



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

**GEOLOGÍA Y ANÁLISIS HISTÓRICO-METEOROLÓGICO DEL ALUVIÓN
DE MARZO DE 2015 EN CHAÑARAL, ATACAMA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

VÍCTOR MANUEL GRIJALBA GÓMEZ

PROFESOR GUÍA:

GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX

ROBERTO RONDANELLI ROJAS

CRISTINA ORTEGA CAURAPAN

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: Víctor Manuel Grijalba Gómez
FECHA: 28/06/2016
PROFESOR GUÍA: Gabriel Vargas E.**

GEOLOGÍA Y ANÁLISIS HISTÓRICO-METEOROLÓGICO DEL ALUVIÓN DE MARZO DE 2015 EN CHAÑARAL, ATACAMA

En este trabajo se estudió la geología y los registros históricos, tanto del aluvión del 24 de marzo de 2015 de Chañaral, como de eventos previos, deduciendo los factores geológicos, geomorfológicos, meteorológicos, climáticos y antrópicos que influyeron en su impacto en la ciudad, a partir de la bibliografía disponible al respecto y de análisis propios realizados en terreno, laboratorio y gabinete.

Se caracterizó el impacto del aluvión a partir de las características de sus sedimentos en Chañaral: su extensión (2,75 km² en tierra y alturas de inundación hasta 3,7 m), su contexto fisiográfico (cauce principal, desborde norte y desborde sur proximal, intermedio, lateral y terminal), la granulometría de las facies, la composición de los sedimentos y la dinámica del flujo durante sus distintas etapas. A partir de esto, se concluyó que se trató de un flujo de barro (o *mudflow*), donde los sedimentos transportados provienen de toda la cuenca del río Salado, en particular desde las zonas de la Depresión Central hacia la Pre-Cordillera.

Se registraron, en el siglo XX, 4 eventos de precipitación extrema que generaron aluviones o inundaciones en la hoya del río Salado: los aluviones de 1940 y 1972, y las inundaciones de 1983 y 1991. Los mecanismos de precipitación, determinados a través del re-análisis meteorológico, de estos eventos fueron de lluvias de verano (“Invierno Boliviano”) para el de 1972, Baja Segregada para 1983 y Anticiclón de Bloqueo para 1991, ambos en invierno. El evento del 2015 fue generado en el marco de una Baja Segregada con Anticiclón de Bloqueo. Comparativamente, el aluvión de Tocopilla de 2015 se dio bajo una Vaguada Profunda.

Se determinaron los factores condicionantes, gatillantes e intensificadores del aluvión del 2015. Como factores condicionantes se tiene la geomorfología de la hoya del río Salado, que presenta un cambio abrupto de pendiente entre la Pre-Cordillera y la Depresión Central (1800 m de altura en 40 km, aproximadamente), y todos sus afluentes se unen en una sola desembocadura en Chañaral; la disponibilidad del material, que proviene tanto de los depósitos no consolidados (como los ubicados en los cauces de los afluentes y de unidades como las Gravas de Atacama) como del derrumbe y erosión de formaciones rocosas en la Pre-Cordillera; y el clima de la zona, que al ser árido con baja cantidad de lluvias, favorece la acumulación de material disponible para ser movilizado durante eventos extremos de precipitaciones.

El factor gatillante fue un evento de precipitación torrencial en la región, donde la localización en la Pre-Cordillera de la mayor cantidad de agua caída, una isoterma cero alta (5000 m.s.n.m.) y una gran cantidad de humedad atmosférica proveniente del trópico, fueron capaces de generar aluviones, a diferencia de otros eventos donde no se cumplía algunas de estas condiciones. Este evento se da durante un episodio El Niño, al igual que los eventos previos, con excepción del evento asociado a lluvias estivales (“Invierno Boliviano”), que se dio durante un episodio La Niña. Existe la posibilidad de un aumento de episodios extremos El Niño debido al cambio climático antropogénico lo que podría aumentar la recurrencia de aluviones en esta y otras zonas.

El evento de marzo de 2015 ocurrió durante un episodio El Niño en desarrollo, al igual que los eventos previos, con excepción del de 1972 que ocurrió durante la transición a un episodio La Niña. Existe la posibilidad de una intensificación de los episodios extremos asociados a El Niño y La Niña, debido al Cambio Global, lo que podría aumentar el impacto de aluviones en esta y otras zonas. El contexto geomorfológico y el diseño urbanístico de la ciudad de Chañaral, así como obras de mitigación subestimadas en el río Salado, contribuyeron al fuerte impacto de este proceso geológico en el casco histórico de la ciudad.

Dedicado para la gente de Chañaral, El Salado y Diego de Almagro

Que lo perdió todo, menos las ganas de salir adelante

Para Carlos Calderón Alvial

Y Olga Varas Letelier.

Quienes me siguen acompañando hasta hoy

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi familia: mi mamá, mi papá y mi hermano Jaime, quienes han estado conmigo desde el principio, y han podido apoyarme en mis desafíos y celebrado los logros durante estos 6 años de carrera. Nos tocaron tiempos muy difíciles para todos durante estos últimos años, pero al final hemos podido superar todas las barreras que nos ha puesto la vida, y ahora la vida nos está volviendo a sonreír y a dar nuevas oportunidades. Agradecer también a toda mi gran familia: mis tíos, primos y mi abuelita Nina. Gracias por siempre mantenernos unidos, pese a todo lo que pueda pasar.

A mi profesor guía Gabriel Vargas, quien despertó mi interés por el “impopular” Cuaternario y me ayudó a encontrar ese vínculo entre la geología y la sociedad que tanto busqué a lo largo de mi carrera. Gracias por la ayuda entregada, los consejos, los retos, los desafíos y las oportunidades que me ha dado mientras fui su memorista, y espero que volvamos a trabajar en algo pronto.

A los miembros de mi comisión: Jacobus Le Roux, quien logró acercarme a la sedimentología cuando fue mi profesor, y siempre estando dispuesto a resolver todas las dudas, con su conocimiento casi enciclopédico. Roberto Rondanelli, quien también fue mi profesor, y fue la primera persona en la que pensé al requerir el punto de vista climatológico y meteorológico que necesitaba mi memoria. Cristina Ortega, que incluso antes de ser miembro oficial, me ayudó a descifrar los misterios del re-análisis, a ordenar mis ideas y, sobre todo, a darme la certeza de que estaba haciendo un buen trabajo. Muchísimas gracias a los tres.

Al “Team Chañaral” que nos acompañó en el terreno: la profesora Linda, mis compañeras memoristas Fabi y Nicole, el Pepe, Carolina y la logística del Warrior. Especiales agradecimientos a Cristian Cerda y Edita Rojas, quienes nos recibieron y acogieron muy bien en Chañaral y Diego de Almagro.

