alineados desde el borde SO del salar hacia el centro de éste. Esta descripción

macroscópica busca detallar los diferentes cambios litológicos y texturales. Esto debido principalmente a que estudios anteriores no han sido lo suficientemente detallados y esta información es imprescindible a la hora de realizar correlaciones entre los pozos.

La clave de esta memoria se centra en la vinculación de rasgos microscópicos a rasgos macroscópicos. Con estas asociaciones se busca nutrir el conocimiento actual del Salar de Atacama y proponer un perfil de la zona de estudio.

2. Objetivos

2.1. Objetivo Principal

Establecer un perfil de los 150 m superiores del depósito evaporítico de la zona SO del Salar de Atacama, que vincule rasgos macroscópicos y microscópicos observados en muestras de sondajes localizados desde el borde suroeste del salar y hasta el centro de éste.

2.2. Objetivos Secundarios

- Mejorar las descripciones macroscópicas existentes de los sondajes a analizar estandarizando estas con una pauta de descripción pertinente.
- Determinar variaciones en profundidad y en planta de parámetros sedimentológicos.
- Comparar rasgos observados en el microscopio con resultados macroscópicos de descripción de testigos
- Crear un perfil de la zona de estudio.

3. Hipótesis de Trabajo

El estudio propuesto se enmarca dentro de la siguiente hipótesis de trabajo:

Existen rasgos macroscópicos y microscópicos en las evaporitas que se vinculan sedimentológica e hidrogeológicamente, que permiten definir facies texturales y ambientales a lo largo de una transecta desde el borde SO hasta el centro del núcleo del salar de Atacama.

4. Metodología

En la etapa inicial del estudio, se realizó una campaña de terreno donde se realizarán las descripciones macroscópicas y recolección de muestras. Posteriormente, se realizó la campaña

de gabinete, donde se apoyó los datos obtenidos anteriormente con las descripciones microscópicas de muestras recolectadas de los sondajes.

4.1 Campaña de Terreno

4.1.1. Descripción de Sondajes Diamantina

Se eligió 10 sondajes de los muchos disponibles por SQM en el salar. Estos sondajes se eligen desde una malla de sondajes disponibles con el fin de realizar un perfil desde el borde suroeste del salar hasta el centro, de un largo total aproximado de 21,5 km (Figura 1).

La descripción de estos sondajes corresponde a un total de 1050 m aproximadamente (Tabla 1).

Tabla 1: Sondajes estudiados

Pozo	Coordenadas UTM		Profundidad
	E	N	[m]
DDH-16	550.980,30	7.382.714,79	100,00
DDH-18	551.984,41	7.384.011,31	95,55
DDH-23	555.971,78	7.387.053,86	100,00
DDH-14	557.178,65	7.388.015,78	90,00
DDH-24	558.970,00	7.388.917,00	100,35
DDH-01	560.447,00	7.390.721,00	150,00
DDH-04	561.015,00	7.391.836,00	80,00
DDH-05	561.528,00	7.392.820,00	150,00
DDH-06	563.285,00	7.392.822,00	80,00
DDH-12	568.129,00	7.393.511,00	100,00

La campaña de terreno se realizó una semana en diciembre 2008 y una semana en enero 2009, en dependencias de la planta KCI de SQM SALAR. Los sondajes corresponden a la serie DDH, cuya campaña de perforación se realizó en los años 2003-2004. Los sondajes se encuentran en buen estado y a partir del año de su perforación han sido guardados en cajas de madera a la intemperie. Los testigos recuperados tienen un diámetro aproximado de 8,5 cm. Estos se presentaban completamente secos.

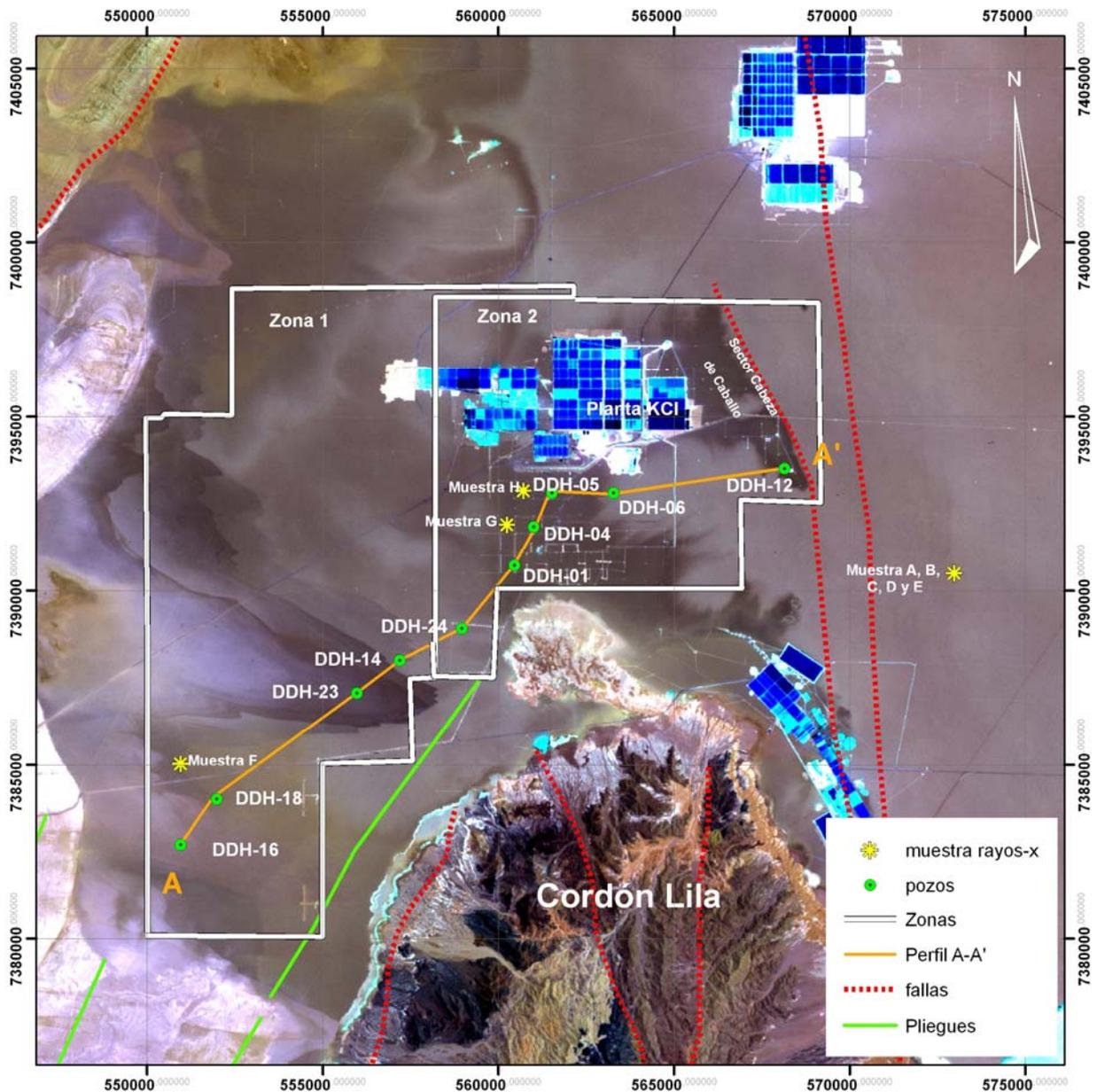


Figura 1: Ubicación de los pozos de estudio

Una de las principales dificultades de la descripción macroscópica fue dada por la incapacidad de describir el testigo observando un corte en el centro paralelo al testigo, por lo que se considero el borde de éste y variadas observaciones transversales a lo largo del testigo. Además, se observó algunos minerales precipitados en la superficie del testigo que se habrían formado posterior a la extracción, esta observación es validada debido a que estos minerales se presentan formando pequeñas costras en la superficie del testigo.

Para llevar a cabo la descripción se elaboró una “Pauta de Descripción Sondajes Diamantina” (para un mayor detalle revisar Anexo A). Esta pauta cuantifica y califica a la roca en diversos ítemes tabulados. Algunos principales: color, porcentajes de los constituyentes, forma y tamaño de cristales, tipo de ocurrencia de los minerales, tipos de contacto entre litologías, nivel de fracturamiento, descripción especial para sedimentos y observaciones (Tabla 2).

Tabla 2: Detalle de la Pauta de Descripción Sondajes

		FECHA:						POZO:									
Desde	Hasta	Roca				Oqs		Halita			Yeso						
		cto	c	°fol	cm	Fra	c	%	m	m	%	c	m		m	tex	

Tabla 3: Continuación Tabla 2

Sed. Clásticos				Otros				Observaciones
#	%	c	ж	#	%	c	ж	

Luego de la descripción de los sondajes con la “Pauta de Descripción Sondajes Diamantina”, se procedió a revisar los datos para crear una base de datos homogenizada. Se realizó los siguientes cambios:

Los cristales con tamaño descrito como microcristalino, se reemplazaron por el valor 0,2 mm. Este cambio se realizó con el fin único de graficar el valor “microcristalino”.

Se filtró y se aplicó una reducción en el campo de las variables de los colores, quedando finalmente los colores presentados en la Tabla Colores (Anexo A).

4.1.2. Criterios de Extracción de Muestras para Cortes Transparentes

En este trabajo se extrajo 100 muestras de roca para la realización de CT, de las cuales se seleccionaron finalmente 50 CT. (Tabla 4; más información en Anexo C).

La extracción de las muestras fue regulada por varios criterios. A continuación se detallan los criterios utilizados.

En primer orden, se priorizó tener muestras representativas de todas las litologías descritas en los sondajes, para así lograr la identificación de litologías “complicadas” y tener una estimación porcentual microscópica complementaria.

En el mismo nivel de importancia, se recolectó muestras con el fin de observar distintos tipos de porosidad, texturas de disolución, cavernas, etc. poniendo énfasis en la textura de la roca, la forma de los cristales y ocurrencia de estos. Evidentemente estos criterios no son excluyentes, por lo que en muchos casos una muestra cumple ambos objetivos.

Los criterios ya descritos fueron ajustados por una recolección en intervalos aproximados cada 10 m de profundidad, para así mantener una homogeneidad en las distancias de recolección.

En segundo orden se buscó seleccionar muestras que contengan sedimentos terrígenos (especialmente de grano grueso), para estudiar la procedencia de estos materiales. Se priorizó también la recolección de muestras cuando se pudo observar el contacto entre litologías. Se extrajo muestras con casos excepcionales (la minoría): halita azul-violeta, estrías de falla, materia orgánica, colores y/o texturas anómalas en yeso, halita u otros.

Todas las muestras fueron etiquetadas y guardadas en bolsas herméticas (tipo ziploc) y se fotografió antes de su envío al laboratorio. Las muestras enviadas al laboratorio contienen la indicación de la orientación del corte. Este fue determinado siguiendo el mismo criterio ya descrito.



Foto 1: Extracción de muestras. A la izquierda se observan muestras de sondajes recolectadas. A la derecha, una típica vista del estado del sondaje DDH-16

4.2. Campaña de Gabinete

4.2.1. Preparación de Cortes Transparentes

La preparación de un corte transparente idealmente de 35 micrones de material frágil y soluble en agua, como en este caso, requiere de tratamientos especiales previos y durante todo el proceso.

Este proceso fue realizado siguiendo las indicaciones de: Walker (1969), Moreland (1968), Buehler Labs (2004) y llevado a cabo posterior a una fase experimental por el encargado del Taller de Cortes de Geología de la Universidad de Chile, el Sr. Julio Díaz.

El procedimiento se describe brevemente a continuación. (Para mayor información revisar Anexo G).

- Paso 1: Se reduce la muestra original cortándola con una sierra circular “en seco”, de tamaño apto para el portamuestras (4 cm x 3 cm x 3 cm) (Foto 2 A y 2 B).
- Paso 2: Impregnación con resina Epoxica. Se usó una bomba de vacío modelo 20-3510-160 Cast N' Vac Castable Vacuum System, para impregnar la muestra con resina EPOXICURE. (Foto 2 C).
- Paso 3: Se desmonta la muestra del portamuestras y se corta con la sierra circular “en seco”, con el fin de dejar reducir el espesor al mínimo posible.
- Paso 4: Se pule la muestra con esmeriles y parafina o glicoletileno (*ethilene glyco*) donde se empareja la muestra. Cuando adquiere el espesor necesario se monta al vidrio y se termina el pulido. Por último la muestra se sella con resina y una placa de vidrio a un horno a temperatura máxima de 80°C.

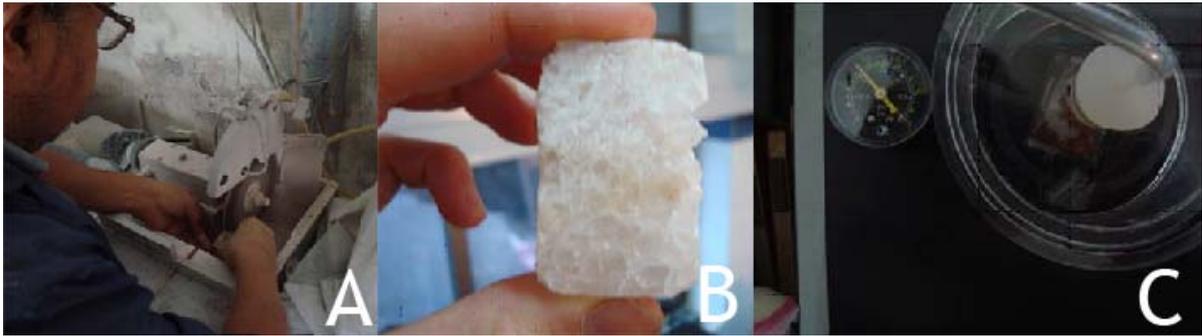


Foto 2: Elaboración de CT. A: Sr. Julio Diaz cortando en seco con la cierra circular, uno de los pasos más complicados debido al desgranamiento y fragilidad de la roca. B: Muestra previa al proceso de impregnación al vacío. C: La bomba de vacío funcionando a 6,5 psi, impregnando resina.



Foto 3: Bomba al vacío

4.2.2. Descripción Microscópica

Las descripciones se realizaron utilizando un microscopio polarizador cumpliendo con la “Pauta Descripción Cortes Transparentes” (Anexo D).

La pauta pone énfasis en la forma y tamaño de los minerales, las texturas de la roca y texturas de disolución, la ocurrencia de los constituyentes y una descripción especial para sedimentos clásticos.

La identificación de los minerales fue apoyada bibliográficamente Atlas de Asociaciones Minerales es Lámina Delgada de Melgarejo (1997), Carmona (2002), Lowenstein et al., (2003), Bobst et al., (2001) y Kasprzyk (2005).

Tabla 4: Muestras seleccionadas y CT.

Pozo	Nº	Profundidad [m]	CT	Pozo	Nº	Profundidad [m]	CT
DDH-16	1	25,47	si	DDH-05	1	11,40	
DDH-16	2	33,60	si	DDH-05	2	20,85	
DDH-16	3	33,85	si	DDH-05	3	38,85	
DDH-16	4	37,40	si	DDH-05	4	54,27	
DDH-16	5	42,90		DDH-05	5	61,20	
DDH-16	6	53,40	si	DDH-05	6	64,35	
DDH-16	7	82,60	si	DDH-05	7	81,15	si
DDH-16	8	62,45	si	DDH-05	8	127,70	
DDH-16	9	79,40	si	DDH-05	9	113,80	
DDH-16	10	73,85	si	DDH-05	10	146,20	
DDH-18	1	2,00	si	DDH-12	1	5,65	
DDH-18	2	7,10	si	DDH-12	2	13,80	
DDH-18	3	11,95	si	DDH-12	3	24,40	
DDH-18	4	18,25	si	DDH-12	4	32,10	
DDH-18	5	21,20	si	DDH-12	5	30,33	
DDH-18	6	31,15	si	DDH-12	6	39,20	
DDH-18	7	39,15	si	DDH-12	7	63,50	
DDH-18	8	50,95	si	DDH-12	8	79,35	
DDH-18	9	79,85	si	DDH-12	9	97,75	si
DDH-18	10	91,30	si	DDH-12	10	98,75	
DDH-23	1	4,60	si	DDH-04	1	1,90	
DDH-23	2	9,53		DDH-04	2	13,35	
DDH-23	3	21,90	si	DDH-04	3	23,80	
DDH-23	4	27,24	si	DDH-04	4	27,65	
DDH-23	5	34,90	si	DDH-04	5	37,50	
DDH-23	6	42,93	si	DDH-04	6	52,50	
DDH-23	7	50,22	si	DDH-04	7	63,00	
DDH-23	8	65,78		DDH-04	8	66,25	
DDH-23	9	87,75	si	DDH-04	9	79,93	
DDH-23	10	97,85	si	DDH-14	1	3,20	si
DDH-24	1	1,70	si	DDH-14	2	14,30	
DDH-24	2	3,00	si	DDH-14	3	24,55	si
DDH-24	3	24,15		DDH-14	4	30,30	
DDH-24	4	39,90	si	DDH-14	5	42,75	
DDH-24	5	47,95		DDH-14	6	54,00	
DDH-24	6	51,32	si	DDH-14	7	66,50	
DDH-24	7	65,30		DDH-14	8	67,20	
DDH-24	8	86,25		DDH-14	9	70,65	si
DDH-24	9	89,77	si	DDH-14	10	89,56	
DDH-24	10	99,65		DDH-06	1	6,80	
DDH-24	11	99,65		DDH-06	2	19,25	
DDH-01	1	0,60		DDH-06	3	28,80	
DDH-01	2	17,90		DDH-06	4	40,00	
DDH-01	3	22,05		DDH-06	5	52,40	
DDH-01	4	32,10		DDH-06	6	64,85	
DDH-01	5	42,10		DDH-06	7	71,10	
DDH-01	6	73,27		DDH-06	8	78,30	
DDH-01	7	66,95		DDH-06	6	64,85	
DDH-01	8	88,95		DDH-06	7	71,10	
DDH-01	9	116,20		DDH-06	8	78,30	
DDH-01	10	143,35	si				

4.2.3. Otros

- Se realizó observaciones del entorno del área de estudio en terreno y también a partir del estudio de imágenes Google Earth con el fin de observar los aportes detríticos al salar en la zona de estudio.
- Se contó con 8 análisis de Difracción de Rayos-X de muestras a minerales separados macroscópicamente, que apoyaron la observación macroscópica y microscópica. (Ver Anexo F y Figura 1).

Tabla 5: Muestras Análisis Difracción de Rayos-X

Muestra	Pozo	Coordenadas UTM		Profundidad [m]
		E	N	
Muestra A	E-899	573000	7390500	6,21-6,25
Muestra B	E-899	573000	7390500	6,21-6,25
Muestra C	E-899	573000	7390500	6,06-6,07
Muestra D	E-899	573000	7390500	5,98-5,99
Muestra E	E-896	570000	7390500	1,5
Muestra F	DDH-19	550969	7385023	5,8-6,1
Muestra G	E-990	560250	7391900	21-21,50
Muestra H	E-982	560720	7392890	24-25

II. MARCO GEOLÓGICO

El Salar de Atacama se presenta al centro-sur de la Cuenca de Atacama (ab en la Figura 2 B) en el norte de Chile (23°30' S, 68°25' W). La superficie del salar se encuentra a 2.300 m.s.n.m. y cubre un área de aproximadamente 3.000 km² (Bevacqua et al., 1991). Existen variaciones métricas locales de la altura del salar, pero debido a la poca variación y falta de precisión para el calculo de ésta, se considerará horizontal para este estudio.

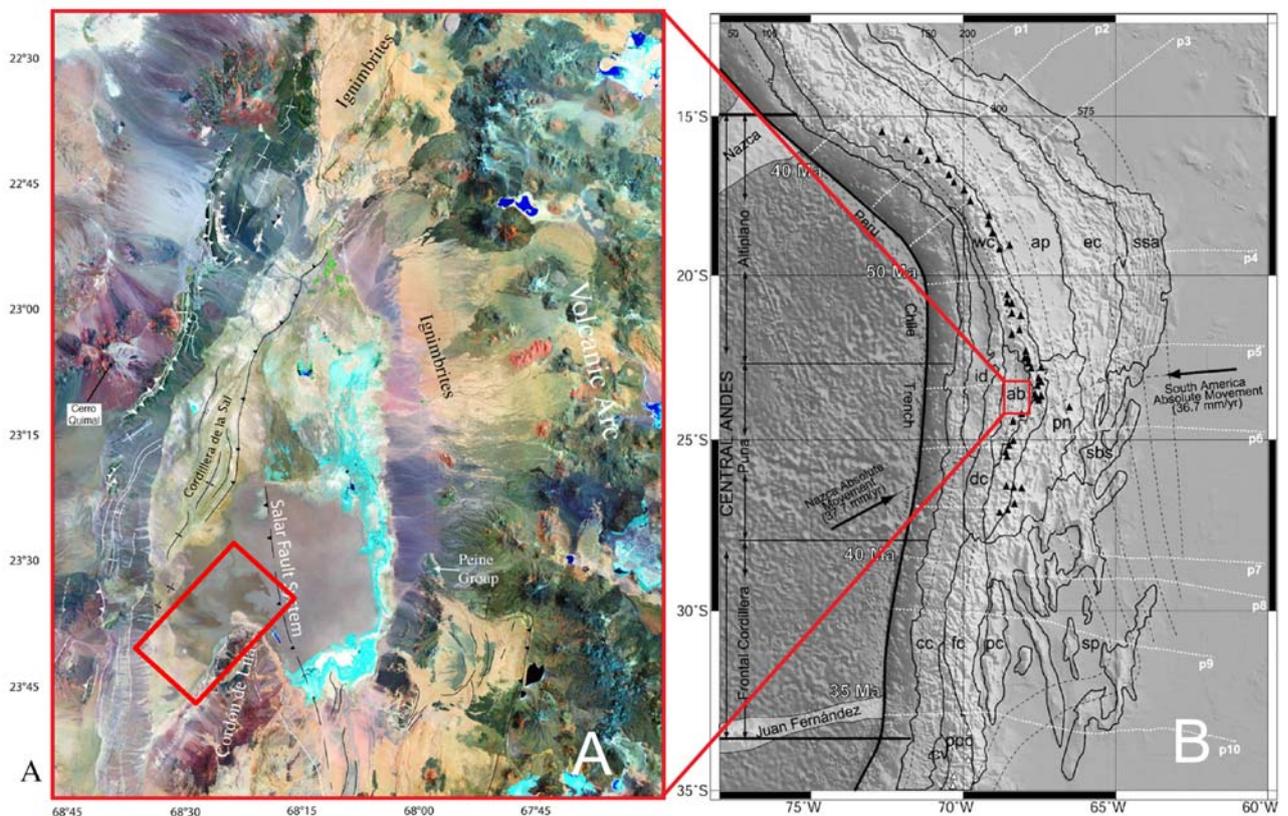


Figura 2: Zona de estudio. A: Imagen LandSat donde están marcadas las estructuras mayores del Salar de Atacama. El área encerrada en rectángulo corresponde a este estudio, B: Rasgos principales de Los Andes Centrales (Tassara 2005). ap: Altiplano, pn: Puna, sbs: Sistema Santa Bárbara, ssa: Sierras Sub Andinas, ec: Cordillera Oriental, wc: Cordillera Occidental, id: Depresión Intermedia, cc: Cordillera de la Costa, dc: Cordillera de Domeyco, ab: Cuenca de Atacama, sp: Sierras Pampeanas, pc: Precordillera, pcc: Cordillera Principal, cv: Valle Central.

La Cuenca del Salar de Atacama es la mayor anomalía topográfica negativa a lo largo de la suave pendiente occidental de los Andes Centrales del norte de Chile (Isacks, 1988; Gephart

1994). Además, la cuenca está rellena por una unidad pre-halita de más de 5,8 Ma la cual se encuentra a una profundidad aproximada de 1.000-1.700 metros (Bevacqua et al., 1991)

La extrema aridez de la cuenca se explica por tres factores principales. El primero, como se menciona anteriormente, es que el Salar de Atacama está ubicado en el subtropical, siendo ésta una región de altas presiones subtropicales (Figura 3 A y B). El segundo factor, una inversión de temperaturas estable a lo largo de la costa del Océano Pacífico de Chile, producida por la surgencia de la corriente fría del Perú, minimiza la humedad proveniente del Pacífico y alcanza la zona de Atacama (Figura 3 D). El tercer factor es que la principal aunque leve humedad que nutre al Salar de Atacama proviene de la cuenca del Amazonas ubicada hacia el este. La humedad es llevada desde la cuenca del Amazonas por los vientos tropicales, pero es bloqueada por la Cordillera de los Andes (Figura 3 C). Los aires húmedos tibios ascienden por los flancos orientales de la Cordillera de los Andes enfriándose y ocurren precipitaciones, dejando una masa de aire seco cruzar Los Andes (Bobst et al., 2001). Este efecto es llamado “sombra de precipitación”.