A todo el Departamento de Geología, por acogerme durante estos últimos cuatro años. A sus funcionarios y trabajadores: Blanca, Don Carlos, Roberto Valles, Cristian Nievas y Carlos Alvarado. Especiales agradecimientos a Andrea Segura, apoyándome durante estos años, siendo la mejor amiga que podría pedir, y por convencerme de tomar esta memoria; y a Verónica Mardones, que ha sido mi compañera desde el principio, luchando para encontrar nuestro lugar en Geología, y manteniendo la amistad pese a todo. A mis amigos y compañeros de generación: José Estay, Pauli, Coto, Lemuel, Chalo, Javi, GF, JB, Coni Molina y Coni Celis, Aníbal, Gis, Carreño, Lalo, Matro, Bastro, Omar, Pollo, Dieguito, Claudio, Sofi, Pipe, Pancho, Tomy, Benja, David, Lara, Mauro, Oscar, Yuri, Feña, José, y un largo etcétera porque son muchos (no me cobren sentimientos si no aparecen)! A los cabros de la Sala de Memoristas que ya se han ido y que han llegado, por hacer más amenas las jornadas de trabajo; a mis colegas ayudantes, y a todos los que hacen de este un gran departamento.

A mis amigos y compañeros desde plan común: Pablo Morales, Yuyin, Andrés, Daniel, Jano, Pablo Valdivieso, Diego, Seba, Pipe, y otras personas con las que se ha ido perdiendo el contacto, pero que siempre es bueno recuperar.

A mis amigos y compañeros del colegio, sobre todo a Sergio, con quien nos reencontramos en los caminos de la geología, y a Winy, que nuestras juntas se han convertido en una tradición inquebrantable.

Un agradecimiento muy especial a Sol, quien ha sido un apoyo vital en este último tiempo, siendo mi compañera de carretes, amiga, confidente y polola, y que me ha llenado de momentos felices, momentos divertidos, locuras y amor, en el momento que más lo necesitaba.

Finalmente, gracias al Programa de Hidrogeología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por haber financiado la mayoría de los gastos que implicó esta memoria, desde terrenos a materiales e incluso el congreso geológico. También, agradecer al SAF por facilitar las imágenes satelitales de Fasat Charlie.

Finalmente, agradecer a quienes de una forma u otra, me han ayudado o apoyado durante este importante momento de mi vida. Muchísimas gracias.

Tabla de contenidos

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Problema propuesto	1
1.2	Fundamentación	1
1.3	Trabajos anteriores	2
1.4	Ubicación	3
1.5	Objetivos	3
1.5.1	Objetivo general	3
1.5.2	Objetivos específicos	4
1.6	Hipótesis	4
1.7	Metodología	5
1.7.1	Trabajo en terreno	5
1.7.2	Análisis sedimentológico	6
1.7.3	Mapeo del flujo	7
1.7.4	Mapeo de la evolución de la costa de Chañaral	8
1.7.5	Revisión de aluviones históricos en la ciudad de Chañaral	8
1.7.6	Re-análisis meteorológico	8
2	MARCO GEOMORFOLÓGICO Y CLIMÁTICO	9
2.1	Marco geológico	9
2.1.1	Paleozoico	9
2.1.2	Mesozoico	10
2.1.3	Cenozoico	11
2.1.4	Geología estructural regional	13
2.2	Marco geomorfológico neógeno – cuaternario	13
2.2.1	Unidades macrogeográficas	13
2.2.2	Unidades geomorfológicas generales	14
2.2.3	Hoyas hidrográficas	16
2.2.4	Influencia del SFA en la geomorfología	17
2.2.5	Evolución reciente de la bahía de Chañaral	18
2.3	Contexto climático y meteorológico	20
2.3.1	Clima de Chañaral (26° - 26°30' S)	20
2.3.2	Efectos del “Invierno Boliviano” en la costa del norte de Chile	23
2.3.3	“El Niño” en la costa del norte de Chile	25
2.3.4	Descripción del evento meteorológico 25/3/2015	26

3	CARACTERIZACIÓN DEL ALUVIÓN DE MARZO DE 2015	30
3.1	Introducción	30
3.2	Extensión del flujo	31
3.3	Facies del aluvión en Chañaral	34
3.3.1	Facies de canal – cauce principal(a).....	35
3.3.2	Facies de desborde norte (b).....	36
3.3.3	Facies de desborde sur - proximal (c).....	36
3.3.4	Facies de desborde sur – intermedio (d).....	37
3.3.5	Facies de desborde sur – lateral (e)	37
3.3.6	Facies de desborde sur – terminal (e)	38
3.4	Granulometría de depósitos	38
3.4.1	Granulometría facies a	39
3.4.2	Granulometría facies b	40
3.4.3	Granulometría facies c.....	40
3.4.4	Granulometría facies d	41
3.4.5	Granulometría facies e	42
3.4.6	Granulometría facies f	43
3.5	Composición y textura de depósitos.....	44
3.6	Naturaleza y dinámica del flujo.....	47
4	ALUVIONES HISTÓRICOS EN EL RÍO SALADO.....	58
4.1	Introducción	58
4.2	Evidencias en depósitos de la bahía de Chañaral.....	58
4.3	Aluvión de 1940	64
4.4	Aluvión de 1972	65
4.5	Aluvión o inundación de 1983	65
4.6	Aluvión o inundación de 1991	66
5	RE-ANÁLISIS DE EVENTOS METEOROLÓGICOS.....	68
5.1	Mecanismo del evento de Chañaral (25/3/2015).....	69
5.2	Re-análisis de aluviones históricos	72
5.2.1	Aluvión de 1972.....	72
5.2.2	Aluvión/Inundación de 1983.....	73
5.2.3	Aluvión/Inundación de 1991.....	76
5.3	Comparación con el evento de Tocopilla (9/8/2015).....	78
6	DISCUSIÓN.....	81
6.1	Factores condicionantes del aluvión	81
6.1.1	Geomorfología de la hoya del río Salado.....	81

6.1.2	Fuente y disponibilidad de sedimentos	84
6.1.3	Clima de la zona	87
6.2	Factores gatillantes del aluvión	89
6.2.1	Comparación de mecanismos de precipitación en eventos históricos	89
6.2.2	Tormentas en el norte de Chile y El Niño/Oscilación del Sur	92
6.2.3	Factores antrópicos intensificadores de eventos El Niño	95
6.3	Factores intensificadores del aluvión	98
6.3.1	Geomorfología costera de la bahía de Chañaral.....	98
6.3.2	Factores antrópicos intensificadores.....	100
6.4	Alcances y sugerencias del trabajo	103
7	CONCLUSIÓN	105
8	BIBLIOGRAFÍA.....	107
	ANEXO A. Datos de muestras	ANEXOS - 1
	ANEXO B. Datos de inundación y depósito.....	ANEXOS - 2
	ANEXO C. Curvas absolutas y acumulativas de todas las muestras.....	ANEXOS - 4
	ANEXO D. Figuras de re-análisis	ANEXOS - 10
	ANEXO E. Resumen Congreso Geológico Chileno 2015.....	ANEXOS - 26
	ANEXO F. Póster Congreso Geológico Chileno 2015.....	ANEXOS - 31

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Mallas en Norma ASTM y sus equivalencias en milímetros.....	7
Tabla 2. Lluvias en Santiago (33°S, 71°W) durante el período mayo-octubre en años de fases extremas positivas y negativas de OS, cuando el SOI de mayo-octubre estaba sobre la desviación estándar de ± 1 del promedio entre 1941-81. Se incluyen promedios a largo plazo y valores compuestos. Modificado de Aceituno (1988).....	25
Tabla 3. Datos de precipitación y temperatura en estaciones meteorológicas en la cuenca del Salado y del salar de Pedernales. Coordenadas se encuentran en WGS84, temperaturas corresponden a la máxima y mínima de cada día. Extraído del Informe Evento Meteorológico de CODELCO (2015).....	27
Tabla 4. Parámetros granulométricos de las muestras del aluvión, calculados a partir de los percentiles de las curvas granulométricas acumulativas, de acuerdo a Folk (1966). Promedio, mediana y selección están medidos en ϕ (ϕ), mientras que el resto son parámetros adimensionales.....	39
Tabla 5. Parámetros granulométricos de la facies a, de acuerdo al método de Folk (1966).....	39
Tabla 6. Parámetros granulométricos de la facies b, de acuerdo al método de Folk.....	40
Tabla 7. Parámetros granulométricos de la facies c, de acuerdo al método de Folk (1966).....	41
Tabla 8. Parámetros granulométricos de la facies d, de acuerdo al método de Folk (1966).....	42
Tabla 9. Parámetros granulométricos de la facies e, de acuerdo al método de Folk (1966).....	43
Tabla 10. Parámetros granulométricos de la facies f, de acuerdo al método de Folk (1966).....	43
Tabla 11. Tabla resumen de los parámetros de cada facies, con sus estructuras sedimentarias, tamaño promedio en mm, selección y asimetría de acuerdo a Folk (1966) y las muestras asociadas.....	44
Tabla 12. Tabla de composición de los clastos mayores a 2 mm de las muestras del aluvión. Se destacan los valores usados en el triángulo de composición.....	45
Tabla 13. Tabla de composición de los clastos menores a 2 mm de las muestras del aluvión. Se destacan los valores usados en el triángulo de composición.....	45
Tabla 14. Parámetros granulométricos según Folk (1966) de las muestras de la columna descrita anteriormente. En el Anexo 9.B se pueden ver los datos numéricos asociados.....	61
Tabla 15. Tabla resumen de eventos aluviales / inundaciones en Chañaral (y Tocopilla) en el siglo XX.....	69
Tabla 16. Composición mineralógica de algunas arenas de las Gravas de Atacama. Extraída y modificada de Nalpas <i>et al</i> (2008). 85	
Tabla 17. Todos los datos pertinentes a las muestras tomadas en terreno. Las coordenadas se encuentran en UTM y el peso está medido en gramos. En las facies, cada letra corresponde a una de las facies definidas en el capítulo 3, donde (i) significa parte inferior del depósito y (s) parte superior, y Col. corresponde a depósito de la columna elaborada del socavón de la playa. En la composición, los valores de la izquierda corresponden a los sedimentos mayores a 2 mm y los de la derecha, a los menores a 2 mm.....	1
Tabla 18. Datos de alturas de inundación y depósito. La altitud se mide en metros sobre el nivel del mar, y las alturas de inundación y depósito se encuentran en metros.....	2

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Efectos del aluvión en las localidades de Diego de Almagro, El Salado y Chañaral (fotos, de izquierda a derecha, extraídas de prensa; Publímetro, BioBio Chile y The Clinic; abril 2015).....	1
Figura 2. Mapa rutero del norte de la Región de Atacama. Recuadro verde indica área de estudio, correspondiente a la hoya del río Salado. Modificado de Cartas Camineras del MOP – Chile (2013).....	3
Figura 3. Uno de los depósitos observados en Chañaral, de los cuales se extrajeron las muestras.....	5
Figura 4. Ejemplo de medición de alturas. La línea azul indica la altura de la inundación y la línea roja indica la altura del depósito en Chañaral.....	6
Figura 5. Interfaz de input de datos del sitio web de re-análisis usado.....	8
Figura 6. Geología simplificada de la zona de la cuenca de Chañaral. Escala: 1:900.000. Área comprendida entre 70,7° a 68,7°W y 25,7° a 26,8°S. Capa de Geología básica 1:1.000.000 del SERNAGEOMIN (2010).....	9
Figura 7. Mapa general de la zona del desierto de Atacama, mostrando las unidades fisiográficas-geográficas principales del antearco del norte de Chile. El cuadrado rojo encierra el área de interés. AFS: Sistema de Fallas de Atacama. Modificado de Riquelme <i>et al.</i> (2002).....	14
Figura 8. (a) Unidades morfotectónicas que forman la parte oeste de la Cordillera de los Andes en el norte de Chile. (b) Mapa de elevación digital con los principales drenajes, donde se muestra el área de estudio encerrada en un recuadro. Extraída y modificada de Nalpas <i>et al.</i> (2007).....	14
Figura 9. Unidades geomorfológicas regionales. El cuadro rojo indica el área de estudio. Modificado de Borgel (1983) y Ulloa & Ortiz de Zárate (1989).....	15
Figura 10. Perfil de elevación en la zona de Chañaral (27°S). La primera fila debajo del perfil señala las unidades morfoestructurales de acuerdo a Nalpas <i>et al.</i> (2007) (CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PC: Pre-Cordillera, CA: Cordillera de los Andes) y la fila inferior, las unidades geomorfológicas según Ulloa y Ortiz de Zárate (1989) (PFV: Planicies Fluvio-Marinas, CC: Cordillera de la Costa, POA: Pampa Ondulada Austral, PCD: Pre-Cordillera de Domeyko, CD: Cordillera de Domeyko, CA: Cuencas Altiplánicas). Datos de alturas extraídos de la USGS.....	15
Figura 11. Geología de la zona de estudio superpuesta sobre modelo de elevación digital (Extraído de ASTER Global DEM, NASA, 2011). Se superpone a esta la cuenca de drenaje del río Salado, con las redes de drenaje asociadas marcadas en celeste.....	16
Figura 12. Canal artificial construido para conectar el salar de Pedernales con el río Salado.....	17
Figura 13. Diagrama esquemático de la evolución geomorfológica y deposicional neógena inferida para el antearco chileno en la zona de Chañaral. (A) Pre – Mioceno medio: Valle del Salado profundamente inciso en el basamento. (B) Mioceno medio – tardío: SFA acomoda alzamiento del O de CC. Gravas de Atacama y depósitos de <i>playa lake</i> se depositan al este del SFA. (C) Mioceno tardío – Reciente: Valle del Salado disecta depósitos neógenos de la CD. Ángulos α y β marcan basculamiento del antearco. CC: Cordillera de la Costa, CD: Depresión Central, P: Precordillera, AFS: Sistema de Fallas de Atacama. Modificado de Riquelme <i>et al.</i> (2002).....	18