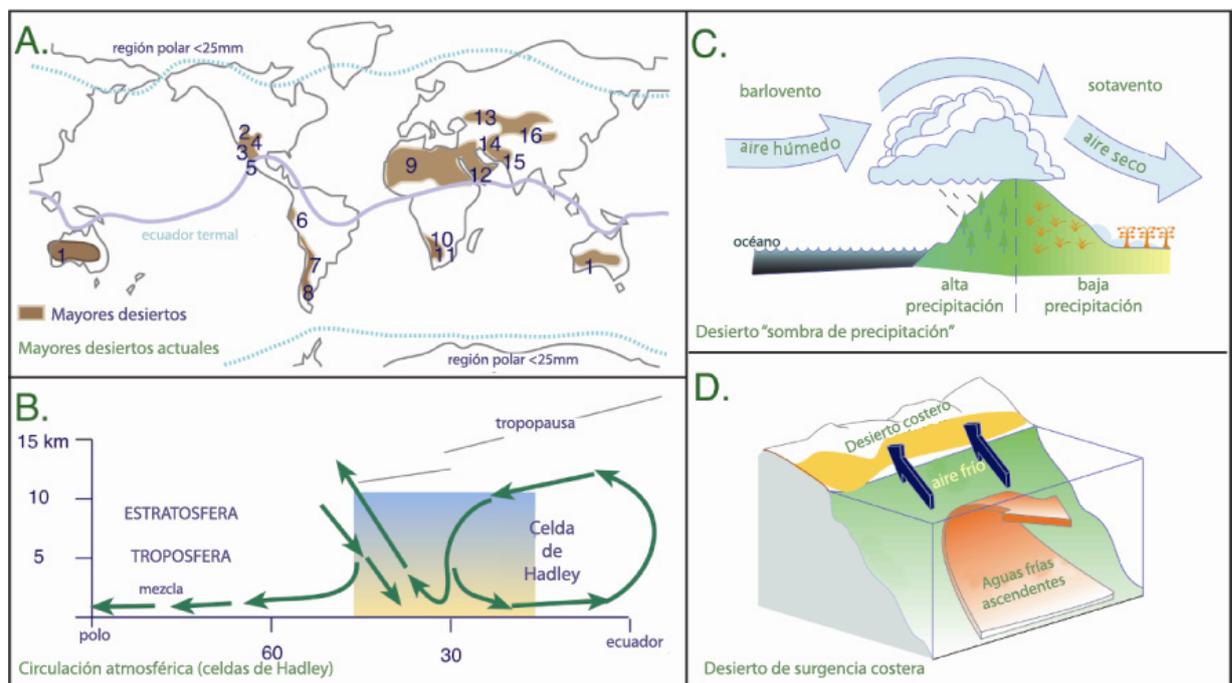


Figura 3: Formación de los desiertos. A: Mayores desiertos actuales. B: Celdas de Hadley. C: Sombra de precipitación. D: Surgencia costera. Modificado de Warren (2006).

Por lo tanto, la inversión de temperaturas estable a través de la costa chilena pacífica (Figura 3 D), el efecto de sombra de lluvia de Los Andes (Figura 3 C) y además la combinación de altas

presiones subtropicales (Figura 3 B), producen una región extremadamente árida en el Salar de Atacama y de las más secas del planeta, con una precipitación anual promedio <25mm/año (Bevacqua,1991), cifra similar a Bobst et al., (2001) (precipitación anual <20mm/año).

Con respecto a la recarga de este sistema, a modo de resumen podemos afirmar que la recarga del Salar de Atacama proviene principalmente del derretimiento de nieve de Los Andes. El agua llega al salar por los márgenes norte y este mayoritariamente de forma subterránea y menormente superficial (Lowenstein et al., 2003). Más adelante se ahondará en la recarga subterránea y superficial.

1. Geología Local

1.1. Geología Superficial del Salar de Atacama.

La superficie del Salar de Atacama *sensu stricto* esta cubierta por diferentes tipos de costras que muestran una zonación bien definida, según la secuencia evaporítica en orden de solubilidades. La distribución no es perfectamente concéntrica, sino que tiene una asimetría debido principalmente por los aportes hídricos del norte (Bevacqua, 1992).

Se expondrá la clasificación realizada por Carmona (2002), basada en Bevacqua (1988).

Costras aluviales detrítico-evaporíticas: Son las costras marginales que están formadas por limos y arcillas cementadas por halita. Estas se forman por la descarga de material detrítico que es transportado superficialmente, este disuelve las sales que posteriormente son cementadas intersticialmente. Son equivalentes a las llamadas *mudflats* o *saline mudflat* de Lowenstein et al. (2003).

Costras de carbonatos: Contienen carbonatos, sulfatos y materia orgánica (algas y diatomeas). Rodean las diferentes lagunas y están entre la costra detrítico-evaporítica y la costra de sulfatos.

Costras de sulfatos: Está compuesta por sulfatos de calcio (yeso y anhidrita) y en menor proporción por cloruros. Están principalmente al noreste y sureste del delta del río San Pedro y al margen oriental del salar, entre la costra de carbonatos y la de cloruros.

Costra de cloruros: Están formadas sobre todo por halita y cubren dos principales áreas, una al centro del salar de gran extensión y otra más septentrional que esta recubierta en parte por el río San Pedro. Es llamada núcleo del salar por Moraga et al. (1974).

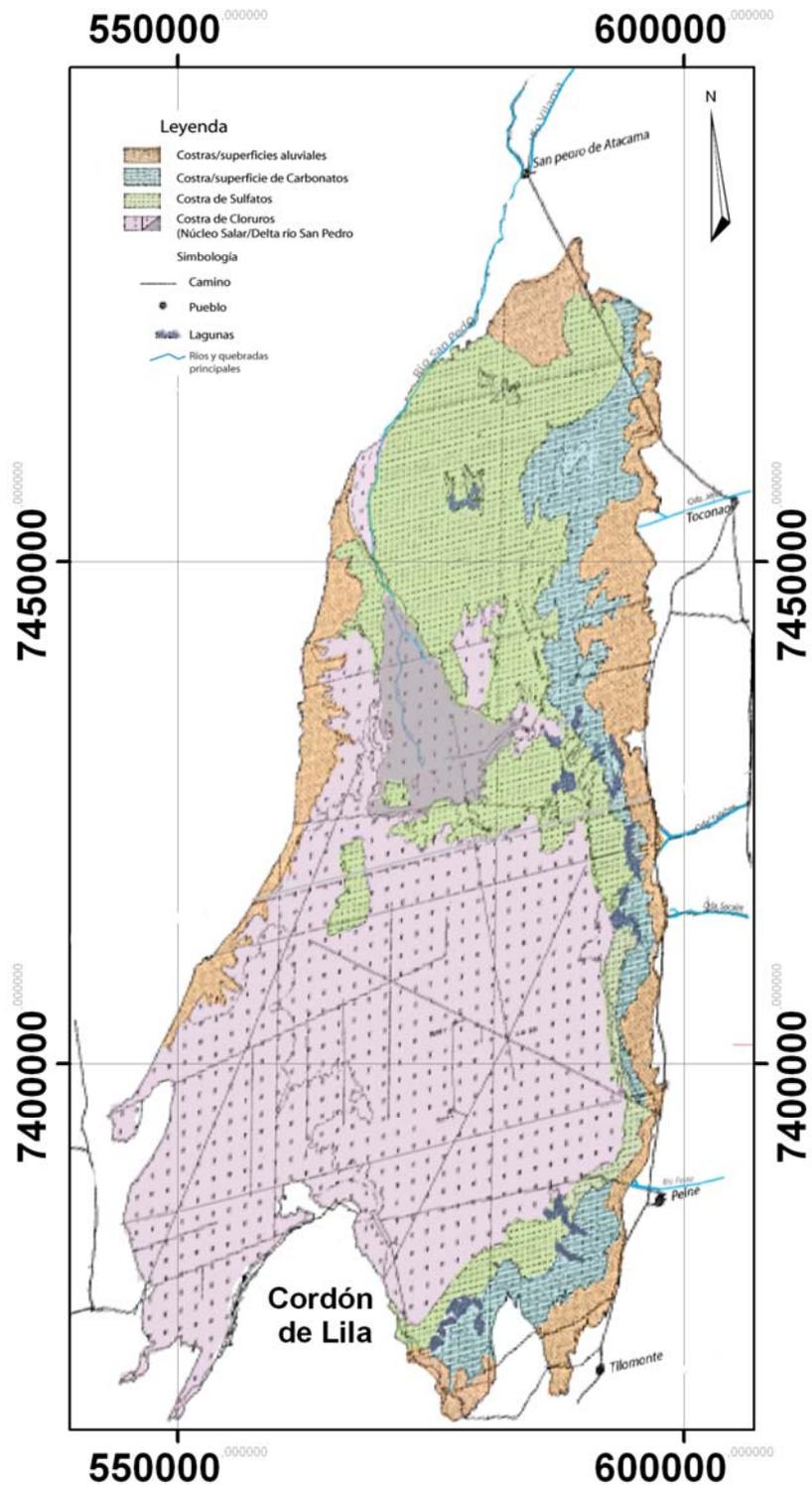


Figura 4: Zonación química del Salar de Atacama, modificado de Bevacqua (1988).

1.2. Geología del Margen Occidental y Sur de la Zona de Estudio

Los afloramientos en el margen occidental del Salar de Atacama son los que mejor revelan el desarrollo de la cuenca debido a que existen mejores afloramientos que los tapados por diversas ignimbritas en el margen este del salar. Esta descripción esta basada en Arriagada et al. (2006), donde presenta una recopilación de sus trabajos de mapeo en la zona (Figura 5).

En la base del Grupo Purilactis, la Formación Tonel esta compuesta de una secuencia finamente estratificada de areniscas rojas y evaporitas, de 400 a 1000 m de espesor, que se acumuló en un ambiente continental de lago y salares. La Formación Tonel está posicionada ligeramente no concordante sobre rocas volcánicas y lacustres del Triásico, que a su vez sobreyacen a las rocas intrusivas volcánicas paleozoicas de la Cordillera de Domeyco.

Sobre la Formación Tonel se encuentra la Formación Purilactis donde se describen al menos 3000 m de areniscas rojas y fangolitas fluviales, aluviales y lacustres. Datos paleomagnéticos sugieren que la depositación y magnetización de la Formación Tonel y la parte inferior de la Formación Purilactis ocurrió durante el Cretácico Medio (119-84 Ma: Arriagada et al., 2000)

Sobre la Formación Purilactis, sobreyacen 500 m de depósitos aluviales de la Formación Barros Arana depositada durante el Cretácico Tardío. Finalmente encontramos en la parte superior del Grupo Purilactis, la Formación Cerro la Tórtola que corresponde a 800 m de lavas basálticas a riolíticas con menores intercalaciones de caliza. La edad de la Formación Cerro Tortola es cretácica tardía a paleocena temprana (66 Ma a 61 Ma) de acuerdo a 11 edades K/Ar en flujos de lava e intrusiones relacionadas, incluyendo el plutón Cerro Quimal (Mpodozis et al., 2005). Una fuerte discordancia angular separa el Grupo Purilactis de las formaciones sobreyacentes Naranja y Loma Amarilla.

La Formación Naranja consiste en 900 m de conglomerados llegando a areniscas y capas de evaporitas. Sobre estas hay tobas y más de 1000 m de conglomerados gruesos de la Formación Loma Amarilla.

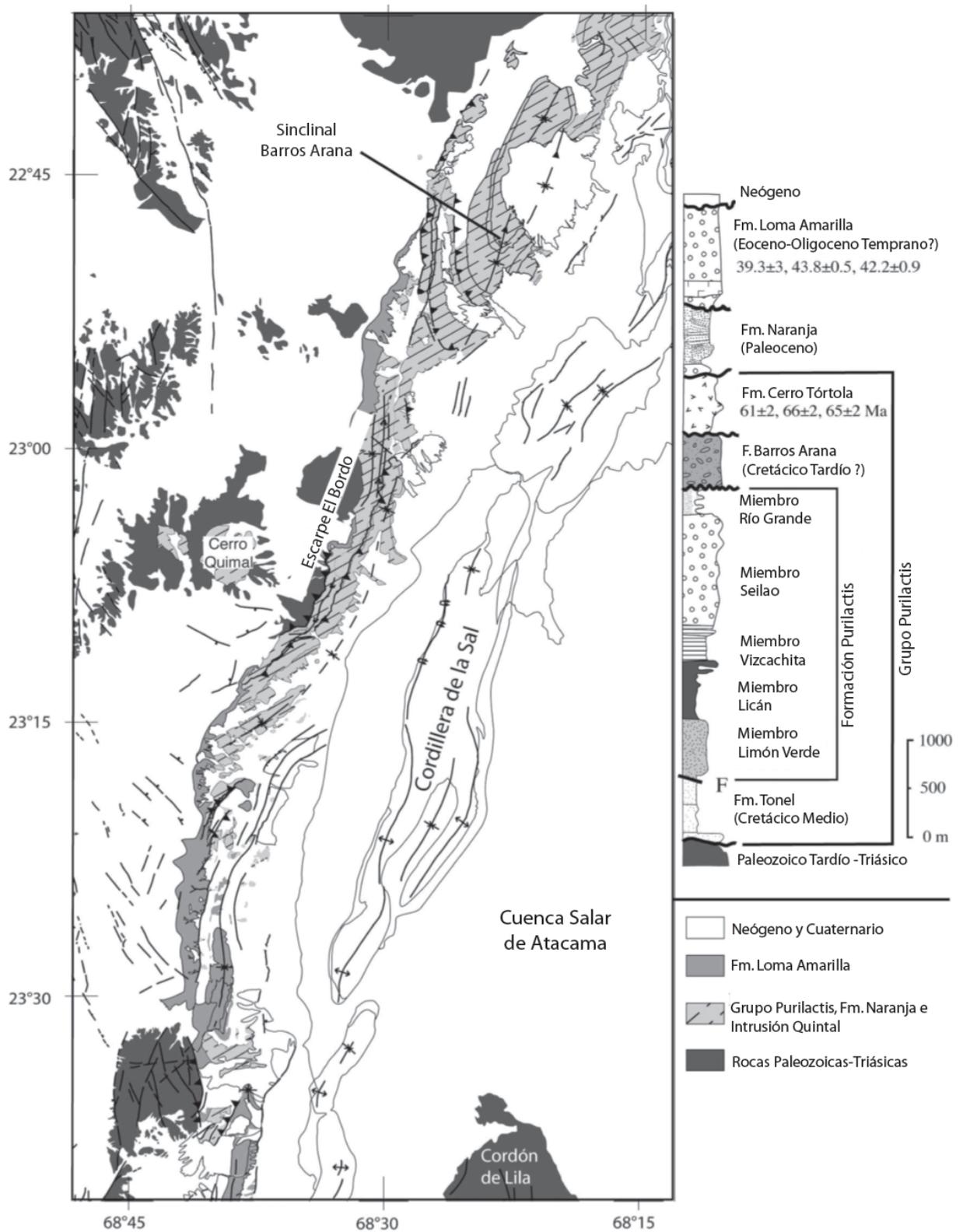


Figura 5: Mapa geológico simplificado y columna estratigráfica. Margen occidental del Salar de Atacama. Modificado de Arriagada et al. (2006).

Una roca volcánica en la base de la Formación Amarilla ha sido datada mediante K/Ar al Eoceno Tardío, en plagioclasas (39.9 ± 3 Ma: Ramírez y Gardeweg, 1982) y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (43.8 ± 0.5 y 42.2 ± 0.9 : Hammerschmidt et al., 1992). La zona superior de la secuencia, fue probablemente acumulada durante el Oligoceno Temprano (Mpodozis et al., 2005).

Los depósitos Neógenos de la columna estratigráfica de la Figura 5, corresponden a la Formación Tambores y a la Formación San Pedro.

La Formación Tambores (Oligoceno-Mioceno) se depositó en el flanco este de la Cordillera de Domeyco rellenando la Cuenca del Salar de Atacama con depósitos sintectónicos asociados a la actividad tectónica del Oligoceno-Mioceno. Esta formación corresponde a 1300 m de gruesos depósitos detríticos y evaporíticos (Gardweg et al., 1994) que se interdigitan hacia el este con la Formación San Pedro.

La Formación San Pedro aflora en la Cordillera de la Sal y en las riberas del río San Pedro, Salado y Grande. Está formada por arcillas y areniscas yesíferas, conglomerados grises y potentes capas de sal con intercalaciones de yeso y más de algún nivel de tobas. Está depositada en forma discordante con las ignimbritas del Mioceno y Plioceno y en algunos sectores se interdigita lateralmente con la Formación Vilama y con la Formación Tambores, aunque Naranjo et al. (1994) sugiere la existencia de una discordancia con la suprayacente Formación Tambores. La datación radiométrica de niveles tobáceos han determinado una edad oligocena. La Formación Vilama de edad pliocena, corresponde a depósitos de detritos gruesos a finos y con presencia de niveles evaporíticos. Sobre esta última se encuentra los niveles cuaternarios de gravas, arenas, arcillas y niveles evaporíticos (Muñoz et al., 2002)

Estas formaciones han sido correlacionadas con el pozo Toconao XI (Ver Figura 8) en el trabajo de Muñoz et al. (2002).

En el margen sur del salar y de la zona de estudio se encuentra el Cordón de Lila.

El Cordón de Lila corresponde a un complejo ígneo-sedimentario (CISL) de 1500 m de espesor. Las rocas efusivas son principalmente basaltos, basaltos-andesíticos, riolitas y riodacitas, con intercalaciones de areniscas y lutitas.

El complejo ígneo- sedimentario, corresponde a 3000 m de lavas basálticas interestratificadas con areniscas y capas pelíticas. Estas son intruídas por pequeños cuerpos subvolcánicos dioríticos a gabros y riolíticos, asociados a lavas de composición similar (Niemeyer, 1989). El CISL ha sido subdividido en cuatro miembros. Los dos miembros inferiores (1000 m espesor) los constituyen lavas basálticas y andesititas (algunas *pillowlavas* en el miembro inferior) y con delgadas intercalaciones de turbiditas. El tercer miembro (1000 m espesor) consiste en una sucesión gruesa de turbiditas seguida por lavas andesititas y basálticas. El miembro superior (1250 m espesor) esta compuesto principalmente de tobas amarillo pálido, lavas dacíticas y riolíticas. Al CISL se le asigna una edad ordovícica basada en la intrusión de los granitoides Pingo-Pingo, Tucúcaro y Tilopozo datados cerca al Ordovícico-Silúrico, (Mpodozis et al., 1983).

Otra mirada de estos afloramientos la entrega Pérez et al. (2006). Las características de las rocas efusivas son: los basaltos y basaltos-andesíticos de color gris verdoso a negro están compuestos por plagioclasa de composición labradorita, albitizada en algunas partes, clorita (actinolita, epidota), calcita, albita y óxidos de hierro. Las riolitas y riolitas de color blanco amarillento a blanco grisáceo y amarillo rojizo, están compuestas por cuarzo, plagioclasa (de tipo andesina y labradorita), feldespato potásico y vidrio devitrificado, y pequeños cristales de sericita y epidota como producto de alteración del feldespato. Las lavas brechosas presentan principalmente cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Las areniscas son de color pardo verdoso y están compuestas por clastos de origen volcánico, cuarzo, feldespatos (plagioclasa y ortoclasa), clorita, epidota y óxidos de hierro. Las lutitas tienen color pardo a pardo verdoso y en algunos puntos rojizo debido a la presencia de óxidos de hierro. Están compuestas por cuarzo, albita, clorita, biotita, hematita, calcita, muscovita, microclina y scheelita.

1.3. Depósitos Cuaternarios: Abanicos Aluviales y Otros.

Estos depósitos no son considerados en este estudio como parte del salar, pero son de gran relevancia para este estudio. Existen numerosos abanicos aluviales, aportes eólicos y aportes de detritos en general que nacen en el margen occidental y también en el Cordón de Lila que llegan finalmente al salar. A continuación se muestran figuras con depósitos recientes con el fin de entender el dinamismo actual de la cuenca.

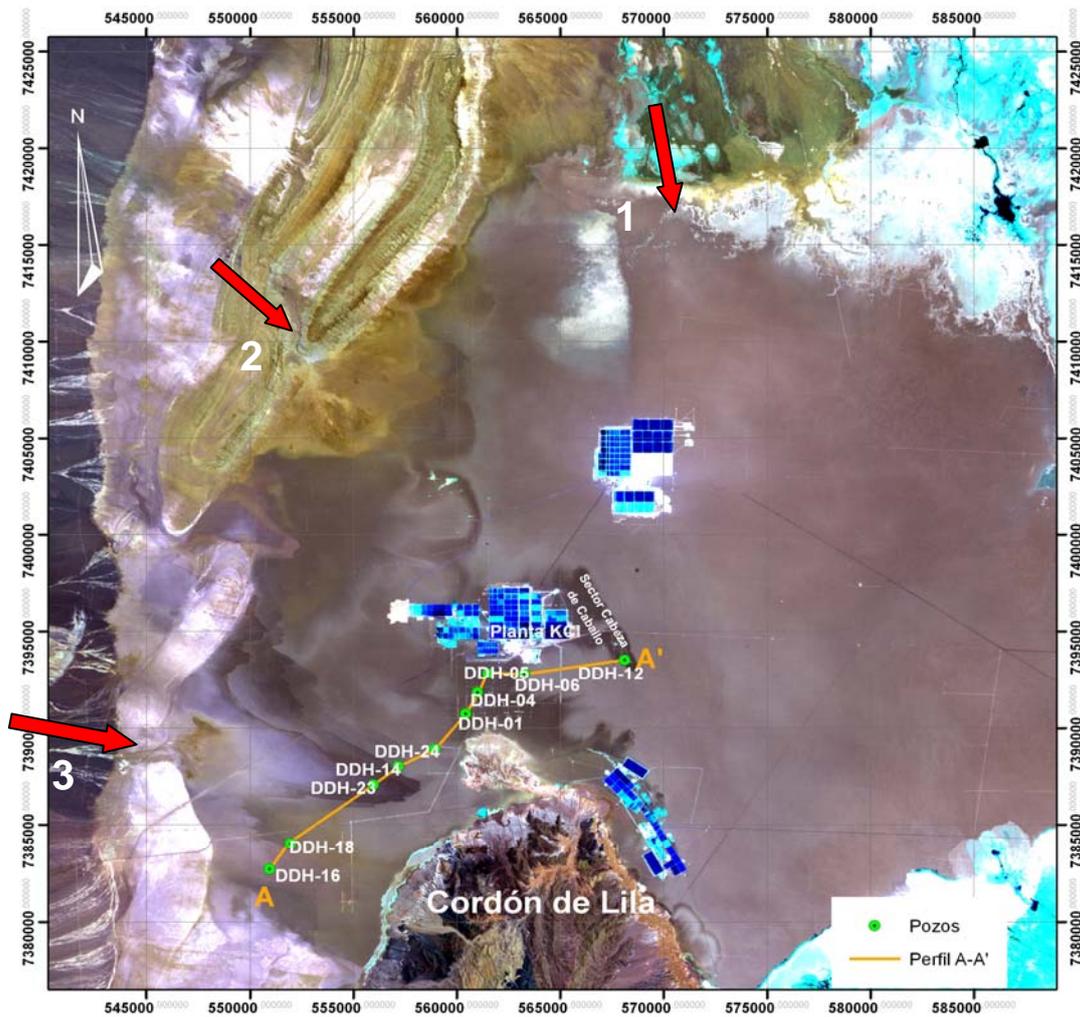


Figura 6: Abanicos y aportes de primer orden. Se observa el delta del río San Pedro en la flecha nº 1 y dos abanicos flechas nº 2 y nº3. Estas últimas corresponden a las zonas donde existe una mayor incorporación de detritos en el margen occidental en la actualidad del salar.