Figura 14. Fotos de la caleta de Chañaral antes y después de la depositación del relave minero. Izquierda: 1916; derecha: 2006. Fotos extraídas de La Muerte Gris de Chañaral, Manuel Cortés (2010).	19
Figura 15. Izquierda: Foto aérea de la ciudad de Chañaral en el año 1954. Derecha: Superposición de las líneas de costa registradas con las imágenes y fotos disponibles, sobre la imagen satelital post-aluvión. Línea púrpura: costa durante el 2015 pre-aluvión. Línea roja: costa durante 1954, delimitada a partir de las fotos aéreas de la época.	19
Figura 16. Socavón en el extremo sur de la playa de Chañaral donde se pueden encontrar distintos niveles de eventos de depositación en la playa. La foto de la derecha corresponde a un acercamiento de la parte superior. Notar el color gris verdoso de una de las capas, correspondiente al relave depositado en la playa.	20
Figura 17. Mapa climático de la Región de Atacama, en base a las clasificaciones de Köppen (1948). De gris más claro a oscuro: BWn, BWi, BWk'G y EB. Modificado de Juliá <i>et al.</i> (2008).	21
Figura 18. Resumen esquemático del clima y rasgos sinópticos del norte de Chile y sur de Perú. Flecha celeste ancha: corriente costera de Humboldt; flechas rojas: circulación asociada al anticiclón del Pacífico sur-oriental (APSO, círculo rojo); flechas azules: vientos alisios; flechas moradas: vientos del oeste; flechas verdes: surgencia costera; SA: sistema altiplánico. Datos extraídos de Vargas <i>et al.</i> (2000), Figueroa y Moffat (2000) y Ortega (2014).	23
Figura 19. Representación esquemática de los patrones de circulación y diferentes masas de aire en los Andes centrales, en las latitudes del Altiplano. (a) Episodios húmedos (verano), (b) episodios secos (invierno). Flechas blancas indican el sentido del flujo a gran escala superior. Flechas continuas (discontinuas) negras indican transporte de aire húmedo (seco) sobre las pendientes andinas. Flechas delgadas verticales representan la subsidencia de gran escala sobre el pacífico subtropical del SE (Garreaud <i>et al.</i> , 2003).	24
Figura 20. Esquema de promedio de anomalías de precipitación para años El Niño menos La Niña para los años 1979-2010. Extraído de Curtis y Adler (2002).	26
Figura 21. Altura geopotencial en 500 hPa y precipitación acumulada en 6 horas de acuerdo a los re-análisis CFSR. Extraída del informe del DGF (2015).	27
Figura 22. (a) Valores diarios de SST (línea roja) y promedio climatológico diario de largo plazo (línea negra) para la región NIÑO 1-2 del NOAA-OISST, entre junio 2014 y junio 2015. (b) Mapa espacial del promedio de 3 días (23-24-25 de marzo 2015) de anomalías diarias de SST. Extraídas de Bozkurt <i>et al.</i> (2016).	28
Figura 23. Imagen satelital de Chañaral tomada por la FACH (Fasat Charlie) el 28 de marzo, escala 1:10.000. Imagen facilitada por la SAF (2015).	30
Figura 24. Fotografías tomadas desde helicópteros de la FACH, tomadas el 26 de marzo. Extraída de BioBioChile.cl (marzo de 2015).	30
Figura 25. Mapeo de los depósitos dejados por el aluvión en la ciudad de Chañaral.	31
Figura 26. Representación gráfica de las alturas de inundación y depósito en la ciudad de Chañaral. Las líneas rojas indican la altura de depósito y las líneas azules indican la altura de inundación. Los trazados negros corresponden a los perfiles de variación de altura mencionados.	32
Figura 27. Gráficos de perfiles de inundación/depósito ajustados a la topografía correspondiente. La ubicación de los perfiles está indicada en la Figura 22. Los triángulos y líneas verdes indican la topografía, cuadrados rojos la altura de depósito y rombos azules la altura de inundación. Ambos ejes están en metros.	33
Figura 28. Columnas representativas de las facies del aluvión, basadas en observaciones en terreno y análisis posterior. La altura indicada está expresada en centímetros. (a) Facies de canal – cauce principal (b) facies de desborde norte, (c) facies de desborde sur - proximal, (d) facies de desborde sur - intermedio, (e) facies de desborde sur – lateral y (f) facies de desborde sur - distal.	34
Figura 29. Mapa del depósito en la ciudad de Chañaral, con las muestras tomadas asociadas a las facies definidas en este capítulo. La estrella corresponde a la ubicación de los depósitos antiguos que se explicarán posteriormente.	35
Figura 30. Depósito de la facies a. Las líneas continuas indican los límites entre los distintos niveles definidos para esta facies, la discontinua indica la base (calle).	35
Figura 31. Depósito de la facies c. Líneas continuas indican los límites entre niveles observados, y las discontinuas límites inferidos.	36
Figura 32. Lugar donde se encuentran los depósitos tipo de la facies d	37
Figura 33. Depósito de la facies e. Línea continua indica el límite del cambio en nivel, flecha indica dirección granodereciente. No se alcanza a ver capa de limo superior.	37
Figura 34. Depósito tipo de la facies f. Flecha indica dirección granodereciente.	38
Figura 35. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies a. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha al porcentaje acumulado.	39
Figura 36. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies b. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha a porcentaje acumulado.	40
Figura 37. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies c. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha al porcentaje acumulado.	41
Figura 38. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies d. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha al porcentaje acumulado.	42
Figura 39. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies e. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha a porcentaje acumulado.	42
Figura 40. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies f. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha a porcentaje acumulado.	43
Figura 41. Triángulo de composición (QFL) de los sedimentos de las muestras analizadas mayores a 2 mm. Se presenta al menos una muestra de cada facies, además de una muestra alejada de la ciudad, río arriba (22).	45
Figura 42. Triángulo de composición (QFL) de los sedimentos de las muestras analizadas menores a 2 mm. Se presentan muestras de casi todas las facies, además de una muestra alejada de la ciudad, río arriba (22).	46
Figura 43. Triángulo de composición de fragmentos líticos de las muestras analizadas mayores a 2 mm. I: líticos ígneos, S: líticos sedimentarios y M: líticos metamórficos.	46
Figura 44. Triángulo de composición de fragmentos líticos de las muestras analizadas menores a 2 mm. I: líticos ígneos, S: líticos sedimentarios y M: líticos metamórficos.	47
Figura 45. Esquema de un abanico aluvial pequeño desarrollado en gravas gruesas como resultado de eventos de flujos torrenciales. El tamaño de grano disminuye considerablemente hacia el abanico. Todos los depósitos se encuentran horizontalmente estratificados excepto los más gruesos (Blair, 1987.a; extraído de Reading, 1996).	48