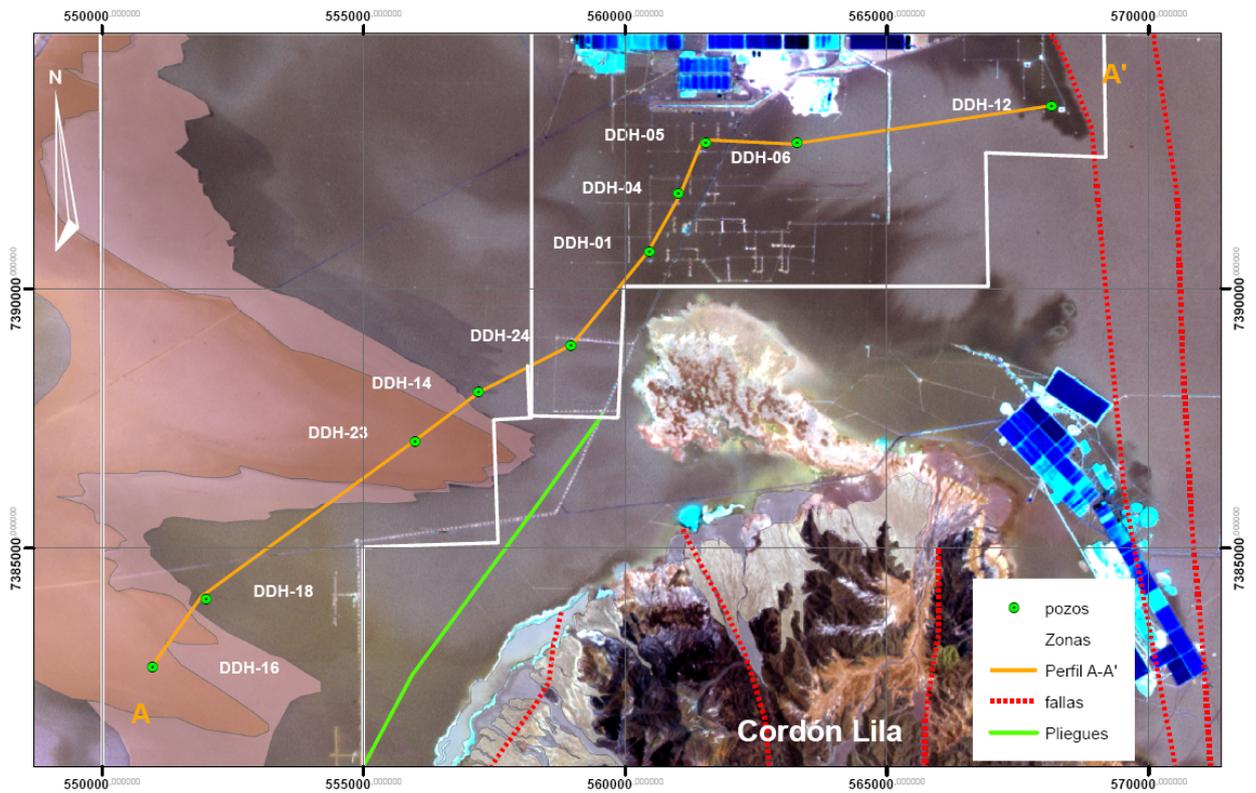


Figura 7: Abanicos y depósitos recientes. Se observan numerosos abanicos aluviales que nacen en el Cordón de Lila al costado inferior derecho del mapa. En el lado oeste, se observan en tonos rojos distintas superficies que han sido interpretados como áreas de aluviones con gran contenido de agua y pocos sedimentos, formando estas superficies de disolución.



Foto 4: Vista desde Cordón de Lila hacia el NW. Se observa una quebrada con alto contenido de detritos provenientes de laderas cercanas. Al fondo se aprecia el núcleo del salar donde se distingue el color blanco de las zonas con menos sedimentos.

2. Hidrología

Se detalla la recarga superficial y subterránea del Salar de Atacama, basado en Carmona (2002).

2.1. Recarga Superficial

Se debe principalmente al río San Pedro, que desemboca al norte del salar. El río San Pedro forma un delta de sedimentos detríticos al llegar al salar. El segundo río de mayor importancia para el Salar es el río Vilama. Este nace 20km al noreste de San Pedro de Atacama y desemboca cerca de la ciudad por escorrentía subterránea. Sus afluentes principales son los ríos Puritana y Purifica (Figura 4).

Existen aportes menores en el margen oriental, que corren en sentido este-oeste. Estos nacen en la Puna donde se producen precipitaciones, también se funde nieve y de fuentes hidrotermales (por ejemplo la quebrada Aguas Blancas). Estas quebradas orientales drenan una extensa superficie de depósitos volcánicos que llegan limitan con el salar, formando abanicos e incorporando las aguas a los acuíferos del salar. Este aporte de aguas se traduce en una disolución de las evaporitas a poca profundidad, formando pequeñas depresiones, donde muchas veces intersectan el nivel freático formando lagunas alineadas en el margen del salar.

Existen aportes de agua esporádicos durante la estación húmeda, causados por fuertes lluvias, por ejemplo, las quebradas de Agua Colorada, Tucúcaro y Tilocalar.

También se deducen puntos de recarga superficial en el margen occidental del salar, ya que se puede observar una gran cantidad de abanicos aluviales que llegan al salar, naciendo de la Cordillera de Domeyco. Es importante observar que las precipitaciones en el lado occidental del salar son mucho más escasas que en la Puna.

Las fluctuaciones en los aportes superficiales a la recarga pueden variar entre un 5% y un 30% (Bevacqua, 1992) dependiendo de las estaciones, siendo más abundante en el periodo del "Invierno Boliviano" (entre diciembre y marzo). Es muy difícil evaluar el aporte a la recarga superficial del salar, debido a grandes crecidas difíciles de estimar, que aportan el volumen de mayor consideración a la recarga.

2.2. Recarga Subterránea

La recarga subterránea es continua y se presenta al menos en tres acuíferos, dos confinantes y uno libre. Estos son definidos a partir de los sondajes realizados por la CORFO.

El acuífero libre se encuentra a muy poca profundidad (máximo 16 m; Dingman 1967), y su zona de saturación varía entre los 40 y 100 m de potencia (Bevacqua, 1992). Es alimentado por aportes superficiales que llegan al Salar, y su flujo en general es hacia el centro de este.

Uno de los acuíferos confinados se encuentra al norte, está confinado por un nivel de arcilla. El tercer acuífero es confinado o semi-confinado por un nivel de ignimbritas. Se encuentra en la localidad de Toconao y el pozo de Tilopozo. La temperatura media de las aguas es de 26°, superior a la media anual de la zona. La recarga de estos no se conoce, se postula que proviene de la infiltración de aguas meteóricas de la Puna. Las lluvias en esta zona percolarían a través del suelo formado por potentes capas de ignimbrita mal consolidada, que contiene una alta porosidad y permeabilidad.

La descarga hídrica es producida principalmente por la evaporación, directamente del acuífero libre o por el ascenso por capilaridad de las aguas subterráneas. También por evapotranspiración en las zonas donde existe mayor vegetación.

2.3. Hidrogeología

Según el informe entregado por GeoHidrología 2007, se estima que esta zona se puede dividir en dos acuíferos, uno superficial libre entre los 30-50 m y otro más profundo, hasta 100 m, semiconfinado. Para ambos acuíferos se observaron halitas de porosidad variable, lentes de arcilla y algunas capas de arenas negras y otras de ceniza.

Estos dos acuíferos se encuentran separados por una unidad de yeso con varias intercalaciones lenticulares de arcilla y capas de arena negra (una capa guía muy distintiva de color gris oscuro-negro, muy rico en biotitas) y arena gris (ceniza fina gris, bastante pura), ambas de alta permeabilidad. En varios puntos las arcillas son de color rojizo. GeoHidrología 2007. Por último DICTUC (2005) afirma que existen indicios de comunicación de ambos acuíferos de la zona. Además, debido a la explotación actual de las salmueras del acuífero superficial, el flujo de este es radial hacia el centro del área de explotación (sondaje DDH-05 como referencia) y no existe información del flujo antes del período de extracción.

3. Geología Estructural

3.1. Estructuras Principales

La Cuenca del Salar de Atacama es una cuenca tectónica limitada por dos grandes sistemas de fallas N-S: Paciencia y Tulo en la parte oeste y Peine en la parte este. Además, se presenta un importante sistema de fallas, Falla del Salar, que cruza la cuenca desde NNW a SSE en el centro y las fallas, que limitan el Cordón de Lila (Arriagada, 2009).

Como indican varios autores (Jordan et al., 2002; Muñoz et al., 2002; Lowenstein et al., 2003; Arriagada et al., 2006) todas las fallas alcanzan el basamento de la cuenca pero no todas llegan a manifestarse en superficie (esto se encuentra basado fundamentalmente en la interpretación de secciones sísmicas de refracción) (Ver Figuras 8 y 9).

3.2. Evolución Tectónica

Existen diversas teorías acerca de la formación de la gran Cuenca de Atacama, nombrando aquí solamente algunas más influyentes:

- Flint et al., 1993: Propone que la cuenca evoluciona en condiciones extensionales durante el Mesozoico–Cenozoico.
- Muñoz et al., 1997: Propone un período de extensión (Cretácico) con posterior inversión por medio de fallas inversas con vergencia al este (Cretácico Sup.). Todo esto en un carácter compresivo discreto que permite el relleno de la cuenca.
- Mpodozi et al., 2005; Arriagada et al., (2006) y Arriagada, (2009): Sugieren que la cuenca se desarrolló en parte importante de su historia en un ambiente de antepaís como consecuencia de la inversión de las cuencas de tras arco jurásicas – cretácica inferior, en períodos de fallamiento de escama gruesa y delgada. La inversión llevó al alzamiento de la Cordillera de Domeyko, una cordillera de basamento de escama gruesa limitada por un sistema de fallas. Los casi 6000 metros de espesor, de secuencias del Cretácico Medio a Terciario reflejan una rápida subsidencia al este de la Cordillera de Domeyko.

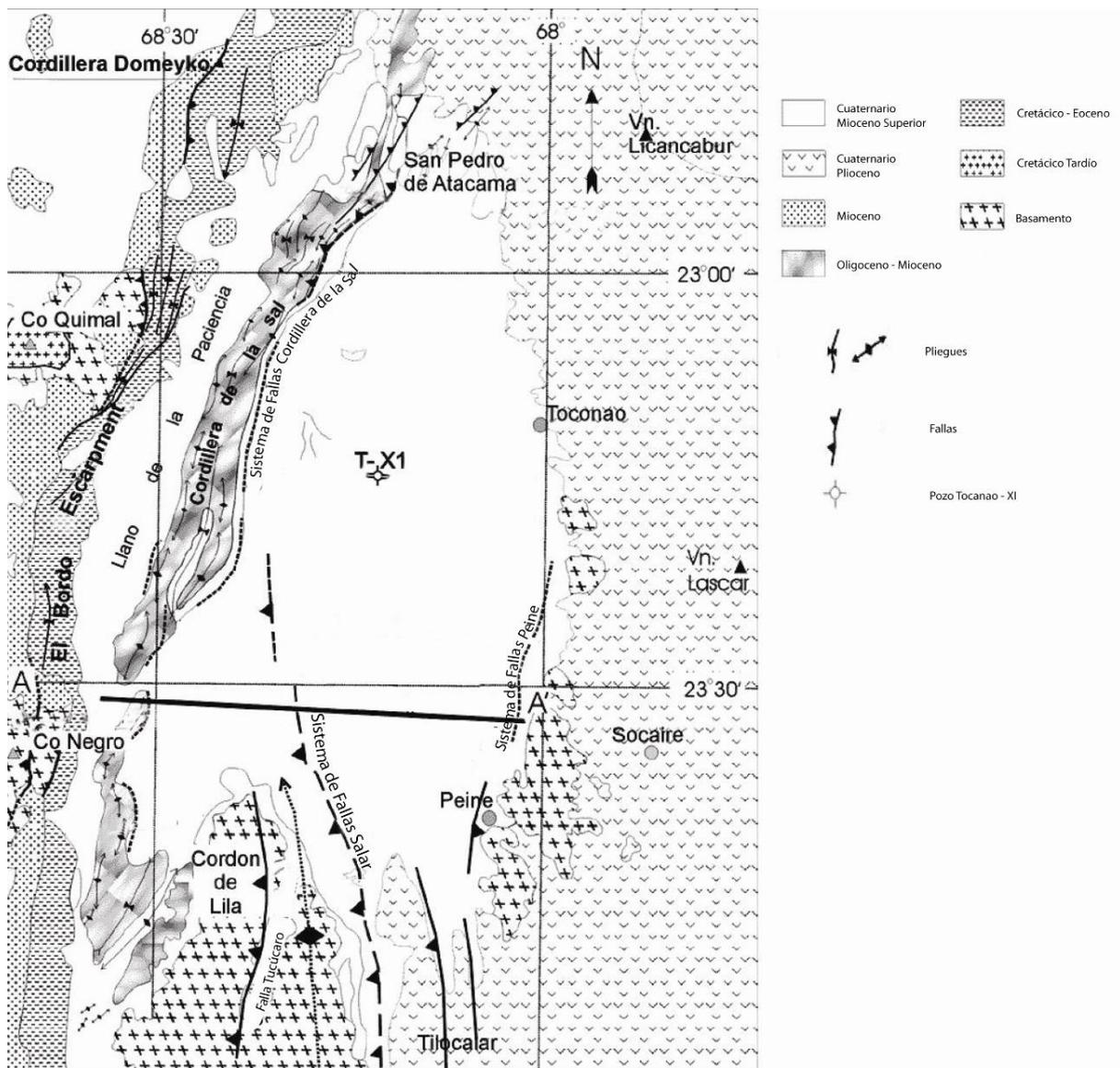


Figura 8: Estructuras mayores (Muñoz et al., 2002).

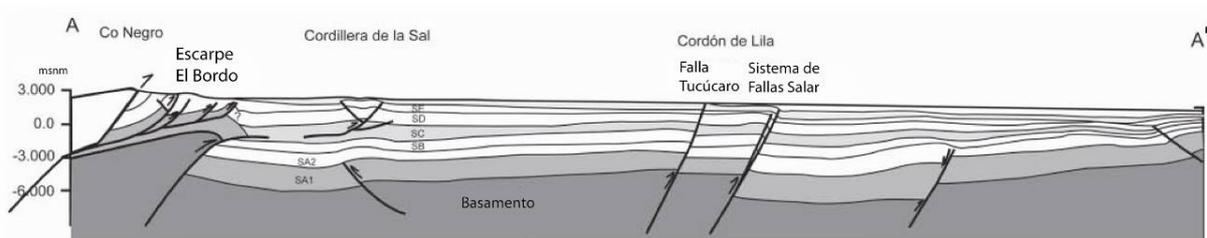


Figura 9: Perfil A-A' (Muñoz et al., 2002).

III. MARCO TEÓRICO

1. Definiciones

Se presentan algunas definiciones generales usadas en extenso durante esta memoria.

Evaporitas: Se definen como una roca de sal que fue originalmente precipitada de una superficie o cerca a una superficie de salmuera por propiedades hidrológicas gatilladas por la evaporación solar. Esta definición incorpora un amplio rango de sales precipitadas químicamente e incluye carbonatos alcalinos (*alkaline earth carbonates*).

Evaporitas primarias: Una evaporita precipitada por evaporación solar de una laguna en la superficie terrestre. Costras, nucleación en el fondo y cristales pelágicos que se acumulan en el fondo de la laguna de salmueras.

Evaporitas secundarias: Corresponden a evaporitas formadas en la zona subsuperficial del nivel freático. El proceso de concentración de la salmuera y el reflujo gravitacional es consecuencia de la evaporación solar. Se incluye la precipitación de evaporitas subsuperficiales como cemento y reemplazo en una matriz no evaporítica, derivada por la disolución de estratos de evaporitas adyacentes.

Salar: Los salares (*salt pan, sabkhas, playa*) son cuerpos salinos detríticos depositados en cuencas endorreicas áridas, que en la superficie forman planicies recubiertas de costras de sales (Chong, 1984). A pesar del ambiente desértico donde se generan, la mayoría recibe agua en forma de recarga subterránea y ocasionalmente pueden tener períodos de inundación que convierten el salar en un lago efímero. No obstante, la descarga hídrica por medio de la evaporación es tan grande que la mayor parte del tiempo la superficie de este sistema permanece seca. El término salar se usará como término general para describir todas las zonas que lo componen mencionadas en el párrafo anterior, este término es similar a sabkha o específicamente a sabkha continental. Se define como un sistema de depositación de evaporitas capilares intra-sedimento a través de aguas subterráneas.

Zona vadosa: Por encima del nivel freático del agua se llama la zona vadosa, a la zona donde los poros están rellenos de una combinación de aire, agua y salmuera, el volumen de saturación

de agua es menor a 1. Es conocida también como suelo húmedo. Las lluvias son capaces de incorporar agua a la zona vadosa pero no de saturarla completamente.

2. Ciclo del Salar

Los salares se caracterizan por estar en cuencas áridas. Son planicies con depresiones someras e intercalaciones de sales evaporíticas que están generalmente secas, excepto cuando hay tormentas y flujos detríticos que convierten al salar y sus depósitos detríticos en lagos temporales.

La clave para entender los depósitos de sales en los salares es el reconocimiento del ciclo repetitivo del salar, que deja características petrográficas específicas para cada etapa. El ciclo sigue como: etapa de desecación (costra salina seca), etapa de inundación (lago), etapa de concentración por evaporación (salmueras) y el regreso a la etapa de desecación. El estado común del los salares, como el Salar de Atacama actual, es cuando la superficie esta seca y dura.

La etapa seca es interrumpida por inundaciones provocadas por tormentas y en algunas cuencas debido al derretimiento primaveral de nieve. Estos eventos de inundación pueden ocurrir repetidas veces en un año, pero eventos mayores de inundación se repiten con menos frecuencia, en décadas. En cuencas continentales, estas inundaciones corresponden a aguas meteóricas (lluvia, derretimiento de nieve). En márgenes con océanos, tormentas pueden inundar con agua de mar la superficie del salar, formando así lagunas someras que disuelven parcialmente la superficie del salar. También, se transportan sales más insolubles, como el yeso, reabajándolas y se depositan y redepositan sedimentos clásticos, dejando así un registro importante de este suceso.

Con el tiempo, el lago salino efímero aumenta su concentración debido a la evaporación y disolución de sales hasta que alcanza el punto de saturación. La cristalización de halita comienza en la interfase aire-salmuera formando balsas y hoppers (Figura 13) que se hunden hasta llegar al fondo. Estos sirven de núcleos para el crecimiento sintaxial de fondo de lago desarrollando halitas tipo "chevron" y conos (Figura 12). Con la continuación de la evaporación y cristalización de halita, el sistema alcanza el punto de desecación, quedando la superficie

seca y dejando un nivel de aguas saturadas apenas por debajo de la superficie. Continúa la evaporación y la salmuera cristaliza rellenoando cavidades bajo el nivel freático y en la zona capilar. Con el tiempo, el crecimiento de halita en la subsuperficie causa el fracturamiento y doblamiento de la costra de sales debido a la expansión volumétrica (*petees*). Se desarrolla así una red de polígonos de escala métrica. Por ultimo, halita eflorescente se desarrolla en las grietas de los polígonos.

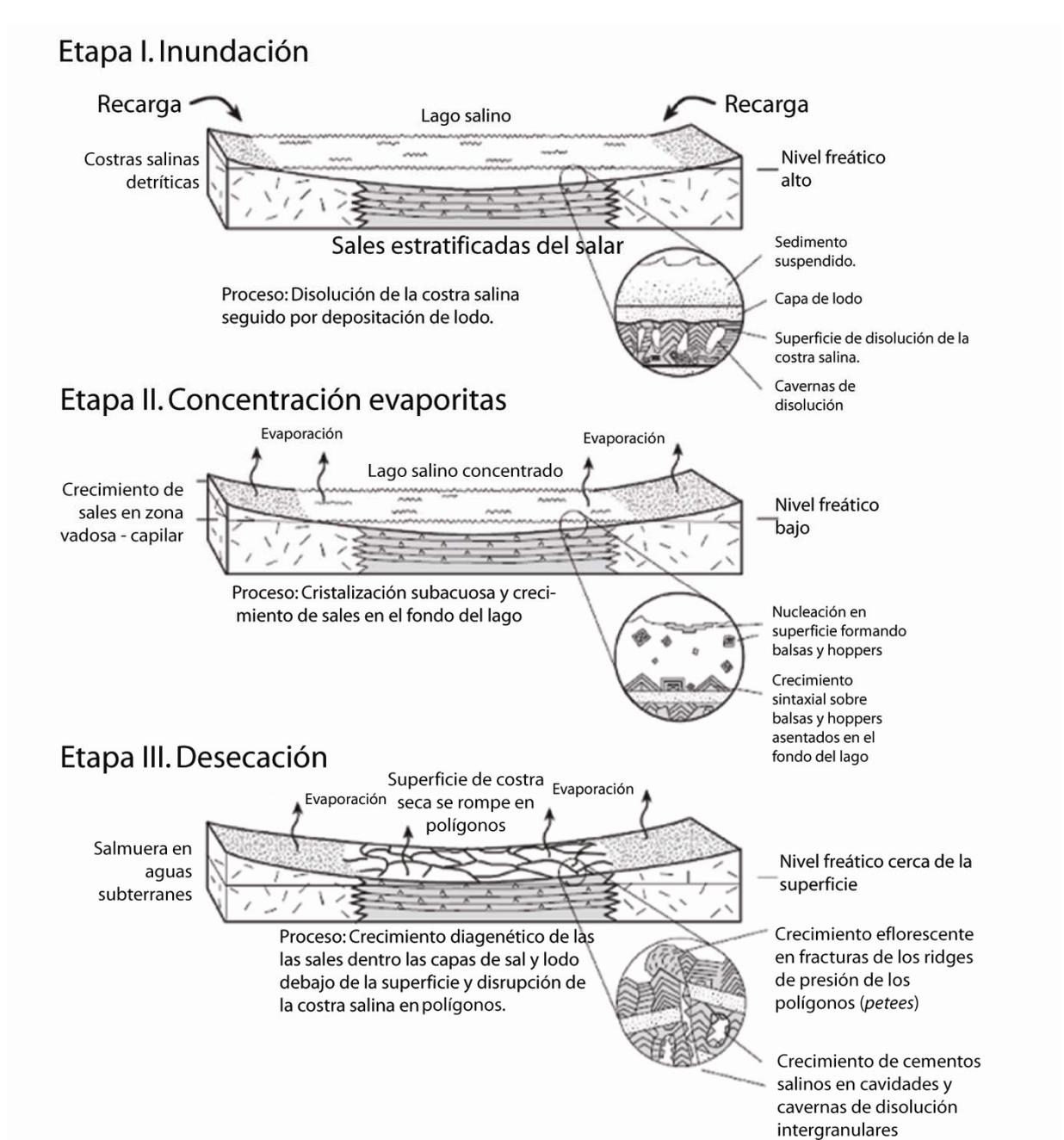


Figura 10: Ciclo salar modificado de Lowenstein y Hardie (1985).

3. Criterios de Reconocimiento de Tipos de Evaporitas en el Ciclo del Salar.

Los criterios y sus características han sido tomados de Lowenstein y Hardie (1985), quienes proponen tres etapas principales del sistema de un salar, las que se muestran en la figura anterior y serán explicados a continuación.

3.1. Etapa de Inundación: Disolución y Depositación.

La disolución y depositación indican el contacto de capas de halita preexistentes con aguas subsaturadas y se pueden distinguir claramente con las halitas depositadas en otras etapas.

El comienzo de un nuevo ciclo de inundación estará marcado por la disolución de las capas expuestas de halita. Esto suaviza la superficie de la primera capa de evaporitas, truncando las puntas de cristales tipo chevron orientados y cristales en formas de cono (Figura 15).

Con el tiempo, las aguas tienden a disolver las capas internas formando cavernas tubulares que generalmente se desarrollan en los bordes y siguen la fábrica preexistente de los cristales. Es posible encontrar que la halita se disuelve preferentemente en un patrón que sigue el crecimiento del cristal, formando halitas tipo “espinas de pescado” (*fishbone* o *skeletal halite spines*) (Figura 15).

Junto con la disolución, la etapa de inundación deja evidencias de depositación: capas de halita centimétricas con intercalaciones de lodo y sedimentos clásticos que corresponden a detritos y posiblemente arenas eólicas.

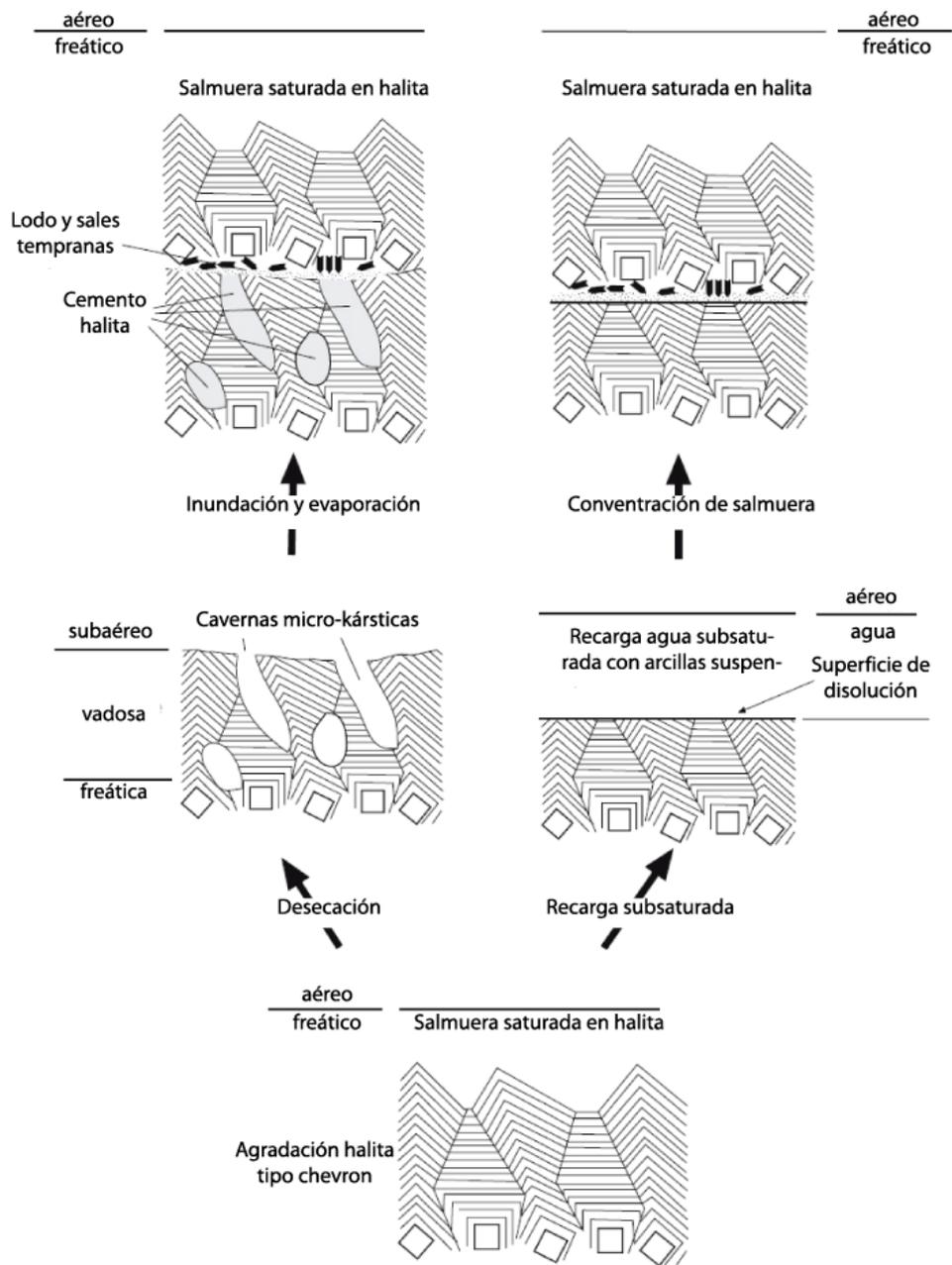


Figura 11: Halita tipo chevron y disolución. Esquema presenta las texturas posibles de encontrar al alternar entre un lago salino y exponer las evaporitas a la superficie dependiendo si el salar evoluciona a una etapa de recarga subsaturada o desecación.

3.2. Etapa de Lago Salino: Crecimiento de Cristales Subacuócos

En la etapa anterior de inundación se establece un lago salado somero que comienza a aumentar su salinidad debido a la evaporación y disolución.

Cuando la salmuera alcanza la saturación de la halita, comienza la fase de crecimiento de cristales. Inicialmente la halita cristaliza en la zona superior de la sobresaturada salmuera que esta en contacto con el aire, formando “hoppers” piramidales milimétricos a centimétricos. (Figura 12). Estos cristales presentan gran cantidad de inclusiones fluidas. Luego se pueden juntar con otros similares formando balsas. Eventualmente estas balsas colapsan y se hunden hasta el fondo del lago acumulándose en capas horizontales. Las balsas y hoppers se convierten así en núcleos para la formación de cristales. En el fondo crecen cristales zonados alternando bandas de numerosas inclusiones fluidas con bandas libres de ellas. La zona de alto número de inclusiones fluidas se debe a un rápido crecimiento y las de menor número de inclusiones fluidas a una tasa de crecimiento más lenta que corresponde a una tasa de alta evaporación y a una de baja evaporación respectivamente (Shearman, 1978; Roedder, 1984). Estos últimos conforman los llamados cristales de halita tipo chevron (Figura 12 A y Figura 13).

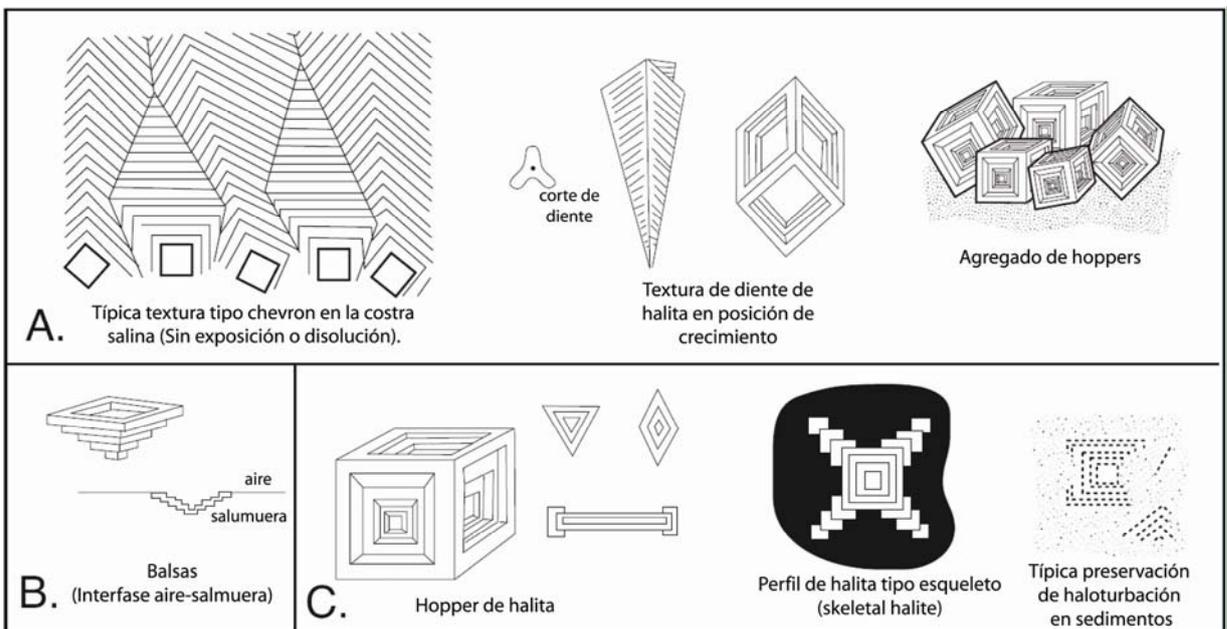


Figura 12: Texturas halita. A) Crecimiento subacuoso formando texturas tipo chevron, donde las bandas representan zonas de alta cantidad de inclusiones fluidas. Los cristales con las puntas hacia arriba crecen más rápido, por lo que dominan la textura. Otras formas de crecimiento en el fondo de un lago incluye “dientes de halita” de crecimiento hacia arriba y agregados de hoppers que fueron formados a partir del sobrecrecimiento en balsas hundidas. B) Balsa de halita en la interfase aire-salmuera. C) Formas esqueléticas o hoppers de crecimiento intrasedimentos. Nota que la vista del cristal de halita puede variar de cuadrado a triangular dependiendo donde se efectúe el corte a un hopper.



Figura 13: Textura tipo chevron. Se observan bandas oscuras que corresponden a zonas de alto número de inclusiones fluidas. Fotografía de Warren (2006).

3.3. Etapa de Desección: Crecimiento Diagenético Sindeposicional

La etapa terminal de un salar se alcanza con la desecación completa de la salmuera en la superficie de este. Sin embargo la cristalización de halita continúa en la recientemente formada costra. Las halitas, yesos y lodos son llevados a una fase de crecimiento diagenético de halitas a partir de la salmuera residual presente en los poros de la costra.

Esta fase produce una halita “limpia” sin una orientación preferencial con respecto a la estratificación, claramente distinguible de la halita con bandas densas de inclusiones fluidas de la fase anterior. En este crecimiento diagenético se conforman cristales cúbicos en las cavidades. Estos cristales transforman las redondas cavidades en cavidades angulosas parcialmente cementadas. Cristales con chevrones son redondeados y parcialmente disueltos en una etapa inicial. Estos límites texturales son comúnmente gradacionales, no se espera ver un contacto nítido. La formación de cemento menisco de halita entre cristales se ha interpretado como la causa de los típicos poros redondeados rellenos por cristales de halita redondeados, dando paso así a la textura de mosaico (Figura 14), siendo esta textura no bien comprendida hasta el momento y dejando posibilidad a más interpretaciones (Warren, 2006).

El crecimiento de halita “dislocadora” (*displacive*) tiene lugar en las capas de arenas y arcillas, resultando cristales intercrecidos entre estos sedimentos. Este proceso es particularmente importante en capas de arcillas y arenas someras. El crecimiento continuo del cemento de halita justo debajo de la superficie seca del salar durante esta etapa, causa la expansión de la

costra superficial generando polígonos métricos por ridges de presión. Se sugiere que inicialmente estos polígonos puedan deberse a una contracción termal (Warren 2006), pero la compresión por el crecimiento dominaría la propagación y la fuerza de ruptura desde etapas tempranas.

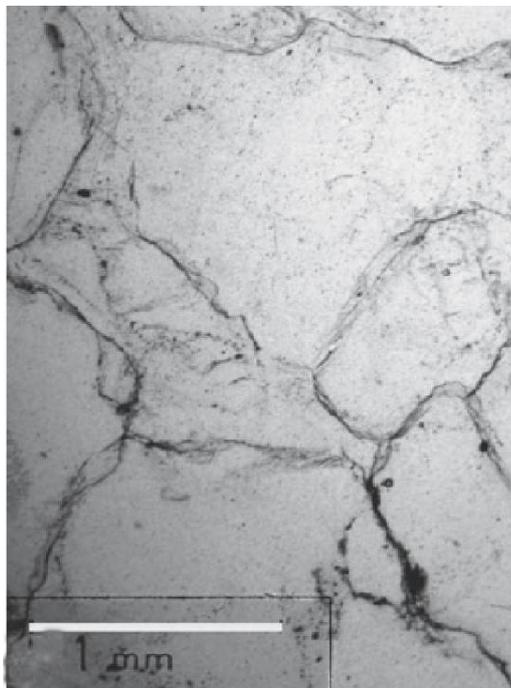


Figura 14: Halita mosaico. Fotografía de Warren (2006).

La preservación de estas características sin embargo es poco común en depósitos de evaporitas antiguas, debido a inundaciones que pueden suceder y cambios en la química de las aguas.

4. Fundamentos Teóricos

En esta sección, se busca profundizar en algunos procesos y/o conceptos que controlan la formación de un salar como el Salar de Atacama, su forma de interactuar, consecuencias y como los observamos actualmente, con el fin de enriquecer la discusión posterior.

4.1. Evaporación

Las tasas de evaporación efectivas son una función de la salinidad de la salmuera o agua en los poros de una costra detrítico-evaporítica (*mudflat/sandflat*). La presión del vapor de agua en una salmuera libre disminuye al aumentar la salinidad. La presión de vapor de agua saturado en cualquier solución salina es siempre menor que la presión de vapor de agua pura a una temperatura dada (Kinsman, 1976). En salmueras muy concentradas, la diferencia de presión entre la salmuera y el aire más próximo es tan pequeña que la evaporación efectiva es prácticamente cero por lo que la salinidad necesaria para precipitar las sales altamente solubles, puede que no se alcance.

Aerodinámicamente, la tasa de evaporación en la superficie de una salmuera es el producto de la velocidad del viento y la diferencia entre la presión de vapor de agua entre la masa de aire general y el aire que esta por encima de la superficie de evaporación de la salmuera.

Existe también una disminución en la eficiencia de la evaporación en la zona capilar si es que existen costras blancas que cubren la superficie, esto es debido al albedo creado por el color blanco de las sales (Malek et al., 1990). Por otro lado, la formación de costras en la superficie, o la formación de balsas flotantes sobre el agua, reduce significativamente las tasas de evaporación, como lo demuestra Tyler et al. (1997) experimentalmente. Se concluye que las tasas de evaporación varían significativamente en las distintas zonas y etapas del salar.

4.2. Zonación Salar - Precipitación Diferenciada

En este punto, se busca explicar la evolución química básica de agua que es evaporada. Este punto está basado en Risacher y Fritz (2008).

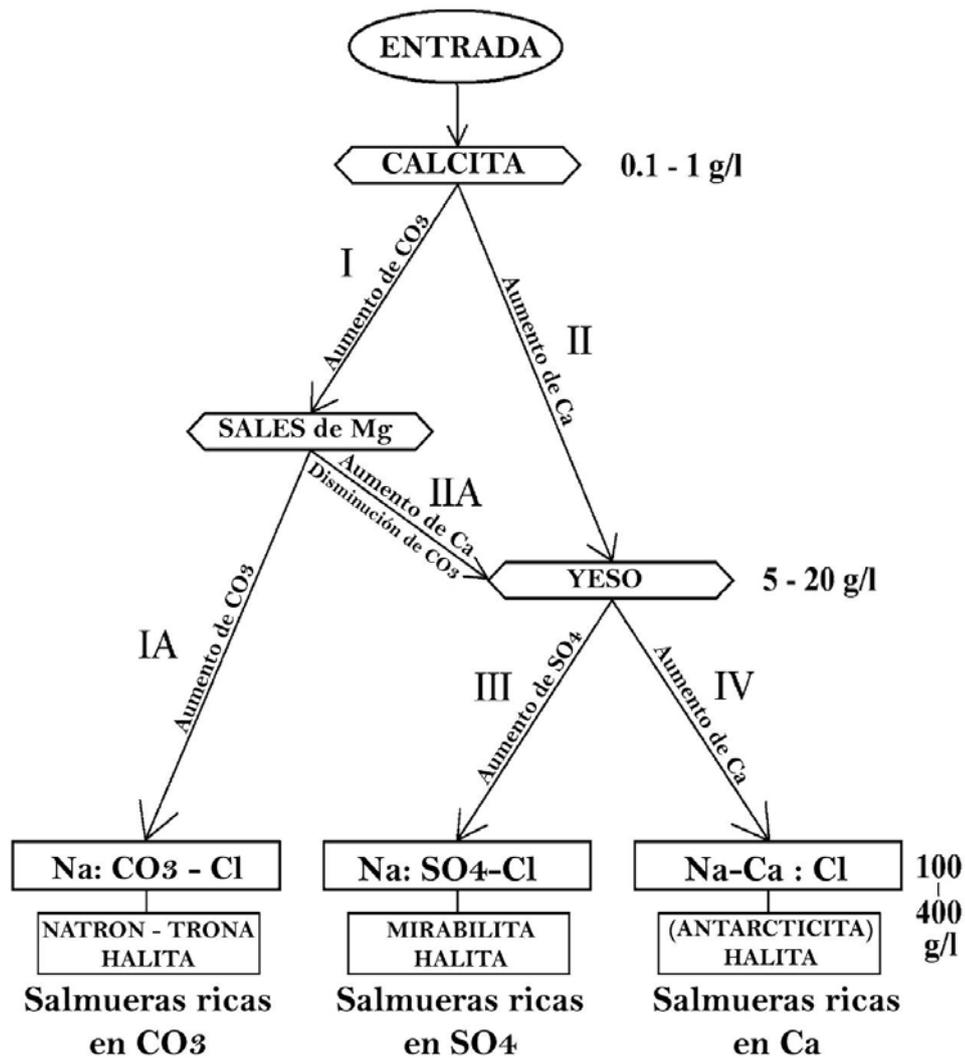


Figura 15: Evolución teórica de las aguas sometidas a evaporación. Figura modificada de Risacher y Fritz (2008), original de Hardie y Eugster (1970).

Cuando evaporamos agua, la concentración de los componentes disueltos aumenta y precipitan los minerales en secuencia, precipitando primero los de baja solubilidad hasta llegar a los de más alta solubilidad. Aunque es posible encontrar varios minerales en un ambiente evaporítico, solo unos pocos controlan la depositación de estos. El mineral más común en precipitar es la calcita (CaCO_3). Al precipitar CaCO_3 aumentaremos relativamente en Ca^{++} o en CO_3^{--} , obviamente no se pueden aumentar o disminuir los dos simultáneamente. Esto dependerá de los contenidos iniciales de Ca^{++} y CO_3^{--} , por lo que tendremos dos vías evolutivas (I y II de la Figura 16). Cuando el agua sigue su ruta normal, el contenido de Ca^{++} aumenta (ruta II, Figura 16), por lo que el siguiente mineral en precipitar es yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (nodo yeso, Figura 16).

En este punto tenemos nuevamente dos posibilidades evolutivas que dependen de Ca^{++} y SO_4^- . Si precipita yeso se deberá enriquecer relativamente en un componente, dado que no pueden aumentar ambos simultáneamente, por lo que tenemos dos rutas posibles, III y IV de la Figura 16. La ruta a seguir dependerá de la concentración relativa de Ca^{++} y SO_4^- al momento de la precipitación de yeso, no de la química del agua inicial. Con esto tendremos dos tipos principales de salmueras: ricas en sulfatos ($\text{Na-SO}_4\text{-Cl}$) y las ricas en calcio (Na-Ca-Cl).

Por otro lado, siguiendo la ruta alcalina I de la Figura 16, el aumento de pH favorece la precipitación de sales de magnesio (silicatos o carbonatos).

La disminución de carbonatos puede ser suficientemente importante como para volver a la ruta neutra IIA (Figura 16). Con esto se demuestra que las sales de magnesio controlan la evolución de las salmueras. Una ruta produce $\text{Na-CO}_3\text{-Cl}$ mientras las otras $\text{Na-SO}_4\text{-Cl}$.

Es importante mencionar que las salmueras están dominadas por Na^+ y Cl^- , pero ninguno de estos componentes afecta la ruta de la salmuera.

Estos procesos son claves para entender la mineralogía de depositación, y según estos principios se desarrolla la conocida zonación del salar en costras de carbonatos, costras de sulfatos y núcleo de halita/cloruros.

Luego de revisar cómo evoluciona el agua a medida que se concentra por evaporación, es útil complementar lo anterior citando a Eugest y Hardie (1978). Ellos afirman que en un sistema hidrológico cerrado la composición de las salmueras depende de la litología adyacente por donde pasa la recarga hacia el salar, por lo que la composición inicial del agua será particular de la cuenca de Atacama o de una zona de esta.

4.3. Inclusiones Fluidas en Halita

Debido a la observación en los CT de inclusiones fluidas en este estudio, se explica su significado geológico en breve.

Las inclusiones fluidas en halita pueden hallarse asociadas a estructuras primarias (chevron, hoppers) o a bordes de grano. El estudio de las inclusiones en chevrones proporciona

información acerca de la composición de las salmueras originales, a partir de las que precipitó la sal. Las inclusiones en bordes de granos nos indican la composición de los fluidos presentes en el cuerpo salino durante la diagénesis sea esta temprana (recién cerrada la porosidad y rellena esta con salmueras residuales), o sea tardía (por fluidos externos al sistema o fuertemente evolucionados) (Roedder, 1984). Además las inclusiones fluidas pueden ser utilizadas como paleotermómetros de salmueras midiendo su temperatura de homogenización (Robert y Spencer, 1995; Benison y Goldstein, 1999). Ver también inclusiones fluidas en Foto 6 y Foto 7.

IV. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

1. Descripción Macroscópica

1.1. Análisis Crítico.

Previo a presentar los resultados, se evaluará los parámetros y categorías usadas por la Pauta de Descripción de Sondajes.

Escala de trabajado: Fue posible trabajar con precisión centimétrica cuando se trató de capas y/o cambios bien definidos, pero recordando que la mayoría de los contactos fueron definidos como contactos graduales, por lo que la exactitud del cambio estratigráfico de una capa con respecto a otra muchas veces no está bien definida. Eso si, este error se presenta en escala centimétrica, pudiendo llegar a los 20-30 cm en casos extremos donde es difícil de decidir donde cambia la estratigrafía. Este problema se presenta principalmente cuando las variaciones porcentuales de los componentes son menores y graduales.

Contacto: La mayoría de los contactos son graduales, por lo que fue difícil estimar con precisión los cambios. También se observaron contactos nítidos donde incluso se determinó si estos eran horizontales u oblicuos. En estos casos marcan interesantes niveles guías generalmente de arcillas que se intercalan con niveles de gran espesor de yesos.

Color: El color pudo ser bien identificado en la mayoría de los sondajes, distinguiendo arcillas diferentes y remarcando la aparición de arenas o cenizas de colores distintos. Eso si, la mezcla de yeso con arcillas principalmente, derivó en otros colores y tonalidades para el color del sondaje en general, pero complicó la definición del color para los componentes individualmente.

Foliación [cm]: Este parámetro debe ser estudiado con cuidado. En muchos casos se observó una coherencia entre un fracturamiento horizontal presente en el sondaje en halitas. Estas fracturas rítmicas corresponderían a distintos eventos depositacionales, por lo que se puede interpretar la foliación horizontal en halitas como capas de cristales de halita que son depositados sucesivamente. Para las otras litologías, no fue aplicable certeramente este criterio. Además, en las zonas que se observaron muy fracturadas, la foliación tampoco sirve como criterio.

Nivel Fracturamiento: Este índice de fracturamiento arroja buenos resultados y dependencias de la litología y de profundidad. Se debe mencionar que la aplicabilidad de reconocer fracturas inducidas debido a la extracción del sondaje es altamente complicado, sobre todo en halitas, por lo que se asume cierto aumento del índice en estos tipos de litologías.

Oquedades (% y mm): Este parámetro ha sido uno de los más complicados y complejos, tanto su aplicabilidad y su interpretación. Se consideró respaldar las oquedades en principios cavernas y vacíos que se encuentran al interior del testigo o al interior de cristales de halita. Esto se debió a la difícil estimación de los vacíos observando el exterior del sondaje (en halita). En resumen, el parámetro no es representativo porcentualmente de las oquedades, pero puede dar indicar niveles relativos de mayor o menor disolución. Más adelante se proponen recomendaciones para estudiar más este campo.

Halita/Yeso/Sedimentos Clásticos [%]: El porcentaje de estos principales componentes de la roca fueron calculados a partir de observaciones discontinuas a lo largo del testigo y generalmente los porcentajes fueron tomados de secciones perpendiculares a la longitud del testigo. En general este parámetro es bien evaluado, salvo en ocasiones en que fue difícil distinguir ciertos minerales, por ejemplo anhidrita de yeso.

Halita/Yeso/Sedimentos Clásticos [Color]: Este parámetro resultó útil para los casos extremos, es decir, para distinguir yesos blancos de yesos amarillos o diferentes tipos de arcillas. Se realizó un proceso de filtrado para homogenizar la tabla de colores, siendo necesario pero perdiendo algunas observaciones.

Halita/Yeso/Sedimentos Clásticos [mm]: Las medidas realizadas son bastante representativas excluyendo algunos casos, por ejemplo cristales de yeso elongados donde se aplicó el criterio de medir siempre el máximo largo. En algunos casos no se pudo contar con otra vista del testigo aparte de la perpendicular a su largo, por lo que ahí se efectuaron las mediciones. En sedimentos clásticos, generalmente estos presentaban una buena selección, marcando diferencias entre arcillas, limos y distintos tipos de arena. En los pocos casos que existieron arena-limo-arcilla siendo difícil de estimar, se dejó para la observación microscópica.

Halita/Yeso/Sedimentos Clásticos [Textura]: Este parámetro arroja buenos resultados, pero bastante correlacionados con los porcentajes de los componentes, siendo complicado cuando se encuentran varias texturas para un mismo componente en un tramo determinado.

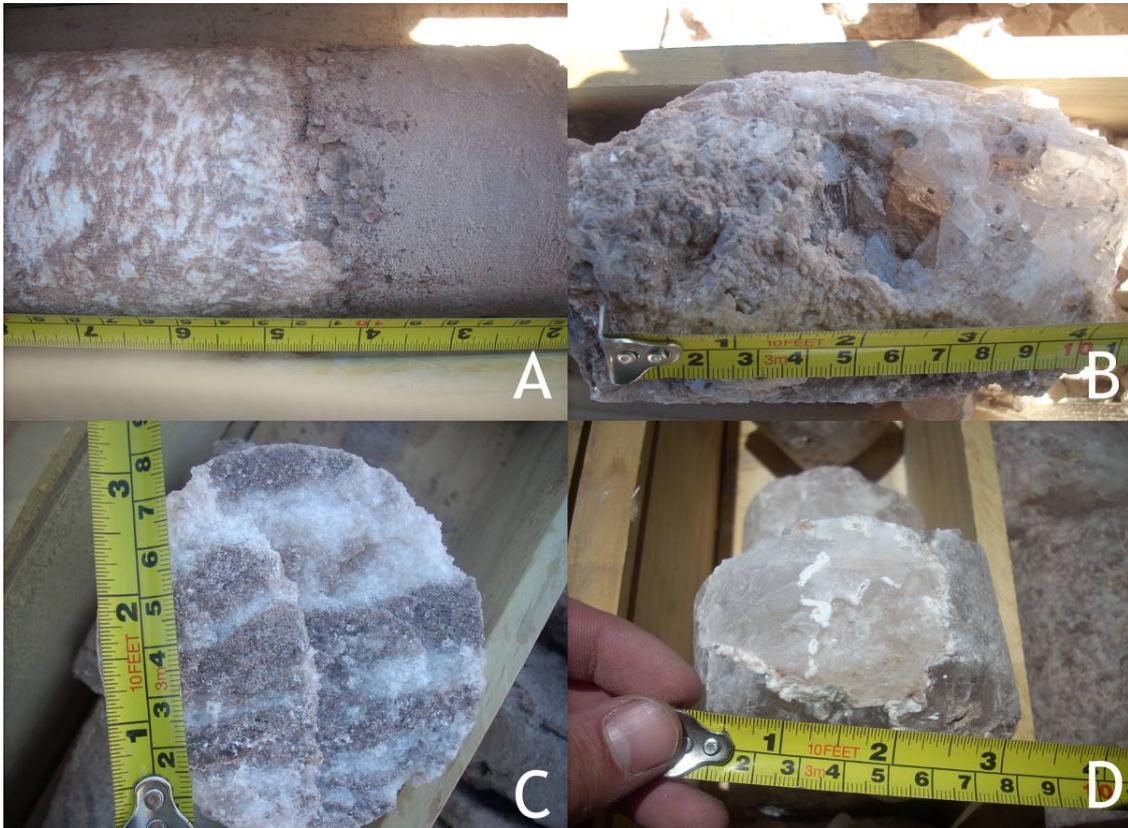


Foto 5: Descripciones de las muestras. A: Se presenta un contacto nítido entre halita y sedimentos con arcillas, además se observa que en el contacto existen cristales de halita bien desarrollados. La textura caótica a la izquierda del sondaje, de halita y arcillas ha sido interpretada como antiguas superficies del salar. B: Se observan grandes cavidades intersticiales y de disolución en cristales de halita centimétricos. C: Podemos observar la foliación vertical de la roca. D: Se observa mineral blanco de mayor dureza entre contactos de los cristales de la halita.