Figura 46. Gráfico que ilustra el cambio en la granulometría del flujo que va por el río Salado de este a oeste (izquierda a derecha). Los puntos indican el promedio de la muestra (eje derecho), triángulo indica una muestra superior del depósito, las líneas de error ilustran la selección, la curva azul con marcas de cruces corresponde a la asimetría (eje izquierdo), y las líneas de error son cerradas por las curvas celestes.	48
Figura 47. Gráfico que ilustra el cambio en parámetros sedimentológicos del flujo que va por el desborde sur del aluvión de norte a sur (izquierda a derecha). Los puntos indican el promedio de la muestra representada (eje derecho), en el caso de ser triángulo indica una muestra superior del depósito, las barras de error ilustran la selección, la curva azul con marcas de cruces corresponde a la asimetría (eje izquierdo).	49
Figura 48. Ejemplo seleccionado de arenas de canales modernos. Esta curva ilustra la variación en los puntos de truncamiento y pendientes de poblaciones individuales, entre distintos ríos. . Modificada de Visher (1969).	50
Figura 49. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies a. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.	51
Figura 50. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies b. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.	52
Figura 51. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies c. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.	53
Figura 52. Curva granulométrica acumulativa en escala probabilística de la muestra de la facies d. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.	54
Figura 53. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies e. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.	55
Figura 54. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies f, en conjunto con su columna tipo. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.	56
Figura 55. Fotografía de parte de los socavones en la playa debido al aluvión. Foto tomada desde el corte de la carretera, mirando hacia el suroeste.	57
Figura 56. A la izquierda, foto de uno de los cortes dejados por el aluvión en la playa. A la derecha, columna esquemática de este corte, indicando estructuras y características sedimentarias. Vargas, comunicación personal (2015).	59
Figura 57. Curvas granulométricas absoluta (eje izquierdo) y acumulada (eje derecho) de la muestra CH1513, correspondiente al depósito del aluvión ubicado en el nivel superior de la columna descrita anteriormente.	60
Figura 58. Curvas absolutas de las muestras de la columna, ordenadas desde el techo hacia la base. El eje vertical está en porcentaje (absoluto) y el horizontal en escala Phi. De izquierda a derecha, de arriba abajo, las muestras correspondientes son (a) CH1511, (b) CH1510, (c) CH1509, (d) CH1508, (e) CH1507, (f) CH1506, (g) CH1505, (h) CH1504 e (i) CH1503.	60
Figura 59. Fotografía y columna del socavón en la playa de Chañaral luego del aluvión. Se rotulan el año de los eventos que generaron estos depósitos, cuando corresponde. Vargas, comunicación personal (2015).	62
Figura 60. Izquierda: Chañaral antes del maremoto (noviembre de 1922), derecha: Chañaral después del maremoto (1922). Fotos del Museo de Atacama.	63
Figura 61. Foto del periódico "El Progreso" de Chañaral (junio de 1940) posterior al aluvión de 1940. Archivo de la Biblioteca Nacional.	64
Figura 62. Foto del periódico "Las Noticias de Chañaral" (12 de febrero de 1972), un día después del aluvión de 1972. Archivo de la Biblioteca Nacional.	65
Figura 63. Foto del periódico "El Huasco" de Copiapó (febrero de 1972), después de la inundación de 1983.	66
Figura 64. Foto del periódico "El Huasco" de Copiapó (20 de junio de 1991), después del temporal de 1991.	67
Figura 65. Figuras de re-análisis de altura geopotencial (izquierda) y viento zonal (derecha) a 500 mb, para los días 23-24-25 de marzo (de arriba hacia abajo). Contorno azul discontinuo encierra la BS, contorno rojo discontinuo encierra el AB; flechas negras indican la circulación del viento para cada sistema.	70
Figura 66. Figuras de re-análisis de OLR, para los días 19 a 24 de marzo de 2015. Los contornos negros indican la ubicación de la humedad, y la flecha indica la dirección a la que se transportó.	71
Figura 67. Figura de re-análisis de Altura Geopotencial a 200 mb, con promedio climatológico, para los días 7-8-9-10 de febrero de 1972. Contorno discontinuo blanco encierra la Alta Altiplánica (AA).	72
Figura 68. Figura de re-análisis de anomalía de Columna de Agua Precipitable (kg/m ²) para los días del 5 al 10 de febrero de 1972. Contorno negro encierra el agua precipitable durante la tormenta de 1972.	73
Figura 69. Figuras de re-análisis de Altura Geopotencial (izquierda) y Viento Zonal (derecha) para 500 mb, para los días 29-30 de junio y 1 de julio de 1983.	74
Figura 70. Figuras de re-análisis de anomalía de OLR para los días 29-30 de junio y 1-2 de julio de 1983. Contornos indican acumulación de humedad, y flechas, transporte de humedad.	75
Figura 71. Figuras de re-análisis de anomalía de Agua Precipitable para los días 29-30 de junio y 1 de julio. Contorno indica acumulación de agua y flecha indica transporte de humedad.	75
Figura 72. Figuras de re-análisis de Altura Geopotencial para alturas de 500 (izquierda) y 1000 mb (derecha), para los días 14-15-16 de junio de 1991. Contorno discontinuo rojo indica la AB (Anticiclón de Bloqueo).	76
Figura 73. Figuras de re-análisis de anomalía de OLR para los días 14-15-16-17 de junio de 1991. Contorno indica acumulación de nubosidad, flechas indican transporte de humedad/nubes.	77
Figura 74. Figuras de re-análisis de anomalía de Tasa de Precipitación (mm/día) para los días 15-16-17 de junio de 1991. Los colores fríos indican anomalía positiva. Flecha indica transporte de la precipitación, y el contorno encierra las precipitaciones del frente.	78
Figura 75. Figuras de re-análisis para la anomalía de Altura Geopotencial para los días 8-9-10 de agosto de 2015. Izquierda: 500 mb, derecha: 1000 mb. A: presión alta de la vaguada profunda. B: presión baja de la vaguada profunda.	79
Figura 76. Figuras de re-análisis para anomalía de OLR para los días 7-8-9-10 de agosto de 2015. Contorno indica concentración de nubosidad, flecha indica desplazamiento.	80
Figura 77. Figuras de re-análisis de anomalía de Tasa de Precipitación (mm/día) para los días 7-8-9 de agosto de 2015. Los colores fríos indican anomalía positiva. Flecha indica transporte de la precipitación, y el contorno encierra las precipitaciones de la tormenta.	80
Figura 78. Mapa conceptual que resume las discusiones en sus tres ejes, basado en los factores que determinan la ocurrencia y magnitud del aluvión: factores condicionantes, gatillantes e intensificadores.	81
Figura 79. Imagen satelital de Chañaral, donde se destacan las quebradas que llegan directamente a la costa.	82