2. Texturas y Minerales al Microscopio.

2.1. Análisis Crítico.

El proceso de elaboración de los CT para la presente memoria fue complicado principalmente por la falta de experiencia para su realización, dando así una serie de CT buenos y malos.

Las muestras de las cuales se extrajo el CT se almacenaron durante meses en el laboratorio y se pudo observar la disolución de minerales por la humedad del ambiente. Además fue difícil llegar a un grosor adecuado para cada corte debido a las altas diferencias de dureza entre los minerales, por consiguiente resultando CT dispares o llegando a la pérdida total de los minerales más blandos como el yeso y la halita. Estos y más problemas ocurridos durante la preparación del CT dificultan la observación e interpretación posterior de los CT.

Con respecto a la identificación de minerales se pudo diferenciar claramente los minerales constituyentes principales como la halita, yeso y anhidrita, observando texturas y formas. La identificación de otros minerales evaporíticos fue prácticamente nula, una de las razones son los problemas en la fabricación de los CT vinculados a la disolución de minerales más solubles como la silvita o la carnalita. Además la poca bibliografía para la identificación de minerales evaporíticos y la falta de apoyo con otros métodos dificultó el trabajo, por lo que no fue posible ligar con exactitud la observación microscópica con los resultados de los análisis de difracción de rayos-x, debido a que los análisis arrojan múltiples minerales sin porcentajes relativos.

2.2. Minerales y Texturas Importantes.

A continuación se presenta algunas fotografías tomadas del microscopio con texturas principales, minerales y rasgos interesantes para el estudio.

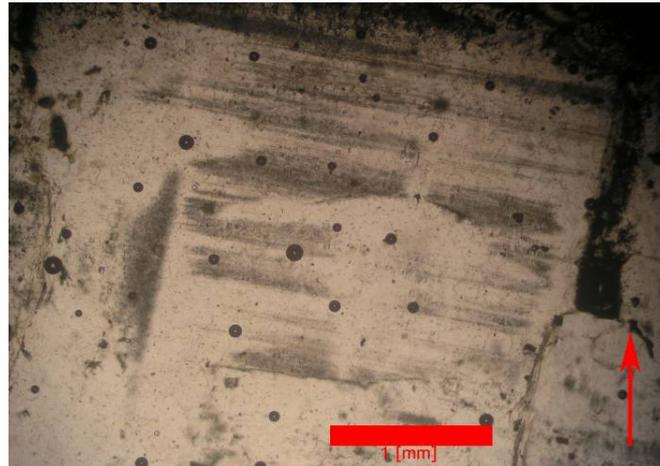


Foto 6: Halita chevron. Muestra DDH-23-3, profundidad 21,9 m

La Foto 6 es de microscopio polarizador a nícoles paralelos. Se observa un típico cristal de halita con bandas oscuras que corresponden a zonas densas de inclusiones fluidas. Se puede notar los bordes rectos del cristal exceptuando donde se encuentra la flecha roja que indica hacia donde está la superficie actual del salar. Al costado izquierdo de la flecha se aprecia un borde del cristal curvo donde existe un cristal libre de inclusiones fluidas. Se deduce por lo tanto que ese cristal es posterior y creció a partir de la disolución y precipitación de halita subaérea. Además, en los bordes del cristal euhedral de halita se observa arcillas y/o materia orgánica de color negro-verde petróleo. Los pequeños círculos corresponden a burbujas en la resina incorporadas en la preparación de la sección transparente. La barra de color rojo representa la escala de 1mm.

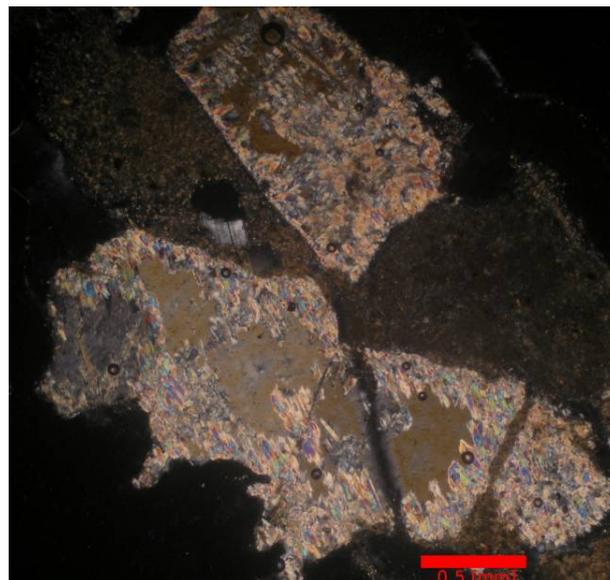


Foto 7: Yeso-anhidrita. Muestra DDH-18-8, profundidad 50,95 m

La Foto 7 es de microscopio polarizador a nícoles cruzados. Se observan varios cristales donde se distinguen bordes rectos y bordes alterados. El cristal primitivo corresponde a yeso, este se puede observar aun en el centro de los cristales de color gris-amarillo de 2º orden, estos colores altos se deben al mayor grosor del corte. En los bordes del cristal se observan colores altos de interferencia, que corresponden a anhidrita. El proceso de deshidratación del yeso a anhidrita fue observado en la mayoría de los CT. La escala de la fotografía esta representada gráficamente por la barra de 0,5 mm.



Foto 8: Yeso–anhidrita 2. Muestra DDH-23-3, profundidad 21,9 m

En la Foto 8, se observa a nícoles paralelos cristales euhedrales de yeso alterados a anhidrita. Este corte transparente corresponde a una zona de contacto entre halita tipo chevron y yeso prismáticos, aludiendo a la depositación de lago salino alternando entre capas de halita y yeso seguidas de un evento de disolución (Figura 15). Los pequeños círculos corresponden a burbujas de resina atrapadas en la realización de CT. La escala de la fotografía está representada gráficamente por la barra de 1 mm.

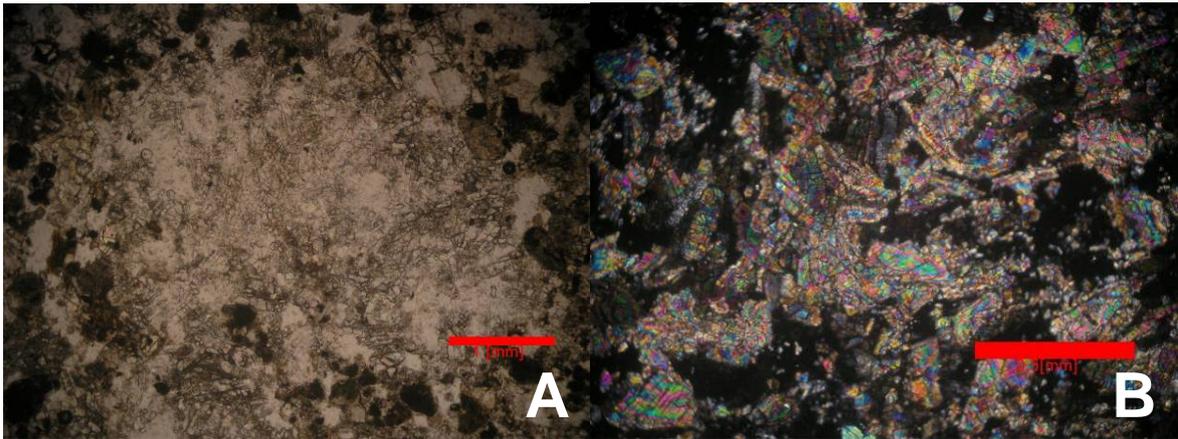


Foto 9: Nódulos de anhidrita. Muestra DDH-01-10, profundidad 143,35 m

La Foto 9 esta tomada con un microscopio polarizador y corresponden al mismo CT, pero difieren en la escala de observación. Se observa a nícoles paralelos en la fotografía A un nódulo de anhidrita incoloro que ocupa la mayoría del área de la foto, de aspecto sucio, alrededor de estos hay arcillas y arenas finas. La barra corresponde a 1 mm. En la fotografía B a nícoles cruzados la barra corresponde 0,5 mm, se observan los altos colores de interferencia característicos de la anhidrita.



Foto 10: Crecimiento intersticial.
Muestra DDH-14-00, profundidad
84,1 m.

La Foto 10 a nícoles cruzados de color negro corresponde a halita (isótropa). Se observan minerales prismáticos-tabulares. Estos podrían corresponder a polihalita muy desarrollada en los bordes de los cristales de halita. El centro anómalo café del mineral podría deberse a la interacción de la resina en la preparación del método que forma una película impidiendo ver los colores con claridad.

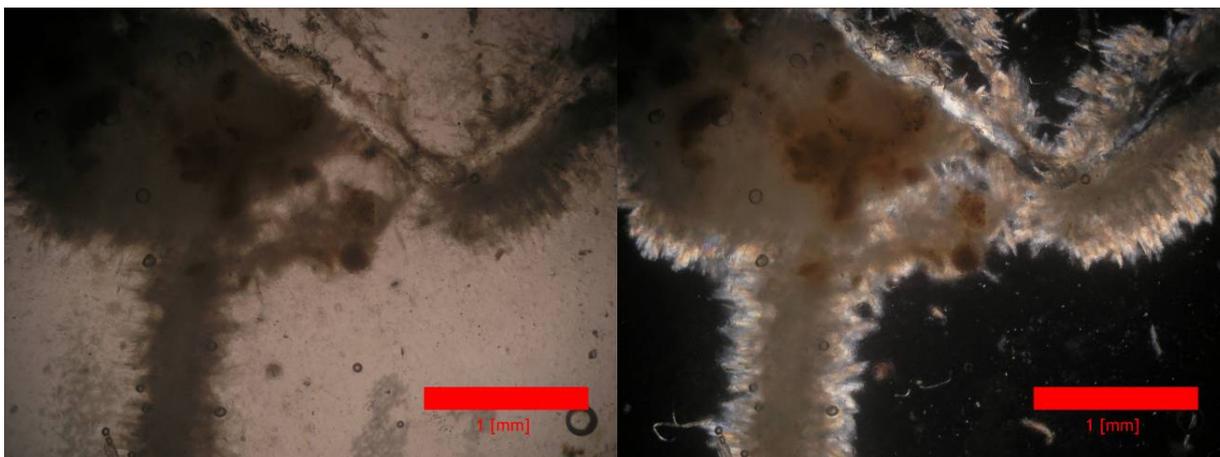


Foto 11: Crecimiento intersticial 2. Muestra DDH-23-9, profundidad 87,75 m.

Tanto en la Foto 10 y 11 tomadas desde un microscópicopio, como en la Foto 12 siguiente, los CT corresponden a zonas de halita donde presentan crecimiento de mineral blanco entre los cristales. Además se detectó la presencia de halita color azul-violeta cercana a la zona donde se realizó el CT. Sonnenfel (1994) atribuye esta coloración a varios factores, uno de estos podría ser el contacto de la halita con silvita. Debido a que la silvita es isótropa al igual que la halita, no fue posible distinguir efectivamente su presencia, pero los análisis de difracción de rayos-x efectuados a mineral de similares características arrojaron contenido de silvita, por lo que no se descarta que este sea el motivo de tal inusual coloración (Ver Foto12).



Foto 12: Halita y crecimiento intersticial.

Se observa que entre en la muestra al centro cristales de halita incolora de bordes rectos con crecimiento de un mineral blanco vitreo-lechoso entre los cristales. Hacia la izquierda y derecha de la muestra se observan cristales de yeso de colores marrón pálido debido a la presencia de arcillas.

3. Litología y Gráficos de Sondajes.

Se muestran los gráficos correspondientes a los sondajes, partiendo de la zona suroeste hasta el centro del salar. La litología se presenta en un gráfico de barras donde aparecen los principales constituyentes (halita, yeso, sedimentos clásticos) y también se muestra según la litología los criterios utilizados en la siguiente tabla:

Tabla 6: Definición litológica y porcentajes asociados

Litología	Arcillas [%]	Halita [%]	Yeso [%]	Criterio Lógico
Arcillas	100-95	<3	<3	Ac>>(Ha y Ye) ~2
Arcillas y Halita	94-70	30-4	<3	Ac>>Ha, Ye~2
Arcillas y Yeso	94-61	<3	>5	Ac>>Ye, ~Ha
Arcillas, Halita-Yeso	90	>5	>5	Ac>>(Ye~Ha)
Halita	<5	100-92	<5	Ha>>(Ac y Ye) ~2
Halita y Arcilla	25-9	91-75	<3	Ha>>Ac, Ye~2
Halita y Yeso	<3	91-76	25-9	Ha>>Ye, Ac~2
Halita, Arcillas y Yeso	45-5	50-75	45-5	Ha>>Ac>Ye
Halita, Yeso y Arcillas	45-5	50-75	45-5	Ha>>Ye>Ac
Yeso	<3	<3	100-95	Ye>>(Ha y Ye) ~2
Yeso y Halita	<3	25-9	91-75	Ye>>Ha, Ac~2
Yeso y Arcillas	25-9	<3	91-75	Ye>>Ac, Ha~2
Yeso, Halita y Arcillas	45-5	50-75	45-5	Ye>>Ha>Ac
Arcilla-Halita	40-60	40-60	>3	Ac~Ha>>Ye~2
Halita-Yeso	>3	40-60	40-60	Ha~Ye>>Ac~2
Arcillas - Yeso	40-60	>3	40-60	Ac~Ye>>Ha~2

A partir de la Tabla 6, se genera la leyenda que será válida para los resultados.

Leyenda Litológica de los Resultados

	Arcillas
	Arcillas - Yeso
	Arcillas Y Halita
	Arcillas y Halita - Yeso
	Arcillas Y Yeso
	Arcillas, Yeso y Halita
	Arenas
	Ceniza
	Halita
	Halita - Arcillas
	Halita - Yeso
	halita mosaico
	Halita Y Arcillas
	Halita Y Yeso
	Halita, Arcillas y Yeso
	Halita, Yeso y Arcillas
	S/R
	Yeso
	Yeso Y Arcillas
	Yeso Y Halita
	Yeso, Arcillas y Halita
	Yeso, Halita y Arcillas

Figura 16: Leyenda litología de los resultados.

	Halita mosaico
	Halita Chevron
	Halita Ch. y text. disolución
	Yeso

Figura 17: Leyenda texturas y/o capas guías.

A continuación se presentan los gráficos y litología de los pozos en estudio:

DDH-16

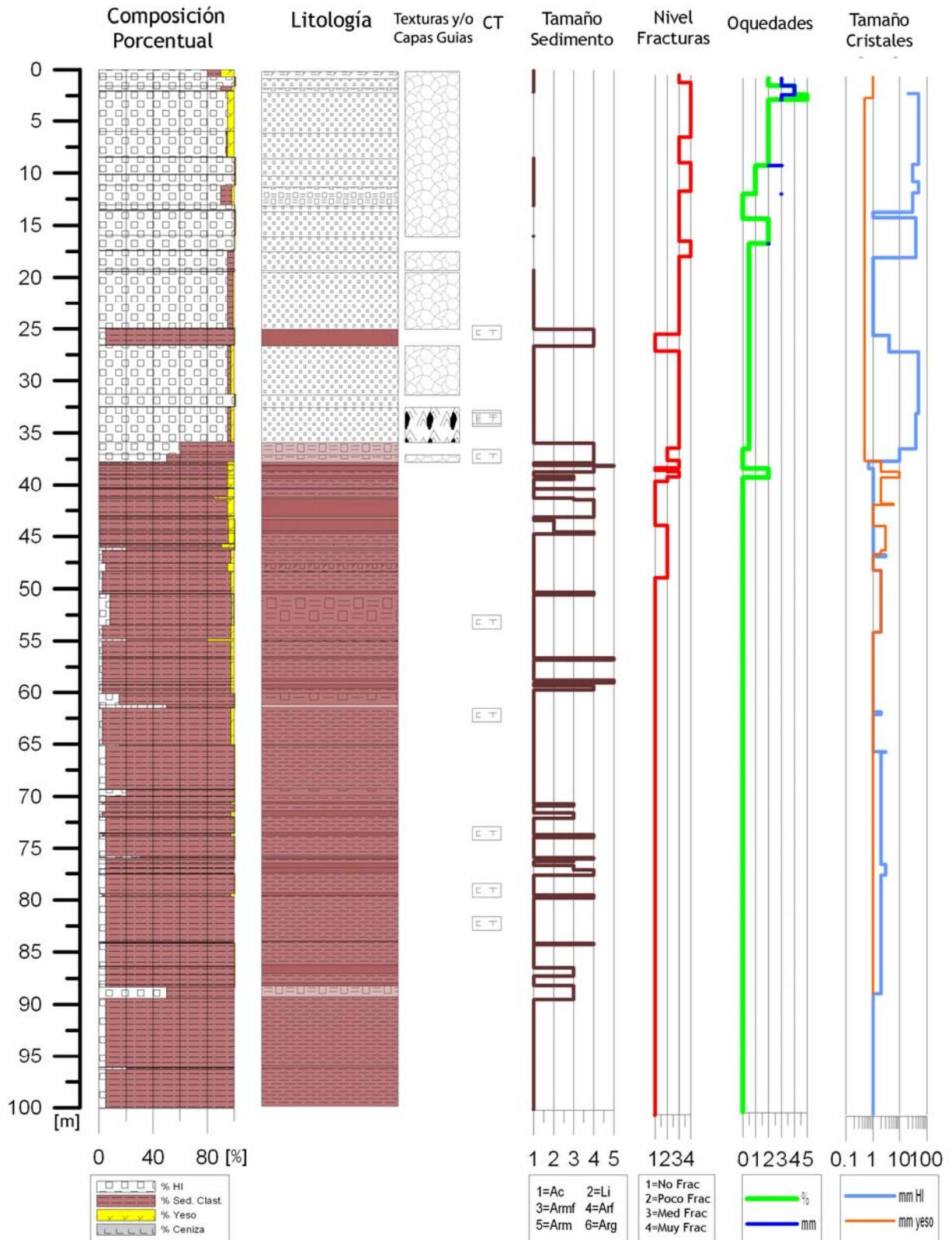


Figura 18 Sondaje DDH-16

DDH-18

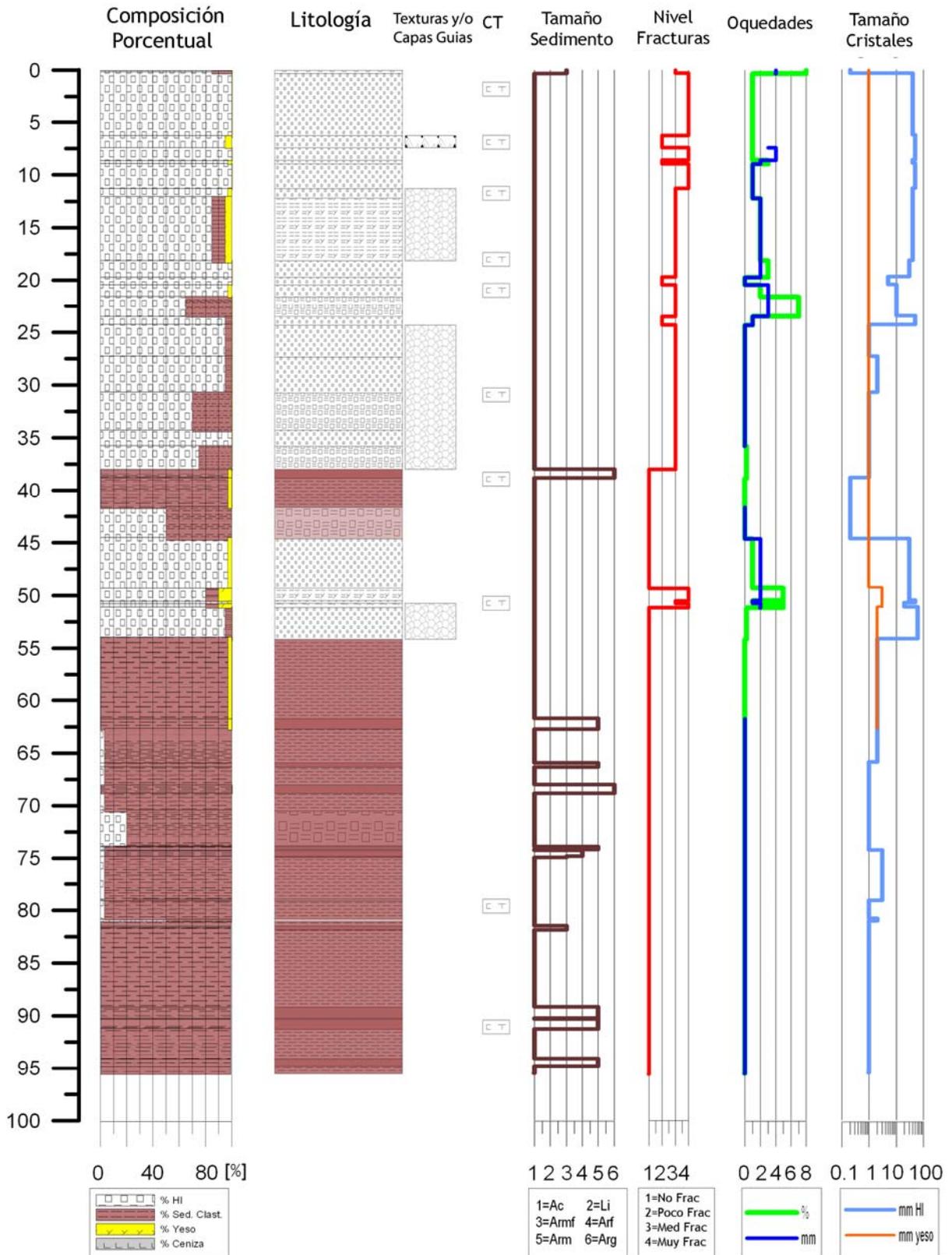


Figura 19: Sondaje DDH-18

DDH-24

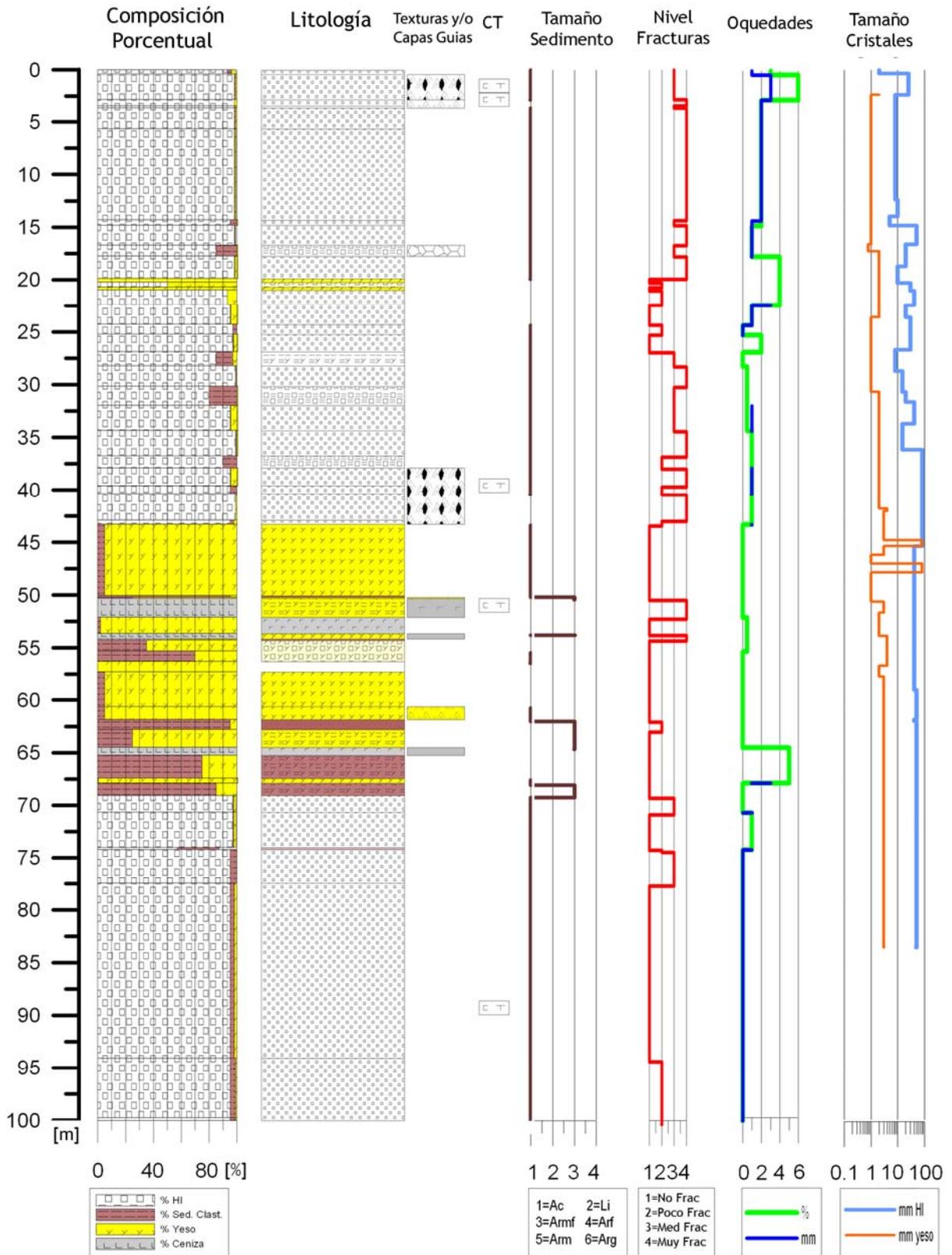


Figura 20: Sondaje DDH-24

DDH-14

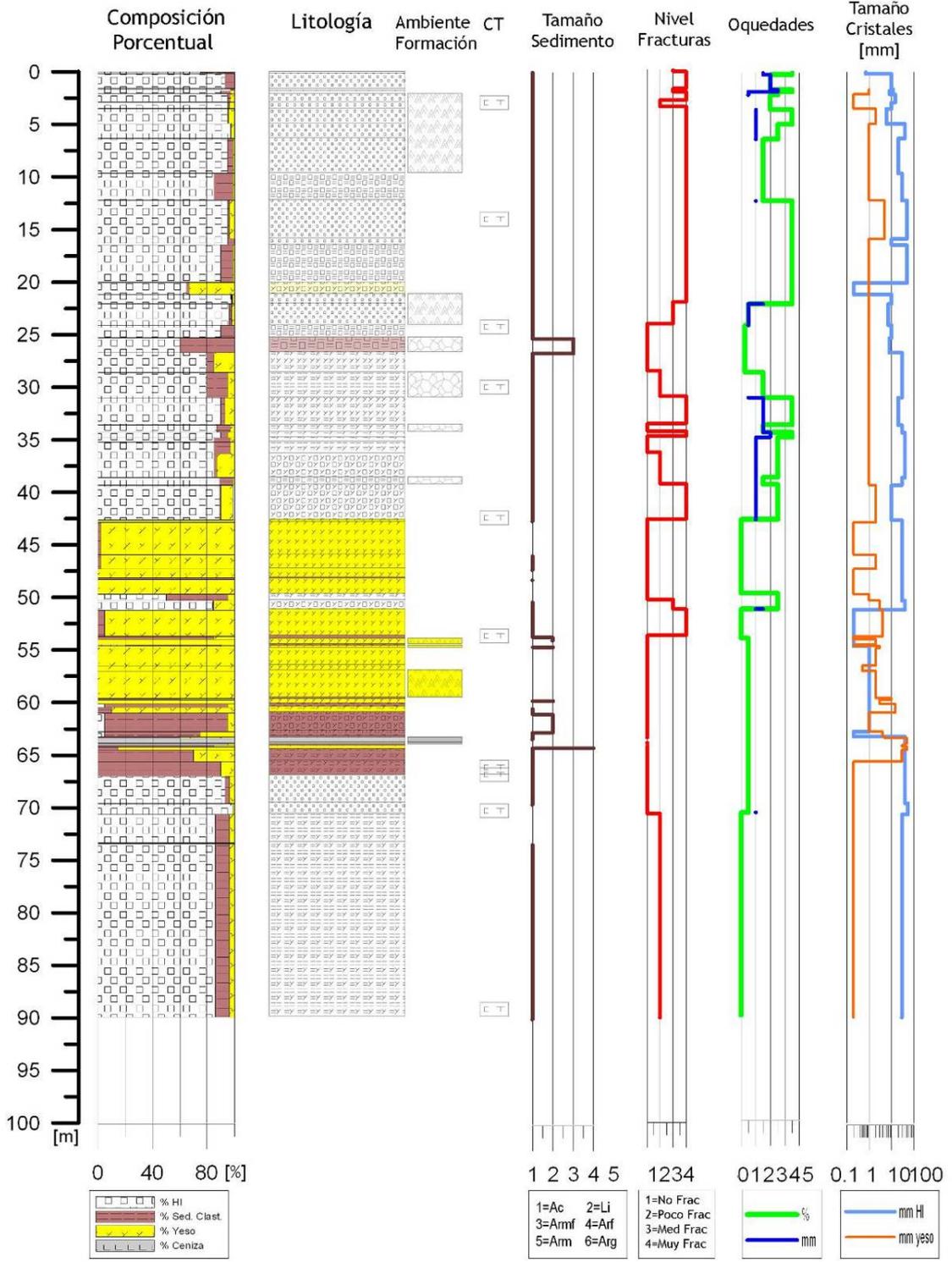


Figura 21: Sondaje DDH-14

DDH-23

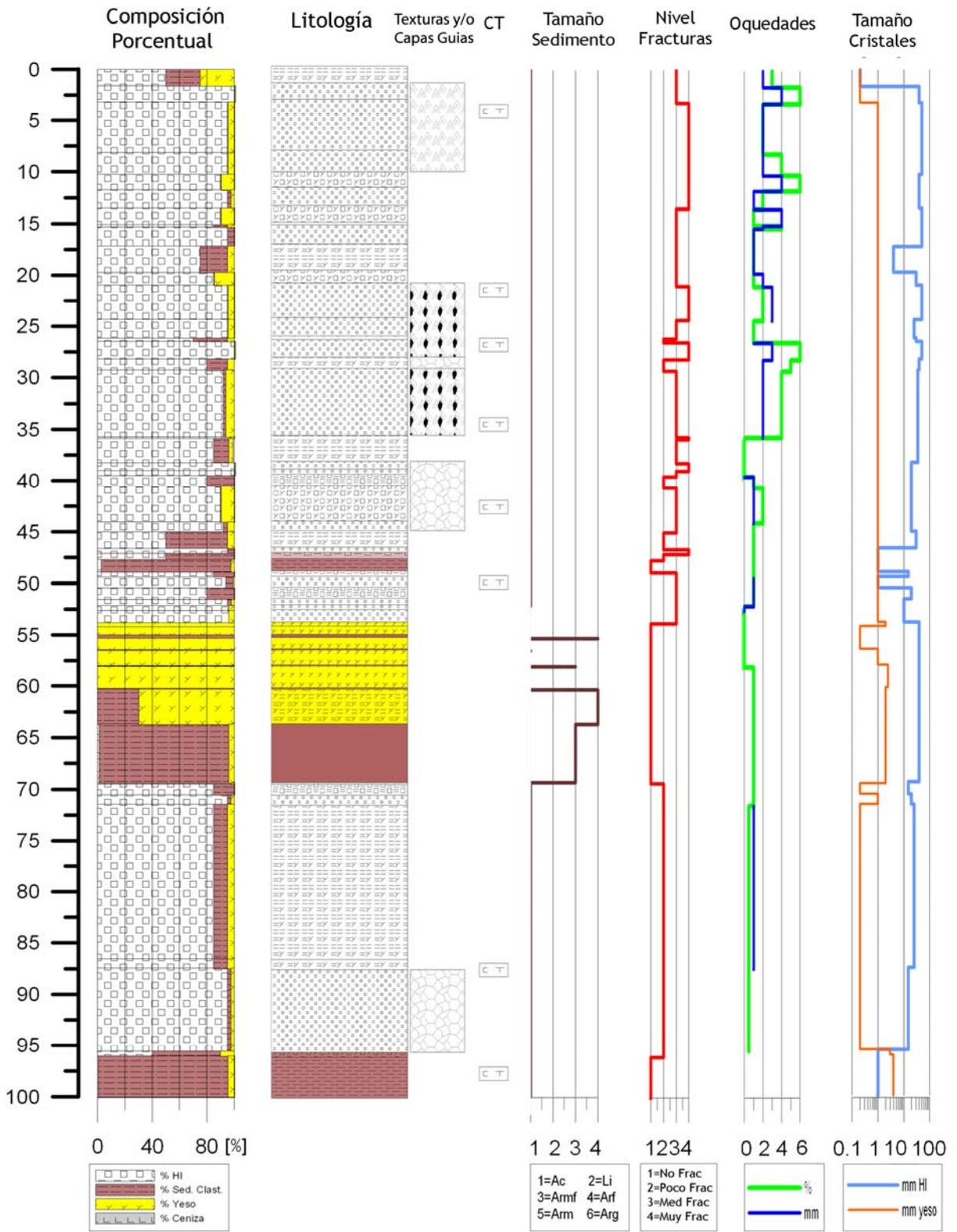


Figura 22: Sondaje DDH-23

DDH-01

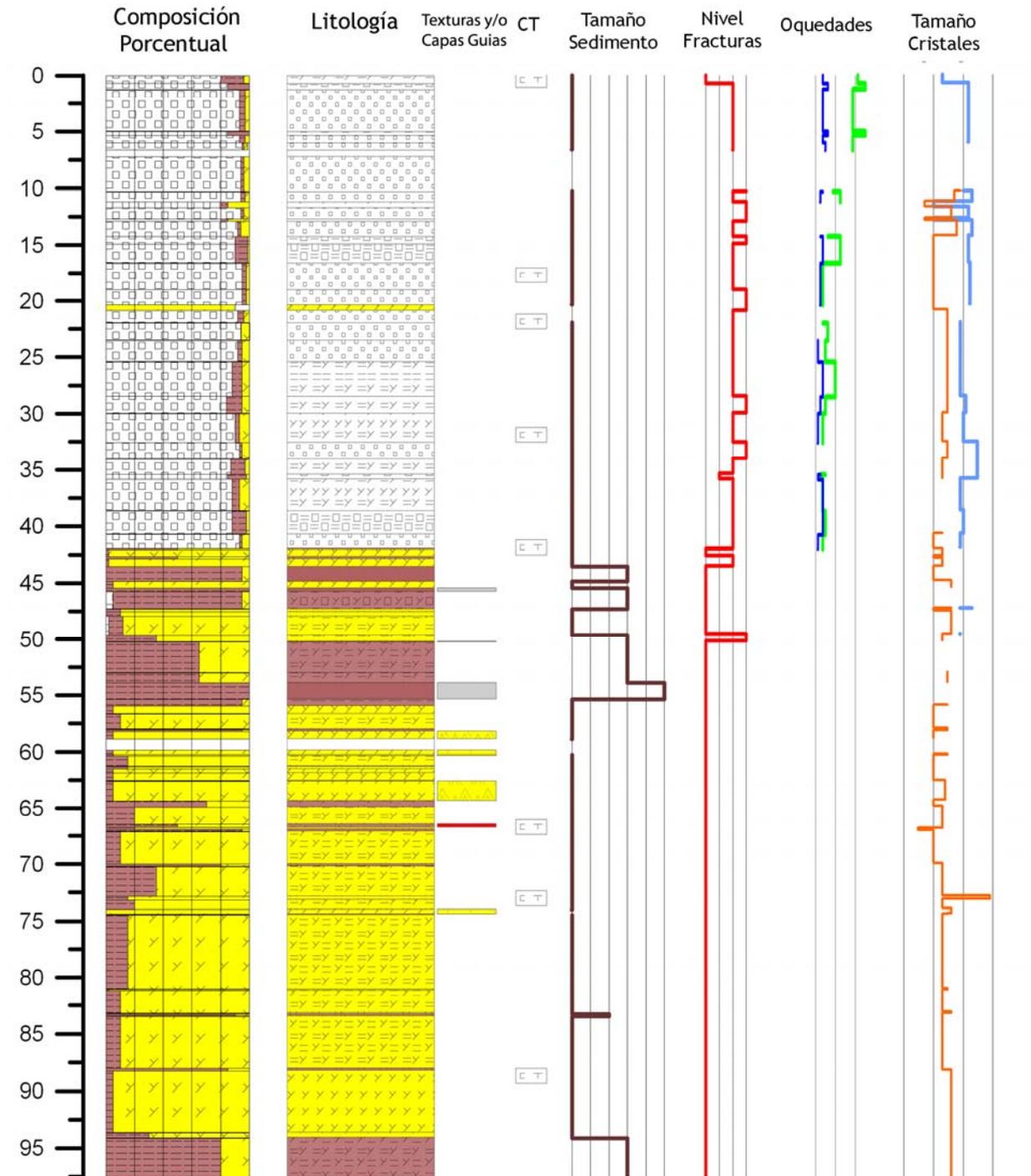


Figura 23: Sondaje DDH-01

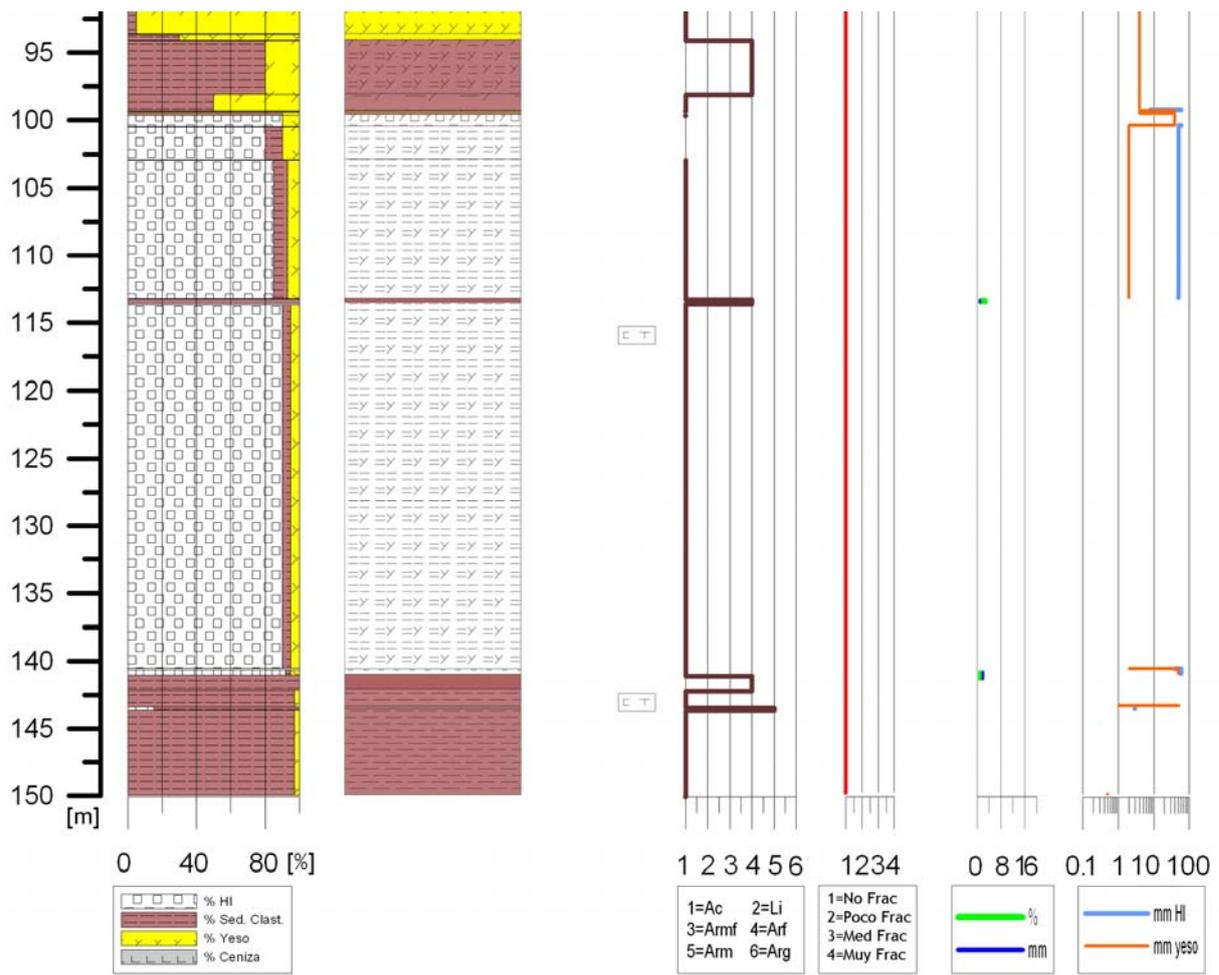


Figura 24: Continuación sondaje DDH-01

DDH-04

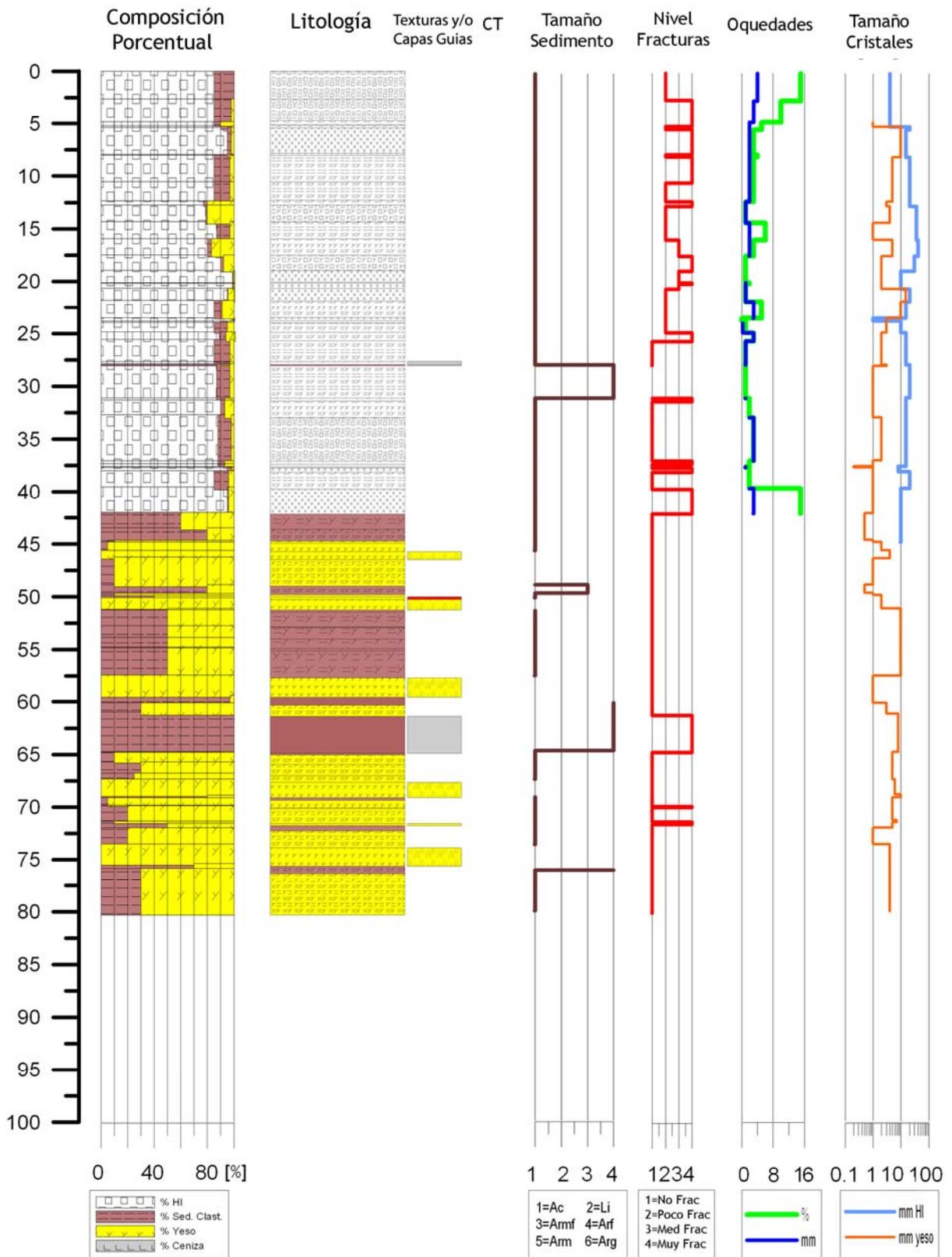


Figura 25: Sondaje DDH-04

DDH-05

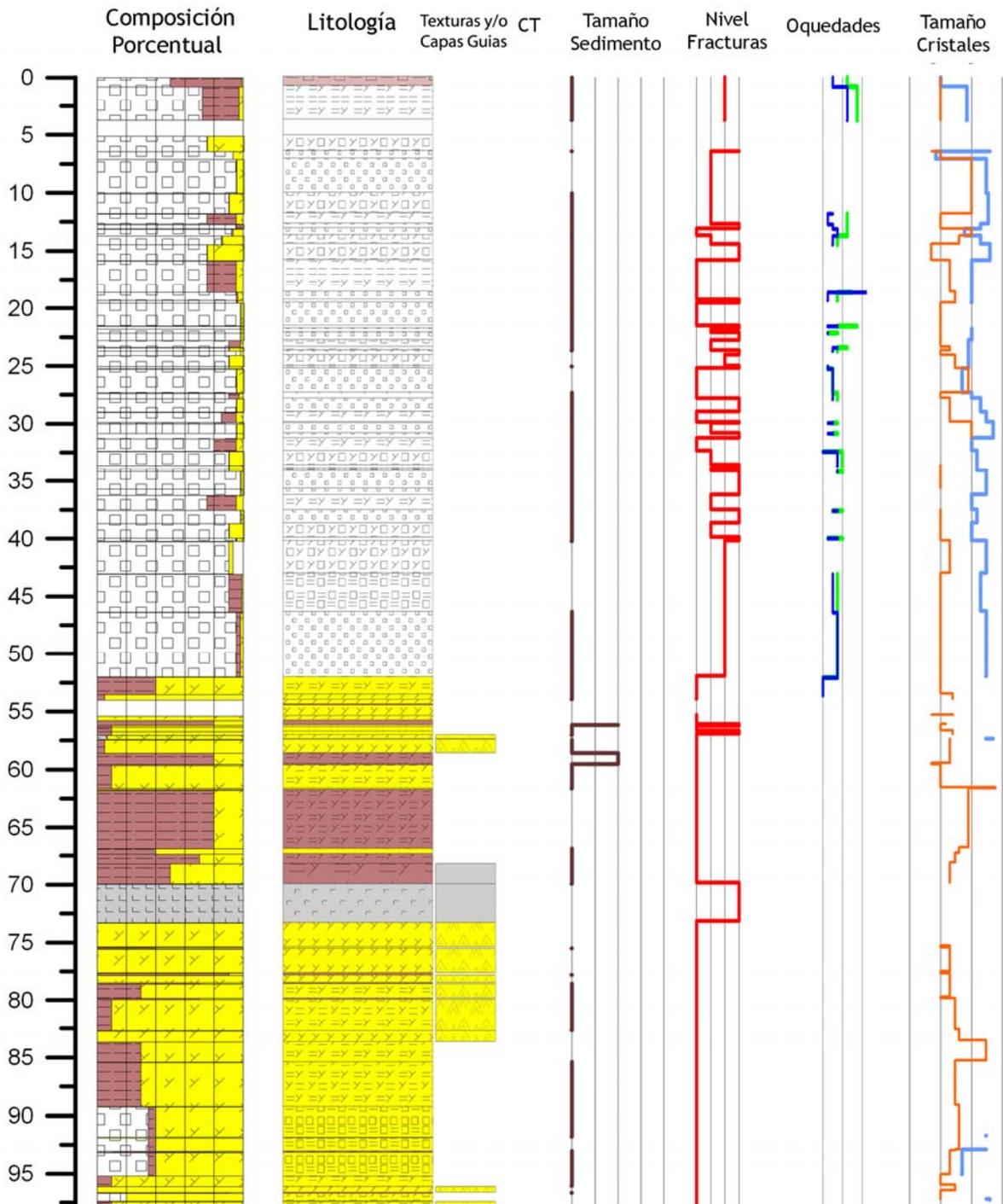


Figura 26: Sondaje DDH-05

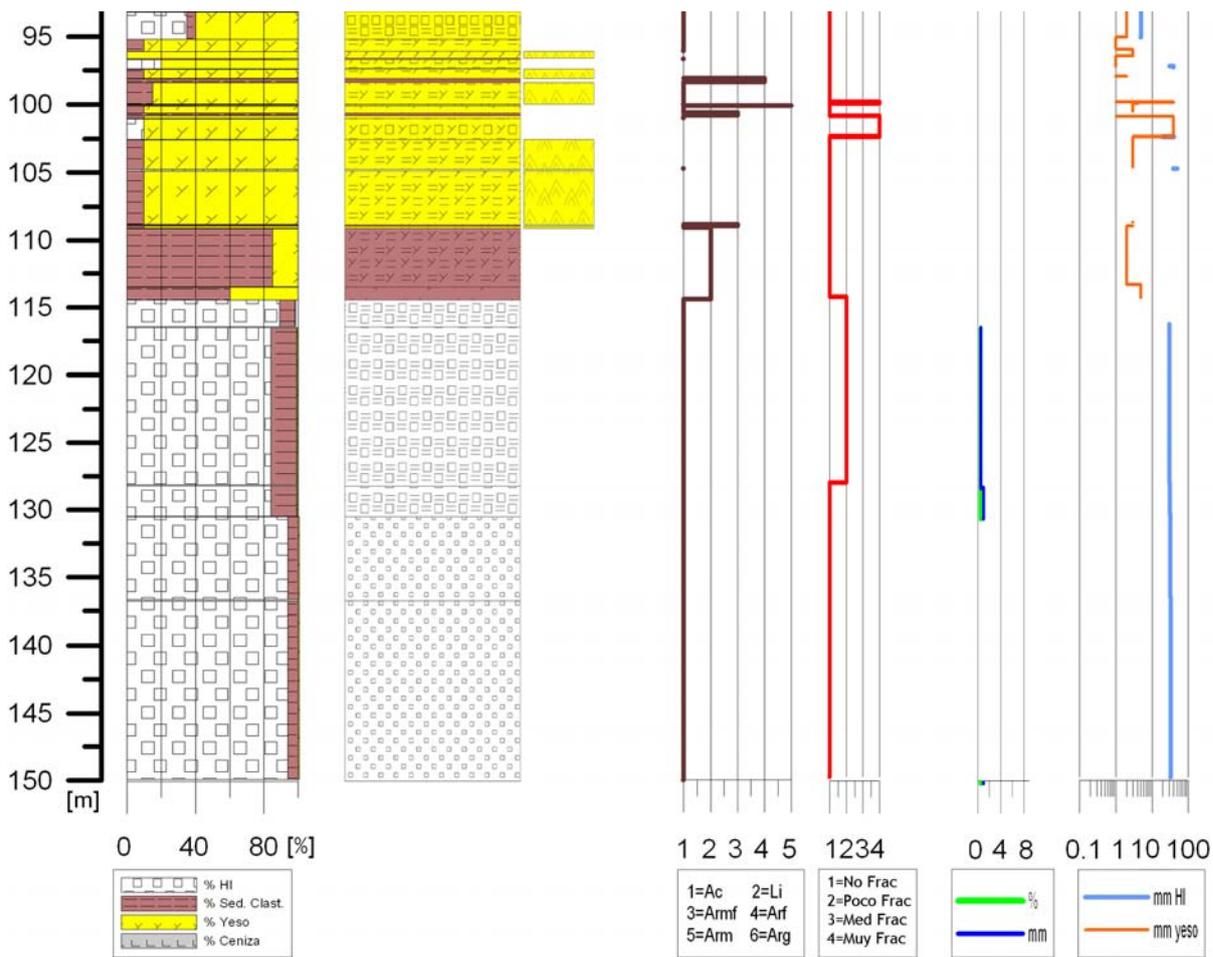


Figura 27: Continuación sondaje DDH-05

DDH-06

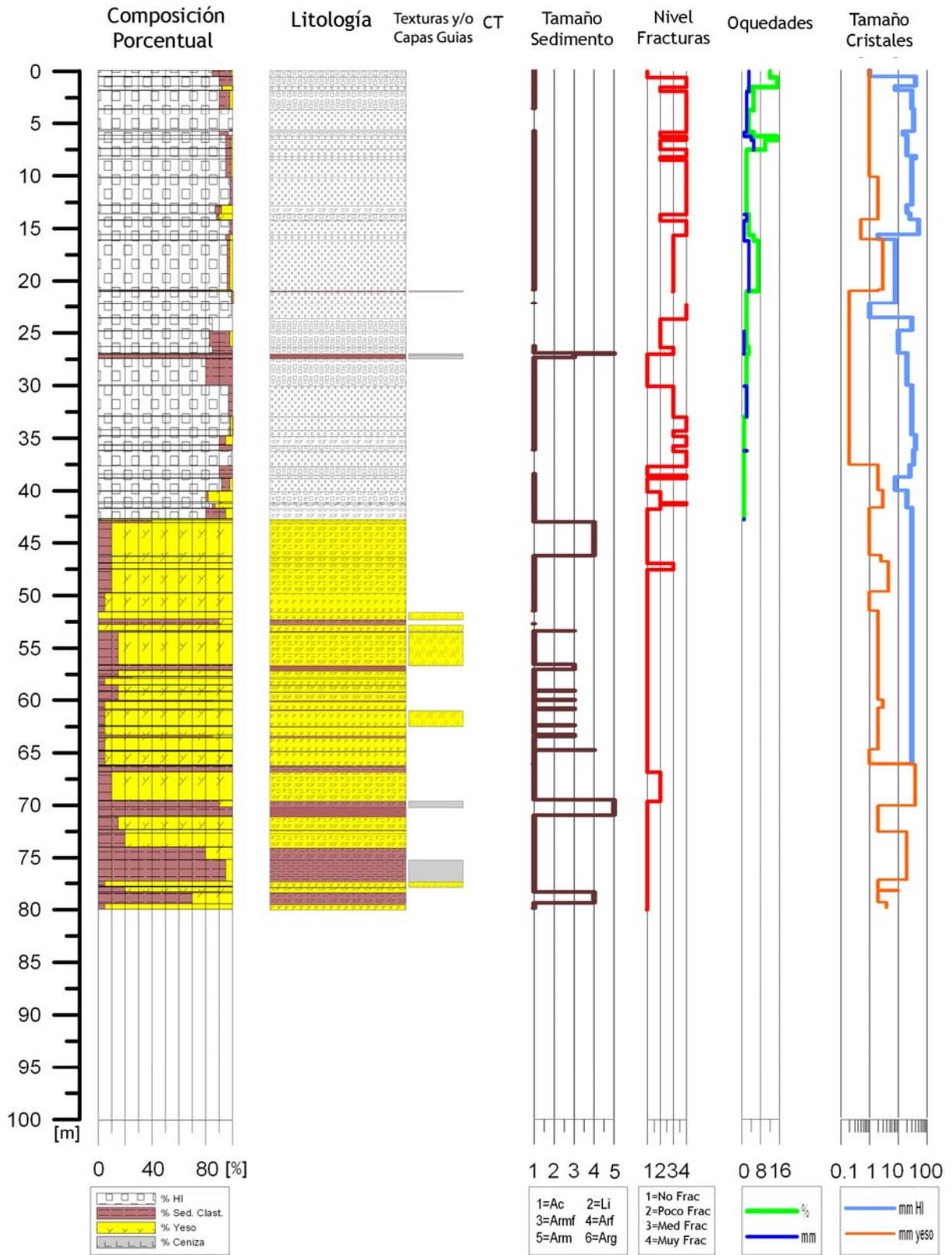


Figura 28: Sondaje DDH-06

DDH-12

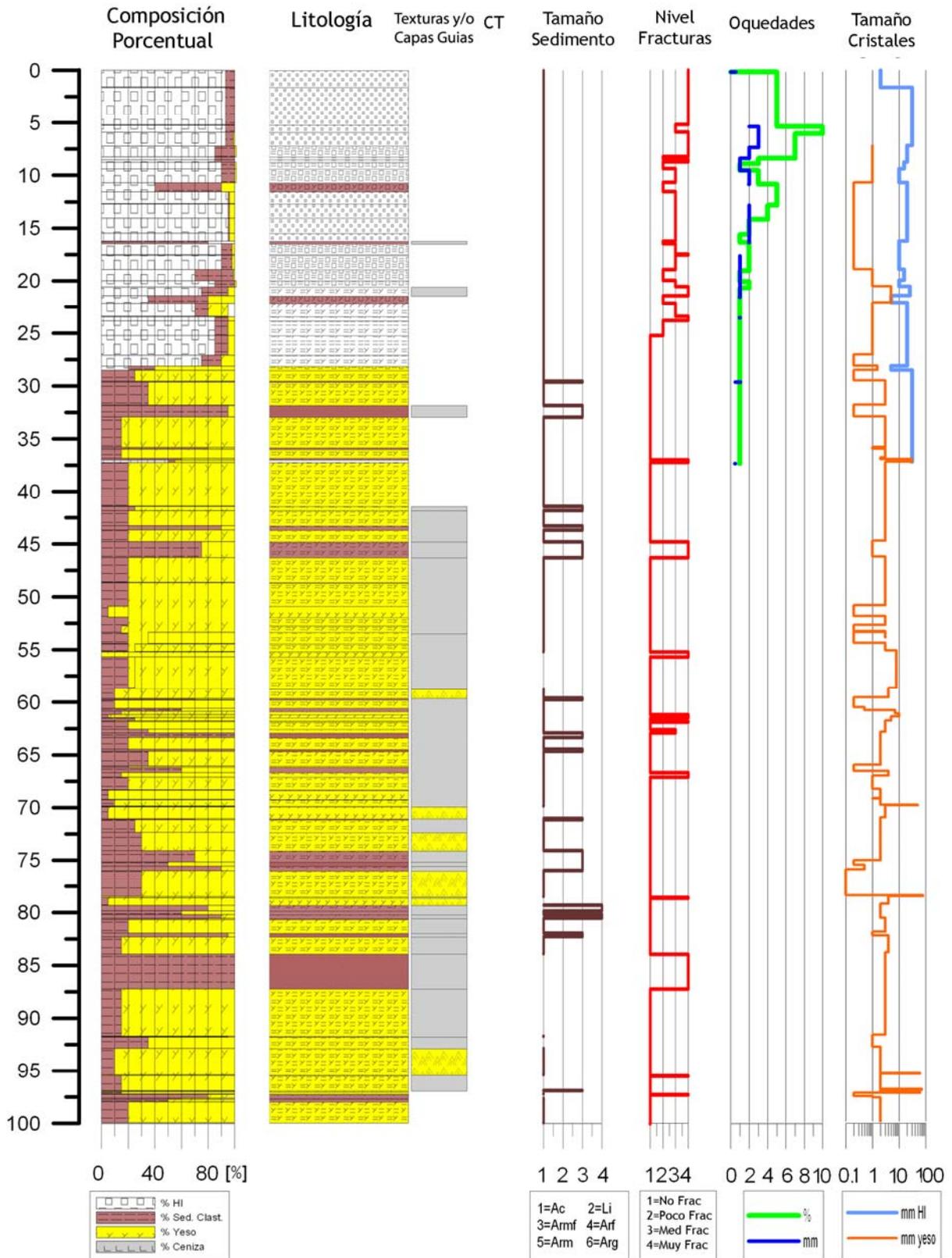


Figura 29: Sondaje DDH-12

V. DISCUSIÓN

1. Perfil zona de estudio

1.1. Facies – Unidades

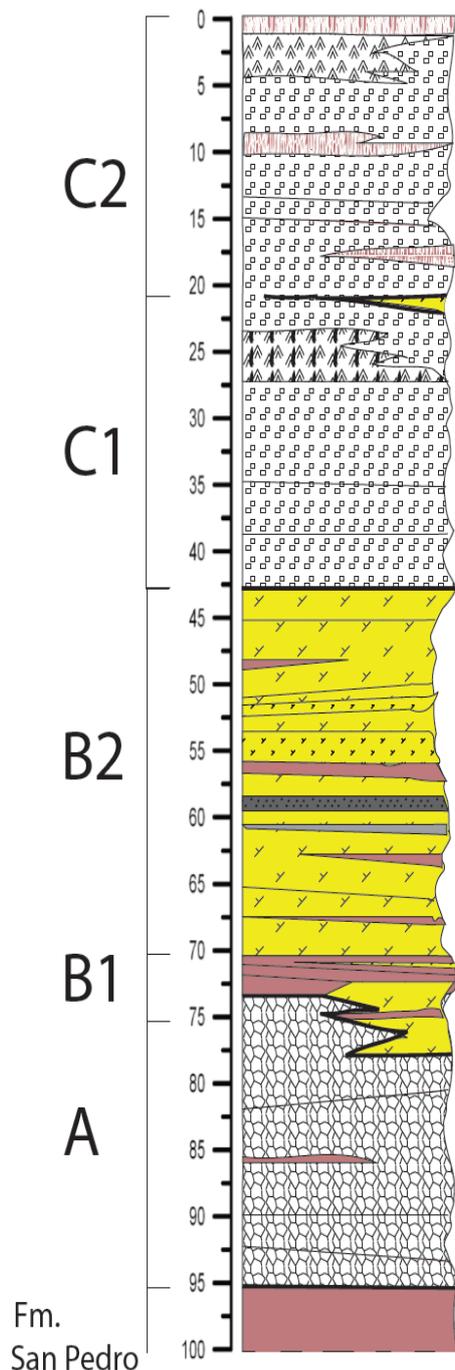
El perfil A-A' (Anexo H) está basado en las diferentes litologías y texturas encontradas a partir de la observación macroscópica y microscópica. Previamente se ha dividido tres unidades principales. El criterio elegido para la separación de las unidades se basa en la metodología aplicada por Bobst et al. (2001) y Lowenstein et al. (2003), donde separan las distintas costras y ambientes del salar.

Unidad A: Se encuentra depositada sobre la Formación San Pedro, su techo es la Unidad B. Hacia el suroeste de la zona de estudio se acuña, hacia el centro del salar, obtiene un espesor máximo estimado de 50 m, se interdigita en ocasiones con la Unidad B, cada vez más hacia el centro del salar. Corresponde principalmente a halita en cristales euhedrales y redondeados de tamaño milimétrico a menor. Se observa bastante homogénea y similar a lo largo del sondaje y de todo el perfil sin estratificación apreciable a simple vista, variando levemente el contenido de arcillas de un 15 a un 5 % y el contenido de yeso generalmente menor a un 5 % incluso siendo estas variaciones correlacionables entre los pozos en estudio. Se observó una textura de mosaicos curvos y mosaicos con bordes rectos. Por último mencionar que se encontró bajo los 100 m de profundidad halita color violeta-azul y minerales blancos vitro-lechosos que podría corresponder a polihalita. El ambiente interpretado para esta unidad está de acuerdo con lo presentado por Lowenstein et al. (2003) y Bobst et al. (2001) y correspondería a costras y cemento de halita depositada en forma subaérea.

Unidad B Tiene un espesor variable acuñándose hacia el suroeste del salar partiendo en el pozo DDH- 23 con 8 m aproximado hasta el pozo DDH-05 con 60 m. Su base es la Unidad A y su techo es la Unidad C, ambos concordantes. Hacia el centro del salar ocurren interdigitaciones menores con la unidad sobreyacente e importantes con la unidad subyacente.

Esta unidad corresponde principalmente a capas de yeso eflorescente, costras de yeso y detritos y sedimentos clásticos intercalados. Destacan en esta unidad la presencia de capas compuestas en su totalidad de sedimentos clásticos que son correlacionables a lo largo del perfil. Algunas de estas son arenas de grano fino a grueso de colores negro a grises, fácilmente confundibles por capas de ceniza.

Figura 30: Columna Tipo



Existen intercalaciones de yesos amarillentos, niveles que en muchos casos son correlacionables. Los fueron que analizados mediante difracción de rayos-x (ANEXO F) algún nivel de yeso amarillo, donde mostraron la presencia de otros sulfatos (polihalita y langbeinita), carbonatos (calcita y dolomita) y otros componentes.

Se separa esta unidad en dos subunidades B2 y B1. La subunidad B2 tiene su techo concordante con C1 y su base concordante con B1. B2 se caracteriza por presentar intercalaciones de arenas negras y mantenerse a lo largo de toda la zona de estudio con espesor variable. Bajo B2, se encuentra concordante B1, esta subunidad hacia el SO del salar se presenta como sedimentos clásticos, arcillas e intercalaciones menores de arenas. Hacia el centro del salar se interdigitan con capas gruesas de yesos con intercalaciones menores de sedimentos. El techo de B1 esta marcado por un estrato de arcillas hacia el SO y una capa guía de cenizas que se interdigita con el estrato de arcillas anterior hacia el centro y norte. Además su potencia aumenta a partir de los pozos DDH-24 y DDH-01 hacia el centro del salar.

Unidad C: Esta unidad sobryace concordantemente a la Unidad B hacia el centro del salar y hacia el suroeste sobryace a la Formación San Pedro. Corresponde a halitas donde se observara cierta estratificación. En algunos estratos fue posible observar halitas tipo chevron que en ocasiones presentan texturas y cavernas de disolución. Además en la zona suroeste se observaron

costras superficiales antiguas correlacionables en esa zona. Todas estas halitas con porcentajes menores de yeso y arcillas que rellenan poros y/o fracturas. También existen pequeñas intercalaciones de lentes y capas de arcillas. Esta unidad está compuesta típicamente por un 95-85% de halita. El techo de esta unidad es la actual superficie del salar y tiene un contacto concordante con la Unidad B que subyace a ésta.

En la zona SO del salar la Unidad C se caracteriza por el gran contenido de capas de antiguas costras que alguna vez estuvieron expuestas a la superficie. Hacia el centro del salar, nos encontramos con un mayor contenido de halitas chevron con cavernas y texturas de disolución.

En la Zona 2 del área de estudio (zona salar centro) es posible dividir la unidad C en dos subunidades por un nivel de 20 cm aproximadamente de yeso y arcillas que se acuña hacia el SO del salar, haciendo difícil la distinción de estas dos subunidades.

La subunidad C1, inferior, corresponde a halitas tipo chevron con texturas de disolución y halitas indiferenciadas. Destaca la menor presencia de minerales como silvita y polihalita.

Separada por un nivel de yeso-arcillas centimétrico concordante a ambos, sobre este nivel se encuentra la subunidad C2 superior, corresponde a halita chevron con y sin cavernas o texturas de disolución y también halita de costras eflorescentes de textura típica con un mosaico de bordes curvos. Destaca en este miembro la mayor presencia de silvita, polihalita y otros minerales, lo que es observado y apoyado por los análisis de difracción de rayos-x (Anexo F).

El nivel de yeso que separa las subunidades C1 y C2, se presenta en tonalidades amarillas. Análisis de difracción de rayos-x mostraron la presencia de otros sulfatos (polihalita y langbeinita), carbonatos (calcita y dolomita) y otros componentes en los yesos de estas características.