Figura 80. Mapa topográfico del área de Antofagasta y sus alrededores, indicando los límites de las hoyas hidrográficas que drenan la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa. Extraído de Vargas <i>et al.</i> (2000).	83
Figura 81. Imagen satelital de la zona de la Cordillera de la Costa donde se encuentra la ciudad de Tocopilla (latitud 22°S). El área de la ciudad se encuentra marcado con rojo, los afluentes y quebradas se marcan con líneas azules. Se indica la zona donde desembocaron los aluviones en agosto de 2015.	83
Figura 82. Escorrentía superficial en laderas de cerros adyacentes al cauce del río Salado. Foto tomada en el camino entre Diego de Almagro y Salvador.	86
Figura 83. Corte del camino producto del flujo descendiente de las quebradas. Observar coluvios recientemente removidos de las formaciones rocosas. Fotografía tomada en el camino entre Llanta y Potrerillos.	86
Figura 84. Geomorfología regional del norte de Chile y el sur de Perú, y precipitación mensual en estaciones costera a lo largo del desierto hiper-árido de Atacama durante el período de 1960-1990. La cantidad total de lluvia disminuye fuertemente desde el clima semi-árido de La Serena (30°S) a la costa hiper-árida entre Antofagasta (23°S) y la región de Ilo-Tacna (17°S). El núcleo de la costa hiper-árida del desierto de Atacama se sitúa cerca de los 20°S. Notar que cerca de la latitud de Chañaral (cerca de Caldera), aún se observan precipitaciones en invierno asociadas al régimen climático de la región semi-árida. Extraída de Vargas <i>et al.</i> , 2006.	88
Figura 85. Perfiles topográficos de la hoya del río Salado (y de Tocopilla) con información de los factores determinantes de las tormentas que generaron aluviones o inundaciones, para Chañaral los años 2015, 1972, 1983 y 1991, y para Tocopilla el 2015.	91
Figura 86. Ubicación de las 4 regiones o zonas El Niño. El cuadro amarillo representa el área de la zona Niño 4, recuadro de borde negro la zona Niño 3.4, cuadro rojo la región Niño 3 y el cuadro blanco, cerca de la costa Oeste de Sudamérica, la región Niño 1+2. Extraída de <i>ENSO Cycle: Recent Evolution, Current Status and Predictions</i> , NOAA (2016).	93
Figura 87. Índice de Oscilación del Sur (IOS) para los años 1876-1899. La flecha indica cuándo ocurrió el aluvión de Chañaral de 1877, durante una fase negativa de la Oscilación del Sur. Modificada del Bureau de Meteorología de Australia (2016).	93
Figura 88. Gráfico de SOI (Tahiti-Darwin) para los años 1940 - 2015. Aparecen rotulados los eventos aluviales y de inundación en Chañaral. Datos extraídos de Bureau of Meteorology, Gobierno de Australia (2016).	94
Figura 89. Gráfico anual de TSM en la zona El Niño 3.4 para los años 1983 (verde) y 2015 (rojo). La curva azul es la SST promedio climatológica. Eje horizontal corresponde a los meses, eje vertical a la TSM. Datos extraídos de Climate Explorer.	95
Figura 90. Representación esquemática del mecanismo de incremento de ocurrencias de eventos El Niño extremos bajo condiciones de calentamiento global tanto para el presente (a) como para el futuro (b). Nubes azules indican posiciones normales de convección y rojas, durante eventos El Niño extremos. Colores indican TSM promedio, y los contornos negros indican anomalías de TSM. Extraída de Cai <i>et al.</i> (2014).	96
Figura 91. Esquema idealizado que muestra las condiciones atmosféricas y oceánicas del Pacífico tropical y sus interacciones durante condiciones normales, condiciones El Niño y condiciones en un mundo más caliente. (a) Condiciones climáticas promedio del Pacífico tropical, indicando TSM, estrés superficial de viento y la circulación de Walker asociada, la posición promedio de la convección, la surgencia promedio y la posición de la termoclina. (b) Muestra las condiciones durante eventos El Niño y las anomalías de TSM. (c) Muestra las condiciones con cambio climático durante eventos El Niño. Diagramas con campos absolutos de TSM se muestran a la izquierda y con anomalías de TSM a la derecha. Para el cambio climático, las anomalías son expresadas de acuerdo al cambio de temperatura promedio, de manera que los colores azulados indican un calentamiento menor que el promedio de la cuenca. Extraída de Christensen <i>et al.</i> , 2013 (Informe del IPCC sobre el Cambio Climático).	97
Figura 92. Esquema geomorfológico de la ciudad de Antofagasta tras el escarpe costero, en el sector de la quebrada Baquedano. Los flujos aluviales parecen encajados en las quebradas hasta desembocar en la franja costera. Extraído de Vargas <i>et al.</i> (2000).	98
Figura 93. Imagen satelital de la ciudad de Chañaral, con 5 perfiles trazados que ilustran los cambios topográficos que evidencian las terrazas marinas en la bahía de Chañaral. La línea roja discontinua indica el posible límite entre terrazas, a través de los cambios de pendiente en los perfiles.	99
Figura 94. Foto de la calle Merino Jarpa con Comercio, mirando hacia el este. Se destaca el cambio de pendiente en la elevación de la ciudad, asociado al cambio entre terrazas. Polígono rojo marca el escarpe entre las terrazas Extraída de Google Street View, 2012.	100
Figura 95. A la izquierda, piscinas de decantación en la quebrada de Taltal, antes de llegar a la desembocadura en la ciudad. A la derecha, captura de video que muestra el aluvión desplazándose al suroeste de las piscinas de decantación. Imágenes extraídas de Google Earth (2013) y Youtube (2015), respectivamente.	101
Figura 96. Canaletas del cauce del río Salado donde la carretera colapsó. Notar el tamaño de los túneles.	101
Figura 97. Esquema infográfico que explica el supuesto motivo de desborde al sur del aluvión de Chañaral, donde se menciona un puente por donde el flujo no podría haber pasado, lo que habría generado el colapso hacia el sur. Extraído de LUN.com, 2015.	102
Figura 98. Imagen satelital de Chañaral después del aluvión. Se encuentra mapeado los depósitos dejados por el aluvión (color pardo). La línea gris indica la carretera nueva construida antes del aluvión. La línea azul indica el cauce del río Salado luego de la construcción de la carretera. La flecha curva indica la zona donde el puente de la carretera colapso y el flujo avanzó hacia el mar y hacia el sur, desbordándose en la dirección que indica la flecha. La línea roja gruesa indica el límite entre terrazas.	103
Figura 99. Curvas granulométricas absolutas de las muestras CH1501 a CH1510. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso y horizontal a tamaño de grano en escala phi.	4
Figura 100. Curvas granulométricas absolutas de las muestras CH1511 a CH1524. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso y horizontal a tamaño de grano en escala phi.	5
Figura 101. Curvas granulométricas absolutas de las muestras CH1525 a CH1534. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso y horizontal a tamaño de grano en escala phi.	6
Figura 102. Curvas granulométricas acumulativas de las muestras CH1501 a CH1513. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso (acumulativo) y horizontal a tamaño de grano en escala phi.	7
Figura 103. Curvas granulométricas acumulativas de las muestras CH1514 a CH1526. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso (acumulativo) y horizontal a tamaño de grano en escala phi.	8
Figura 104. Curvas granulométricas acumulativas de las muestras CH1527 a CH1534. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso (acumulativo) y horizontal a tamaño de grano en escala phi.	9
Figura 105. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 24 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	10
Figura 106. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 25 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	10
Figura 107. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 26 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	11

Figura 108. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 24 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	11
Figura 109. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 25 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	11
Figura 110. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 26 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	12
Figura 111. Anomalía de OLR (no interpolado), medido en W/m ² , para el 24 de marzo de 2015.	12
Figura 112. Anomalía de OLR (no interpolado), medido en W/m ² , para el 25 de marzo de 2015.	12
Figura 113. Anomalía de OLR (no interpolado), medido en W/m ² , para el 26 de marzo de 2015.	13
Figura 114. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 9 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	13
Figura 115. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 10 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	13
Figura 116. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 11 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	14
Figura 117. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 9 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	14
Figura 118. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 10 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	14
Figura 119. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 11 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	15
Figura 120. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 30 de junio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	15
Figura 121. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 1 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	15
Figura 122. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 2 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	16
Figura 123. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 30 de junio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	16
Figura 124. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 1 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	16
Figura 125. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 2 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	17
Figura 126. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m ² , para el 30 de junio de 1983.	17
Figura 127. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m ² , para el 1 de julio de 1983.	17
Figura 128. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m ² , para el 2 de julio de 1983.	18
Figura 129. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 16 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	18
Figura 130. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 17 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	18
Figura 131. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 18 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	19
Figura 132. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 19 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	19
Figura 133. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 16 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	19
Figura 134. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 17 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	20
Figura 135. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 18 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	20
Figura 136. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 19 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	20
Figura 137. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m ² , para el 16 de junio de 1991.	21
Figura 138. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m ² , para el 17 de junio de 1991.	21
Figura 139. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m ² , para el 18 de junio de 1991.	21
Figura 140. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m ² , para el 19 de junio de 1991.	22
Figura 141. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 8 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	22
Figura 142. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 9 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	22
Figura 143. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 10 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	23
Figura 144. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 8 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	23
Figura 145. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 9 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	23
Figura 146. Anomalía de viento zonal, medido en m/s, para el 10 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.	24
Figura 147. Anomalía de OLR (no interpolado), medido en W/m ² , para el 8 de agosto de 2015.	24
Figura 148. Anomalía de OLR (no interpolado), medido en W/m ² , para el 9 de agosto de 2015.	24
Figura 149. Anomalía de OLR (no interpolado), medido en W/m ² , para el 10 de agosto de 2015.	25

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Problema propuesto

El 24 y 25 de marzo de 2015 se registró, en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo, una gran tormenta provocada por una baja segregada desplazada hacia el norte, generando precipitaciones de carácter convectivo en estas zonas. Este evento, inusual en esta zona y estación del año, provocó una gran crecida en el río Salado, generando en poco tiempo un aluvión que afectó principalmente a las localidades de Diego de Almagro, El Salado y Chañaral (Figura 1). Otros flujos fueron registrados en Taltal, Tierra Amarilla, Copiapó y Alto del Carmen, entre otras zonas de las regiones mencionadas. Este suceso tuvo como consecuencias la muerte y desaparición de varias personas (por lo menos 21 personas fallecidas hasta abril, de acuerdo al Servicio Médico Legal y la Policía de Investigaciones), grandes pérdidas económicas en las localidades afectadas y un grave problema social para los habitantes.



Figura 1. Efectos del aluvión en las localidades de Diego de Almagro, El Salado y Chañaral (fotos, de izquierda a derecha, extraídas de prensa; Publimetro, BioBio Chile y The Clinic; abril 2015)

En base a esto, es importante entender y explicar este fenómeno desde el punto de vista geológico, estudiando los depósitos y la geomorfología de la zona, y meteorológico, comparando los mecanismos generadores de precipitación de este y otros eventos que provocaron aluviones previamente.

1.2 Fundamentación

La necesidad de estudiar este aluvión se fundamenta, inicialmente, en buscar una relación entre sus características hidrológicas (tipo de flujo, volumen, depósitos, extensión) y las precipitaciones ocurridas. Si bien la relación entre altas precipitaciones y ocurrencia de inundaciones y aluviones es evidente, el carácter anómalo de la precipitación y la magnitud del aluvión hace surgir una inquietud por saber qué otros factores, aparte de la cantidad de agua, influyen en un evento de esta magnitud, tales como la intensidad de la precipitación, el mecanismo generador de precipitación, y las zonas donde la precipitación fue más intensa.

A partir de este primer fundamento, surge otra inquietud que va más allá de este evento puntual: ¿existe una recurrencia de aluviones de estas características? Y si la hay, ¿cuál es esta recurrencia en los últimos siglos, y a qué anomalías meteorológicas estuvieron asociadas? Todo esto con una mirada hacia el futuro y las posibilidades de que un evento de esta magnitud se repita en ésta u otras zonas del norte árido de Chile.

En este sentido, además de responder una pregunta académica, se desea responder una inquietud de la gente de las localidades afectadas, principalmente si puede volver a ocurrir un desastre de magnitud similar en un futuro cercano. Esta pregunta trae consigo una discusión que engloba un punto de vista social e incluso político, que tiene que ver con la ubicación de ciudades, pueblos y asentamientos en lugares expuestos a estos tipos de peligros, más aún si la recurrencia de eventos como éste llegara a ser alta.

Es muy probable que el evento meteorológico de marzo recién pasado sea un efecto precursor de la fase cálida de El Niño – Oscilación del Sur (*ENSO* en sus siglas en inglés) iniciado este año a nivel global (“El Niño *Godzilla*”¹). Eventos anómalos como este han ocurrido en episodios anteriores y podrían seguir ocurriendo en el futuro, considerando que ya se ha catalogado como uno de los más fuertes de los últimos tiempos (como declara, por ejemplo, el *Climate Prediction Center*²). Aparte de la asociación de este evento a El Niño, se plantea la pregunta si cabe esperar un alza en este tipo de acontecimientos debido al cambio climático. Es probable que el cambio climático traiga a futuro un aumento en anomalías meteorológicas nunca antes vistas en el corto plazo, asumiendo una directa relación con el *ENSO* (de acuerdo al informe del *IPCC, AR5, Christensen et al., 2013*), las cuales podrían gatillar a futuro más aluviones en la zona norte de Chile, como el registrado en agosto del mismo año en Tocopilla.

De acuerdo a todo lo mencionado anteriormente, existen varios enfoques y puntos de vista con los que se puede abordar el problema planteado, aparte del enfoque estrictamente geológico que implica el estudio de un aluvión. Es necesario, entonces, que los resultados de un estudio como este puedan ser útiles tanto a nivel académico como para el conjunto de la población.

1.3 Trabajos anteriores

El año 2000 se publicó un trabajo sobre los aluviones históricos en Antofagasta, en el contexto del aluvión más reciente de 1991, y su relación con eventos El Niño (Vargas *et al.*, 2000). En este trabajo se analizan las condiciones climáticas de Antofagasta, su ubicación y contexto geomorfológico, su susceptibilidad a flujos de barro y detritos, y la ocurrencia de aluviones en la zona durante el siglo XX, a partir de estudios de crónicas y periódicos de la zona asociados a las precipitaciones torrenciales. Luego, cotejando con los datos y parámetros del *ENSO* históricos, se planteó una relación entre estos aluviones y lluvias ocurridas en el invierno de la fase de desarrollo de El Niño, concluyendo que “los eventos aluviales coinciden con los períodos de aumento sostenido de anomalías regionales y globales de la temperatura del aire, o de anomalías positivas de la temperatura superficial del mar”, previos al calentamiento estival de las aguas del Pacífico sureste que caracteriza a estos episodios.

De manera similar, los mismos autores (Vargas *et al.*, 2006) amplían este trabajo a un nivel mayor, analizando depósitos de flujos de detritos del Holoceno en la costa desde Tacna a Antofagasta (17°-24°S), y encontrando conexiones con El Niño y eventos de

¹ “El Niño conditions are growing stronger”, NASA, agosto 2015
<<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=86341>>

² *El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Diagnostic Discussion* para junio 2015
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_disc_jun2015/ensodisc.html>

intensas precipitaciones desde la segunda mitad del Holoceno. Se hace un re-análisis meteorológico de los eventos históricos en el sur del Perú y el norte de Chile.