1.2. Correlaciones

Uno de los puntos más discutibles del perfil propuesto (Anexo H) es la capacidad de correlacionar unidades entre los distintos pozos que se encuentran separados por distancias que superan el kilómetro. Uno de los factores que benefician esta correlación es que entendemos el salar, en cualquiera de sus etapas, como una superficie horizontal plana con zonaciones concéntricas. Esta característica nos facilita la interpretación. Además, la suposición

de eventos como aluviones e inundaciones, al tratarse de una superficie plana y a partir de lo observado actualmente en el salar, notamos que estos son capaces de avanzar abarcando grandes extensiones como se observan en las Figuras 6 y 7. Bajo lo anterior, el sistema salar estará controlado por el clima, que a mayor aridez o humedad influirá en la recarga del salar produciendo el avance o retroceso de la zonación del salar y por otro lado el sistema estará también controlado por la tectónica. Con respecto a este último debemos recordar que el perfil no cruza las fallas ni pliegues mapeados, pero limita hacia el este con el sistema de Fallas del Salar.

La correlación de diferentes capas de ceniza no es directa ya que se entiende que existe transporte eólico y/o aluvial posterior a la depositación, este transporte depende de la superficie en la cual se haya depositado, si es que es una zona de costra rugosa, costra lisa o laguna somera por ejemplo. Además la recuperación de ceniza en los sondajes fue bastante mala.

La existencia de arenas de grano medio a fino de colores negros grises, sirve para correlacionar los pozos del noreste del perfil.

Los CT entregaron información útil acerca de los ambientes de formación de las evaporitas, pero no se cuenta con la extrapolación de estos ambientes para todos los sondajes. En la zona suroeste del perfil se pudieron establecer correlaciones texturales principalmente por la correlación de niveles de halita con arcillas de una textura caótica (Foto 5 A) interpretada con antiguas superficies del salar.

El pozo DDH-05 presenta la Unidad B, 10 m más abajo que los pozos vecinos en el perfil, la explicación para esto aun no ha sido bien determinada y se necesita tener al menos una mayor profundidad en los pozos cercanos para obtener una mejor visión del problema. No se descarta una componente estructural.

1.3. Discusión e Interpretaciones Ambientales

En la zona SO del perfil (Anexo H), se observa una mayor cantidad de costras antiguas que estuvieron expuestas. Al mismo nivel del salar hacia el centro de éste, se observan depósitos que corresponden a ambientes con mayor incorporación de agua, como lo son yesos y/o halitas formadas en un ambiente de lago salino. Esta diferencia es notoria hasta los 10 m de

profundidad, más hacia la superficie en el sondaje DDH-18 encontramos algunas halitas con chevrones parcialmente disueltos que nos hablan de condiciones más húmedas para el salar. En la zona centro del perfil, podemos apreciar como se van intercalando los niveles de yeso eflorescente con arcillas y arenas provenientes de los márgenes del salar. Por ejemplo podemos observar que en la zona SO existen gruesos paquetes de arcilla que se extienden a lo largo del perfil, estas arcillas son removilizadas de la Formación San Pedro, probablemente por aluviones.

Lo anterior se apoya en que la Unidad C se depositó como lago salino formando halita con chevrones e intercalado con estaciones más secas que dan paso a la formación de costras salinas. La Unidad B que separa los miembros se interpreta como un período húmedo (Bobst et al., 2001; Lowenstein et al., 2003), donde el aumento de la recarga superficial favorece al mayor transporte de sedimentos y la mayor incorporación de aguas al sistema favorece la depositación de capas de yeso y posibles carbonatos. Hacia el SO del salar no encontramos esta capa de yeso-arcillas, esto es probablemente porque la recarga principal del sistema que generó el nivel de yeso proviene desde el norte y/o margen oeste del salar como se puede observar en la Figura 6, en menor proporción el perfil se ve afectado por abanicos provenientes del Cordón de Lila.

Con respecto a la Unidad B, notamos que su espesor es variable a lo largo del perfil, acuñándose en reiteradas ocasiones e interdigitándose con la Unidad C y A. El aumento en los niveles de yeso de esta magnitud, se han interpretado como una expansión de las costras de yeso que provienen de la recarga del río San Pedro o también del flanco oeste del salar. Para determinar con claridad de donde proviene la recarga debemos contar con estudios en detalle de los sedimentos y su composición o por otro lado, tener un perfil perpendicular al presentado en este trabajo con objeto de tener una idea en la otra dimensión. A medida que nos acercamos al sistema de fallas salar, podemos ver que el espesor de la Unidad B aumenta, por lo que también necesitamos mayor información en el otro lado del sistema de fallas salar, para ver la disposición y alcance de esta unidad.

Si bien no se pudo correlacionar directamente este trabajo con el trabajo de Lowenstein et al. (2003) y Bobst et al. (2001), debido a las diferencias en las descripciones macroscópicas, se puede notar que el estilo de depositación observados en los sondajes, el control tectónico y la cercanía al pozo 2005 ocupado por Lowenstein et al. (2003) es similar a los pozos de la zona centro del salar (NE del perfil). Bobst et al. (2003) identifica costras detrítico-evaporíticas a una profundidad de 47 m hasta los 63 m de profundidad aproximadamente, que es correlacionable

con la unidad B de este trabajo. Además, Bobst et al. (2001) realizó dataciones a los 47 m mediante series de uranio en arcillas arrojando una edad de $60,6 \pm 6,1$ ma y a los 100 m de profundidad mediante el mismo método arrojando edad de $106,1 \pm 6,4$ ma. Por otro Bobst et al. (2001) identifica dos variaciones mayores con respecto a la humedad y aridez de la cuenca. Entre los 0 y 14 m identifica una zona de costras subaéreas con intercalaciones menores de halita chevron formada en lago salino. Entre los 14 y 33 m identifica un ambiente de lago salino y lago salino con cavernas de disolución que corresponde a un período más húmedo, además la ya citada costra detrítico-evaporítica entre los 47 y 63 m corresponderían a otro período más húmedo. El resto del sondaje hasta los 100 m de profundidad corresponde a ambientes de depositación subaérea donde la cuenca se presenta en sus periodos de mayor aridez relativa.

2. Porosidad.

Uno de los objetivos de la descripción macroscópica fue el estimar porcentualmente la cantidad de oquedades y/o texturas de disolución, lo que fue particularmente complicado. Las complicaciones se deben principalmente a que durante el proceso de extracción del testigo el constante roce con el tubo del sondaje altera el aspecto exterior opacando las texturas originales. Aun así, se pudo realizar una estimación, que si bien las cifras porcentuales son cuestionables, tendremos un parámetro útil si comparamos relativamente estos porcentajes.

A pesar de ese difícil comienzo, los gráficos de tamaño de las oquedades y porcentaje presentados en el capítulo anterior muestran la existencia de oquedades de tamaño macroscópico hasta aproximadamente los primeros 40 m de profundidad. Esta observación es acorde con lo planteado por Casas y Lowenstein (1989) (Figura 30).

En la Figura 31 se presentan todos los datos de porcentaje correspondiente a oquedades y/o cavidades de todos los sondajes de este estudio. Tenemos que recordar que estos pozos fueron realizados en los años 2003 y 2004, después de años de explotación de las salmueras por parte de SQM. Las bombas de extracción se encuentran aproximadamente a una profundidad de 15 m.

Se ha resaltado con flechas negras al costado derecho del gráfico los puntos de interés debido a su aumento en el porcentaje relativo.

En la flecha superior, que abarca los primeros metros, se observa que todos los sondajes presentan el mayor contenido de oquedades, esto es acorde a una menor compresión por carga y la posibilidad de infiltración de aguas superficiales en desequilibrio con el sistema puede ser causante de cavernas y texturas de disolución.

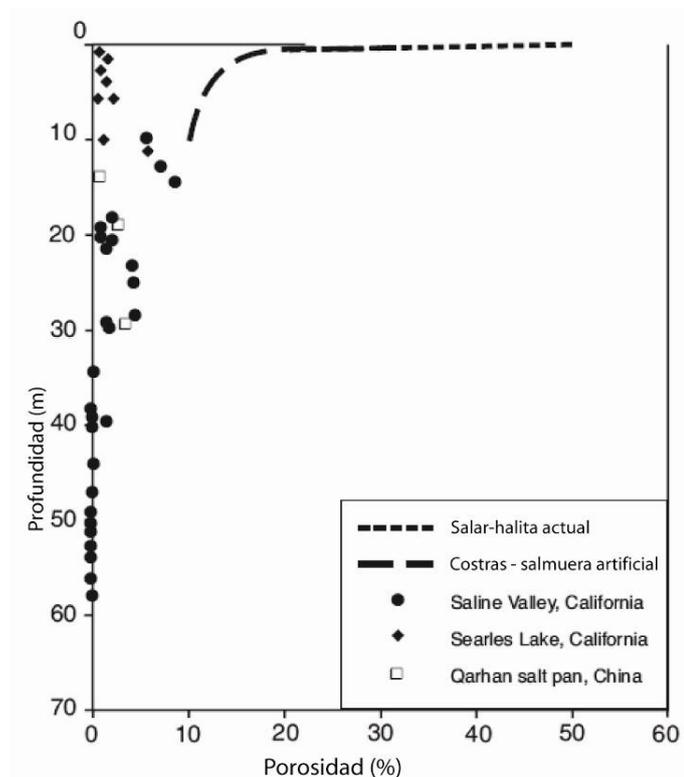
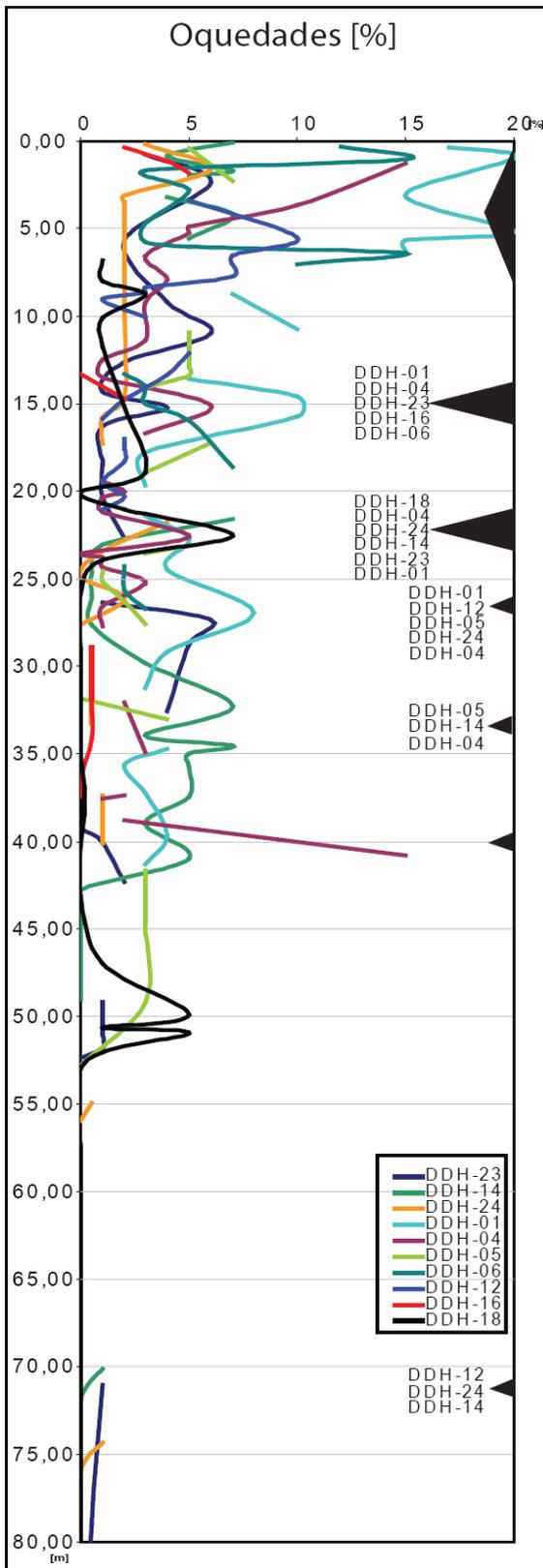


Figura 31: Porosidad en halitas cuaternarias versus profundidad. Modificado de Casas y Lowenstein (1989). La porosidad efectiva es perdida a los 70 m de profundidad.

A los 15 m de profundidad volvemos a observar un aumento para los pozos que se muestran en el gráfico. La interacción de la salmuera con la roca debiese estar en equilibrio. Si efectivamente se esta produciendo disolución de la roca debido al proceso de extracción es un problema económicamente interesante, ya que las salmueras se estaría enriqueciendo por medio de la disolución de la roca. Este problema requiere mayor atención y no se abarcará en esta memoria.

En los 22 y 26 m, no se encontró una razón directa para el aumento de las oquedades. Pero, a esta profundidad se ha detectado la presencia de minerales como silvita y polihalita, por lo que las texturas de disolución y formación de oquedades estaría controlada por la química del sistema que reacciona más rápidamente frente a la incorporación de aguas menos salobres.

Figura 32: Oquedades v/s Profundidad



Para los pozos señalados en los 40 m de profundidad, se observa que esa profundidad va ligada a la zona de contacto de las halitas pertenecientes a la Unidad C con la Unidad B. El agua interactúa con las distintas rocas donde niveles impermeables de yeso podrían impedir la circulación de aguas en forma vertical.

En este último y pequeño aumento detectado de los 70 m a los 73 m, se interpreta como una respuesta de las salmueras en el contacto de la Unidad A con la unidad B. Similar a lo anterior, la capa de yeso y arcillas actúa como barrera impermeable, dado una circulación hacia arriba de las aguas la concentración de minerales más solubles en esa zona se mantienen rellenando los poros y cavidades.

Se detectó que existen en los primeros 15 a 20 m aproximadamente, capas de prácticamente pura halita cúbica que se presenta completamente disgregada. En estas zonas fue muy difícil estimar el porcentaje de oquedades, pero debido a la disgregación de la roca y el hábito cúbico de los cristales existe una porosidad alta relativo a la roca. La presencia de estas halitas disgregadas no siempre estuvo ligada a la existencia de texturas de disolución de los cristales encontrados.

A los 20 m se observa un decaimiento general en las oquedades, esto puede deberse a la existencia de una capa de yeso y arcillas a esa profundidad. Este cambio se observado es brusco y es interesante estudiar con más detalle ya que

si esa zona efectivamente es muy poco porosa, podría asociarse que también es poco permeable por lo tanto será conveniente separar en dos acuíferos.

Mediciones de tamaño de cristales arrojan resultados vinculables con las oquedades, pero nuevamente no es directa la estimación. Se observó que en muchos casos y como es de esperar, grandes cristales de halita permiten oquedades de mayor tamaño (Foto 5 B). Esta observación hace relación con los tamaños de los cristales y el tamaño de las cavernas, no con la porosidad total de la roca.

Las observaciones microscópicas enriquecen estos resultados haciendo notar que la presencia de texturas de mosaico con bordes curvos, deja escasos poros, no así con las texturas donde los cristales de halita se presentaban cúbicos. La presencia de cristales bien desarrollados de yeso y arcillas en poros habla también del constante cambio del sistema, formando la textura de mosaico curvo por medio de la disolución y precipitación de halita, dejando los sedimentos en la zona de contacto. No es de extrañarse que por la constante circulación de las aguas bajo el nivel freático exista un transporte localizado, pero no despreciable de arcillas. Este se podría dar en zonas de alto contenido de halitas, arcillas menores y cavernas y/u oquedades. Las arcillas podrían tener movimiento hacia las cavernas y poros depositándose dentro de ellas. Visto de otro lado, las capas de halitas formadas en ambientes de lagunas dejan evidencia de una cierta estratificación que puede estar intercalada por finas capas de arcilla, a diferencia de las halitas depositadas en un ambiente subaéreo que por lo general presenta arcillas entre los espacios intercristalinos. El comportamiento permeable de ambas rocas puede ser consideradamente distinto, si suponemos que capas de arcilla continuas puede actuar como membranas impermeables.

Para una estimación de porosidad, la observación microscópica de CT no es directamente utilizable, esta observación puede dar luces de texturas de disolución y contenido en los poros. La pequeña escala de observación y la gran variabilidad de la roca en su profundidad hacen muy compleja la extrapolación de las observaciones, sobre todo en términos de porcentaje de oquedades que hace difícil la aplicación de este método.

VI. CONCLUSIONES

La unidad A se deposita sobre la Fm. San Pedro en un ambiente subaéreo. La unidad B se deposita en un ambiente más húmedo relativamente al anterior formando costras de sulfatos y costras detrítico-evaporíticas, siendo mayor su potencia hacia el centro del salar. Esto se debe a que el centro del salar recibe más recarga proveniente de la Cordillera de Domeyco y menormente por el Cordón de Lila, tampoco se descarta una influencia tectónica local que genere mayor espacio a partir del sondaje DDH-05 hacia el este del salar. El techo de la unidad B se correlaciona con el trabajo de Bobst et al., 2001 dando una edad de 60,7 m.a. a una profundidad de 44 m. Para la unidad C, se distingue una zona en el extremo SO del salar donde nos encontramos con un ambiente de costras de halita subaérea con intercalaciones de halita subacuosa y depósitos aluviales menores provenientes del Cordón de Lila y de la Cordillera de Domeyco. En cambio, para la unidad C en el centro del salar destacan episodios cortos de depositación de costras de sulfatos a los 20 m, donde la recarga proviene de la Cordillera de Domeyco y el Cordón de Lila. Se acepta la tasa de crecimiento postulada por Bobst et al. (2001) de promedio 1m/ma para los primeros 100 m de las evaporitas de la zona de estudio.

Por otro lado, la porosidad muestra una disminución con respecto al aumento de la profundidad, aumentos locales de la porosidad observados están controlados por contactos litológicos entre las unidades definidas. Además, el vínculo de parámetros hidrogeológicos como permeabilidad y porosidad con los CT son escasos y poco aplicables. Esto es debido a que los estudios de porosidad a través de cortes transparentes son poco eficientes. Si bien arrojan resultados de texturas y mediciones de espacios intercrystalinos las constantes variaciones estratigráficas hacen difícil la extrapolación de estos.

Con respecto a la observación de CT, se concluye que suministra buenos resultados para la observación de texturas e identificación de ambientes, como lo son los chevronees en halita, textura de mosaicos de bordes curvos o rectos, y es posible vincular estos rasgos generales a la observación macroscópica si esta es correctamente apoyada por la descripción microscópica. Pero la identificación a través de CT de minerales evaporíticos no principales constituyentes del salar específicamente como polihalita, silvita, carnalita, langbeinita, ulexita y otros no es la adecuada por sí sola. Esto se debe principalmente a las complejidades del método de preparación del CT que llevan a la pérdida de minerales y dificultad de distinción debido a la similitud de las características observables al microscopio entre otros, dejando claro la necesidad de otros análisis.

Si bien se establecieron correlaciones de ambiente de formación con estudios anteriores, la metodología empleada por esta memoria no es pertinente para estudios petrográficos y sedimentológicos que lleven a interpretaciones paleoclimáticas. Esto se debe principalmente a que las texturas primarias pueden estar alteradas debido a sucesivos procesos de disolución y precipitación y a la falta de una mejor descripción macroscópica enfocada a estos temas.

RECOMENDACIONES

Para aumentar la información obtenible a partir de los sondajes de diamantina es altamente recomendable describir este macrocópicamente, efectuando un corte paralelo al eje de perforación. Para efectuar este corte se recomienda el uso de un “hilo de diamantes” (Anexo G). Las observaciones a realizar a partir de este método permiten realizar estudios con mejor precisión en cambios texturales, interpretación de ambientes y mejorar la estimación de los minerales constituyentes de la roca y las características litológicas en general.

Para futuros estudios con “cortes transparentes” se recomienda que la sección observable al microscopio tenga al menos 5 cm x 5 cm. También se recomienda la impregnación al vacío con resina teñida para efectuar una mejor estimación de la porosidad. Por otro lado, se menciona la dificultad de identificar ciertos minerales microscópicamente, tal como se mencionó anteriormente, se sugiere analizar minerales con SEM o difracción de rayos-x.

Es necesaria la identificación y distinción de los minerales color blanco lechosos a vítreos, se recomienda realizar análisis de difracción de rayos-x o SEM donde se indique los porcentajes de los minerales constituyentes.

Para mejorar las correlaciones entre los pozos, se recomienda comparar en terreno los niveles y capas de arcillas, preferentemente las de contactos nítidos, de la Unidad B de los distintos sondajes, ya que estos tendrían una buena continuidad lateral. Además, es de vital importancia entender las texturas observadas en las halitas y definir unidades según características texturales. Específicamente, nos podemos encontrar con rocas con un mismo porcentaje de sus constituyentes principales (halita, yeso, arcillas), pero debido a sus diferencias texturales responden a otro ambiente de formación y posiblemente tengan otros parámetros hidrogeológicos.

La textura tipo chevron en halitas fue posible observarla sin microscopio, para identificar estos niveles en sondajes tipo *cuttings* comparar con la muestra DDH-23-3.

Es relevante por el lado económico determinar si la causa del aumento de la porosidad debido a texturas de disolución se produce por la disolución e incorporación a la salmuera de minerales solubles de importancia económica.

Para la estimación de porosidad, tal como se ha mencionado, se recomienda trabajar a escala macroscópica realizando ensayos de cálculos de diferencias de volumen en el sondaje sumergido impermeabilizado y sumergido no impermeabilizado en salmuera.

REFERENCIAS

- Arriagada, C., 1999. Geología y Paleomagnetismo del Borde Occidental del Salar de Atacama. Tesis de Magíster en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22°45p–23°30pS). *Tectonophysics*, 326, 153–171.
- Arriagada, C., Cobbolds, P., Roperch, P., 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, Vol. 25, doi:10.1029/2004TC001770.
- Arriagada, C., 2009. Informe interno para SQM. Santiago, Chile.
- Benison, K., Goldstein, R., 1999. Permian paleoclimate data from fluid inclusions in halite. *Chemical Geology*, 154, 113-132.
- Bevacqua, P., 1991. Geomorfología del Salar de Atacama y Estratigrafía de su Núcleo y Delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Tesis Doctoral Universidad Católica del Norte, Chile.
- Bevacqua, P., 1992. Geomorfología del Salar y Estratigrafía de su Núcleo y Delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título. Universidad Católica del Norte, Antofagasta.
- Bevacqua, P., 1995. Lacustrine deposits in the Preandean Atacama basin: The Salar de Atacama: GLOPALS-IAS Encuentro, Libro guía, Antofagasta Chile: Antofagasta, Chile, Universidad Católica del Norte, 284 p.
- Bobst, A., Lowenstein, T., Jordan, T., Godfrey, L., Ku, T.-L., Luo, S., 2001. A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173, 21–42.
- Buehler Labs. 2004. Preparation of Petrographic Thin Sections. Published by Buehler. Volume 1 , Issue 3.
- Carmona V. 2002. Génesi i Funcionament Hidroquímic del Salar d' Atacama (N. de Xile). Tesis Doctorado Universidad de Barcelona, Barcelona, España.
- Casas, E., Lowenstein, T., 1989. Diagenesis of saline pan halite; comparison of petrographic features of modern, Quaternary and Permian halites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 724-739.
- Charrier, R., Reutter, K., 1994. The Purilactis Group of northern Chile: Boundary between arc and backarc from Late Cretaceous to Eocene. *In Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). *Springer-Verlag*, 189-202. Berlin.
- Chong, G. 1984. Die Salare in Nordchile Geologie, Struktur und Geochemie. *Geotektonische Forschungen*, 67, 1–147.
- DICTUC, 2003. Exploración en Pofundidad del Salar de Atacama: Análisis de Pruebas de Bombeo.

DICTUC, 2005. Asesoría para la Evaluación de Propiedades Hidráulicas y para la Estimación de Reservas para el Salar de Atacama. Estudio de propiedades del depósito n°2. Informe Final.

Dingnam, R. 1967. Geology and groundwater resources of the northern part of the Salar de Atacama. Antofagasta province, Chile. USGS Bulletin, 1219.

Flint, S., Turner, P., Jolley, E., Hartley, A., 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. Geological Society of America Bulletin, 105, 603-617.

GeoHidrología, 2007a. Plan Minero 2006. Caracterización Geológica e Hidrogeológica de Pozos de Exploración y Producción. Informe Final. Santiago.

GeoHidrología 2007b. Diseño y confección de Base de Datos para Seguimiento, Control y Manejo Información Hidrogeológica. Informe Final. Santiago.

Gephart, J., 1994. Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a non collisional orogen. Journal of Geophysical Research, 99, 12279-12288.

Hammerschmidt, K., Döbel, R. & Friedrichsen, H., 1992. Implication of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Tertiary volcanic rocks from the north-Chilean Precordillera. Tectonophysics, 202, 55–81.

Hardie, L., & Eugster, H., 1970. The evolution of closed-basin brines: Spec Pub. Mineral. Soc. Am., 3, 273- 290.

Hartley, A., Flint, S., Turner, P. & Jolley, E., 1992. Tectonic control on the development of a semi-arid, aluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous-Eocene), northern Chile. J South Am Earth Sci, Volume 5(3/4), p. 275-296.

Isacks, B., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of Geophysical Research, Volume 93, 3211-3231.

Jordan, T., Muñoz, N., Hein, M., Lowenstein, T., Godfrey, L., & Yu, J., 2002. Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. GSA Bulletin, 114, no. 11, 1406–1421.

Kampf, S., Tyler, S., Ortiz, C., Muñoz, J., & Adkins, P., 2005. Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, Northern Chile. Journal of Hydrology, 310, 236–252.

Kasprzyk A. 2005. Diagenetic alteration of Badenian sulphate deposits in the Carpathian Foredeep Basin, Southern Poland: processes and their succession. Geol. Quart., 49 (3): 305–316. Warszawa.

Kinsman, D., 1976. Evaporites; relative humidity control of primary mineral facies: Journal of Sedimentary Petrology, 46, 273-279.

Lowenstein, T., & Hardie, L., 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites: Sedimentology, 32, 627–644.

Lowenstein, T., Hein, M., Bobst, A., Jordan, T., Ku, T-L, & Luo S, 2003. An assessment of stratigraphic completeness in climate-sensitive closed-basin lake sediments: Salar de Atacama, Chile. J Sediment Res, 73, 91–104. doi:10.1306/061002730091

- Macellari, C., Su, M. & Townsend, F., 1991. Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, Northern Chile. Congreso Geológico Chileno N°6, Actas, 1, 133-137, Viña del Mar, Chile.
- Malek, E., Bingham, G., & McCurdy, G., 1990. Evapotranspiration from the margin and moist playa of a closed desert valley. *Journal of Hydrology*, 120, 15-34.
- Mardones, L., 1998. Flux et evolution des solutions salines dans les systemes hydrologiques des salars d'Asocan et d'Atacama. PhD Dissertation, University of Paris.
- Marinovic, N. & Lahsen, A., 1984. Hoja Calama Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°58 (1:250.000), 1-140.
- Melgarejo, 1997. Atlas de Asociaciones minerales en lámina delgada. Editorial Universitat de Barcelona, 1074 p.
- Moraga, A., Chong, G. & Fortt, M., 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta. I. I. G, 29. Santiago.
- Moreland G. (1968). Preparation of Polish Thin Sections. *The American Mineralogist*, 53, 2070-2074.
- Mpodozis, C. Hervé, F., Davidson, J. & Rivano, S., 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior en los Andes del Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 18, 3-14.
- Mpodozis, C., Arriagada, C. & Roperch, P., 1999. Cretaceous to Paleogene geology of the Salar de Atacama basin, northern Chile: a reappraisal of the Purilactis Group stratigraphy. Fourth International Symposium on Andean Geodynamics (Goettingen), Abstracts, 523-526
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., & Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399, 125-154.
- Muñoz, N., Charrier, R. & Reutter, J., 1997. Evolución de la Cuenca del Salar de Atacama: Inversión tectónica y relleno de una cuenca de antepaís de retroarco. Proceedings. VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 1, 195-199.
- Muñoz, N., Charrier, R. & Radic, J., 2000. Formación de la Cordillera de Sal por propagación de fallas y plegamiento por despegue, II Región, Chile. Proceedings. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2, 604-608.
- Muñoz, N., Charrier, G., Jordan, T., 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 29, 55-80.
- Naranjo, J., Ramírez, C., & Paskoff, R., 1994. Morphostratigraphic evolution of the northwestern margin of the Salar de Atacama Basin (23°S-68°W). *Revista Geológica de Chile*, 21(1), 91-103.
- Niemeyer, H. 1984. La megafalla Tucúcaro en el extremo sur del Salar de Atacama: Una Antigua zona de cizalle reactivada en el Cenozoico. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. *Comunicaciones*, 34, 37-45.

Niemeyer, H. 1989. El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 16(2), 163-181.

Pérez A., Niemeyer H., & Ziemmermann U., 2006. Estratigrafía, petrografía y geoquímica de la parte superior del complejo ígneo-sedimentario Cordón de Lila. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.

Ramirez, C. & Gardeweg, M., 1982. Hoja Toconao Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 58, 1:250 000.

Reed F. & Mergner J. Preparation of Rock Thin Sections. Publication authoizad by the director of the U.S. Geological Survey.

Risacher, F., Alonso, H. & Salazar, C., 1999. Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas: I, II, III Regiones, Chile. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Technical Report S.I.T. no 51, Santiago, Chile

Risacher, F., Fritz, B., 2008. Origin of salts and brine evolution of bolivian and chilean salars. *Aquat Geochem*, 14, 123-157.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Digital, No. 4, Santiago.

Roberts, S., & Spencer, R., 1995. Paleotemperatures preserved in fluid inclusion in halite. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 59, 3929-3942.

Shearman, D., 1978. Evaporites of coastal sabkhas, in W.E. Dean, and B.C. Schreiber, eds., *Marine evaporates*: Tulsa Ok, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Schirt Courses Notes.

Sonnenfeld P., 1994. The color of rock salt –a review. *Sedimentary Geology*, 94, 267-276.

Tassara, A., 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (158–348S). *Tectonophysics*, 399, 39-57 doi:10.1016/j.tecto.2004.12.014

Tyler, S., Kranz, S., Parlange, M., Albertson, J., Katul, G., Cochran G., Lyles B., & G. Holder, I, 1997, Estimation of groundwater evaporation and Salt flux from Owens Lake, California, USA: *Journal of Hydrology*, 200, 110-135.

Walker C. 1969. A Method for the Preparation of Halite Thin-Sections: NOTES. *Journal of Sedimentary Research*, 39, 799. DOI: 10.1306/74D71D2A-2B21-11D7-8648000102C1865D

Warren J., 2006. *Evaporites: Sediments resources and hydrocarbons*. Springer. Germany. 1035 p.