En esta memoria se realizó un trabajo similar a los citados, al menos en el punto de vista geológico - meteorológico, pero con un antecedente distinto al concluido por los trabajos previos: este evento ocurrió a principios de otoño, en un contexto de sequía en el norte y centro de Chile, y una ausencia prolongada de precipitaciones después de dicho evento, al menos hasta julio de 2015. Queda comprobar si esta anomalía estacional se repitió en el pasado o si se trata de un caso excepcional, constituyendo un efecto de la fase precursora de El Niño de este mismo año.

1.4 Ubicación

La ciudad de Chañaral es el centro de la comuna y capital de la provincia del mismo nombre; se ubica 167 kilómetros al norte de Copiapó, en la Región de Atacama, a los 26°20' S y 70°36' O. Se accede directamente a través de la Ruta 5, tanto al norte como al sur (Figura 2). Parte de esta ruta fue cortada debido al mismo aluvión, habiéndose realizado un desvío hacia el centro de la ciudad para facilitar el cruce de ésta.

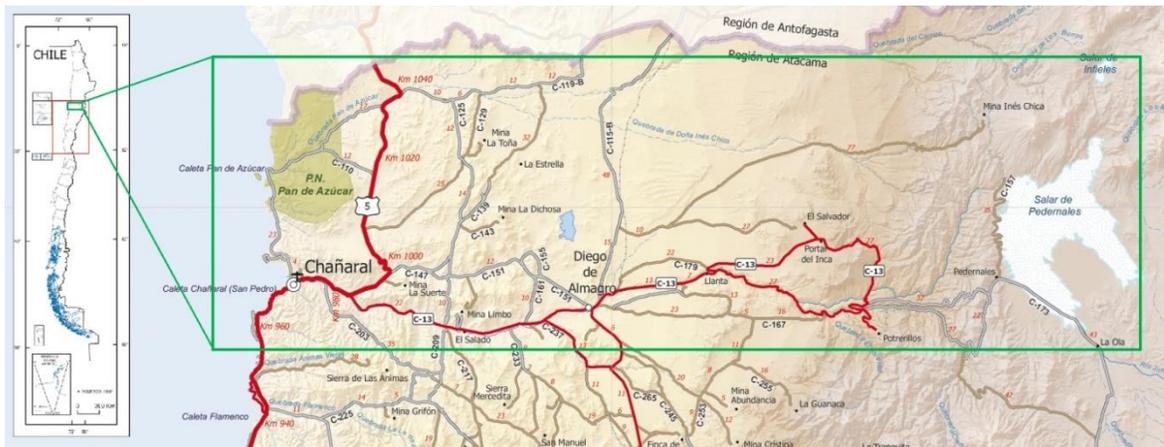


Figura 2. Mapa rutero del norte de la Región de Atacama. Recuadro verde indica área de estudio, correspondiente a la hoya del río Salado. Modificado de Cartas Camineras del MOP – Chile (2013).

Para avanzar por la quebrada del río Salado aguas arriba, se debe salir por la ruta 5 hacia el este y tomar la ruta C-13 para llegar a las localidades de El Salado y Diego de Almagro. Se debe seguir por esta misma ruta y luego tomar la ruta C-163 para seguir por la quebrada del río Salado hasta llegar cerca de Potrerillos. Luego se debe subir una cuesta y tomar la C-173 que llevará finalmente al salar de Pedernales, abarcando completamente el área de estudio y trabajo en terreno.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo general

Determinar la naturaleza del flujo del 25 de marzo en Chañaral y su relación con los mecanismos de precipitación.

1.5.2 Objetivos específicos

- Determinar el tipo de flujo ocurrido en marzo de 2015 a partir de la sedimentología y facies de sus depósitos –flujo de detritos (*debris flow*), flujo de barro (*mudflow*) o flujo hiperconcentrado.
- Establecer factores geomorfológicos, de la ciudad de Chañaral y de la cuenca del río Salado, determinantes para la ocurrencia e intensidad de los aluviones.
- Caracterizar el evento meteorológico del 25 de marzo y compararlo con otros eventos similares que provocaron aluviones en esta y otras localidades.
- Estudiar la ocurrencia de eventos similares en el siglo XX en Chañaral, y evaluar su relación con anomalías climáticas durante episodios El Niño.

1.6 Hipótesis

Confluyeron varios factores geológicos, meteorológicos y antrópicos, en el origen y efectos del aluvión de Chañaral de marzo de 2015. En primer lugar, un evento meteorológico que generó grandes precipitaciones en el norte de Chile, concentradas en su mayoría en la pre-cordillera y la cordillera. El mecanismo de precipitación, señalado, por diversas fuentes, como una baja segregada en altura, transportó humedad desde el norte (zona Niño 3.4, al oeste de Ecuador), provocando esta gran tormenta, sin precedentes en la historia reciente de las precipitaciones en estas latitudes. Esta tormenta coincidió con el desarrollo de un evento El Niño fuerte, denominado coloquialmente como “El Niño *Godzilla*”, por lo que los mecanismos que generaron estas precipitaciones deberían estar vinculadas a *ENSO*.

Además de la gran cantidad de agua caída, sobre todo en cordillera, se tiene una alta disponibilidad de sedimentos no consolidados en las cuencas del río Salado y la de Pedernales (la cual aportó indirectamente al cauce del río Salado), donde la escorrentía de laderas de cerros y de depósitos sueltos en las quebradas de la cuenca, fue favorecido por los grandes volúmenes de agua que se desplazaron río abajo hacia Chañaral. Esta gran cantidad de agua, sumado a los sedimentos disponibles y a lo observado preliminarmente en terreno, haría suponer que el tipo de flujo que se tuvo en Chañaral correspondió a un flujo de barro (*mudflow*), más que un flujo de detritos (*debris flow*).

Hay una serie de factores antrópicos que pudieron haber influido en la naturaleza e impacto del flujo, partiendo por la conexión entre la cuenca de Pedernales con la del Salado, los depósitos de relave ubicados río arriba de Chañaral, la falta de medidas de mitigación para este tipo de eventos y la geomorfología de la ciudad, así como su exposición a los desbordes del río Salado.

Es muy probable, dado al tipo de depósitos no consolidados propios de esta zona, que eventos aluviales similares, de mayor o menor intensidad, hayan ocurrido numerosas veces antes, y al menos un par de veces en la historia de los últimos dos siglos, cuyas condiciones gatillantes pueden haber estado asociadas a El Niño en su mayoría, o a lluvias estivales altiplánicas (“Invierno Boliviano”) en otras ocasiones. Además, no se puede descartar una influencia del cambio climático en la recurrencia e intensidad de este y otros eventos, asociado a la ocurrencia de eventos El Niño más extremos (Cai *et al.*, 2014).

1.7 Metodología

1.7.1 Trabajo en terreno

Se realizaron dos visitas a terreno a la ciudad de Chañaral y a la cuenca del río Salado vinculadas a este trabajo, la primera del 11 al 14 de abril, realizada por Gabriel Vargas, y la segunda durante los días 28 de abril hasta el 4 de mayo de 2015, donde junto con un grupo de trabajo (formado por Gabriel Vargas, Linda Daniele, Sergio Villagrán, Carolina Valderas, Cristian Cerda, Fabiola González y Nicole Salas) se realizó la toma de muestras, mediciones y observaciones, enfocadas al estudio de las características e impacto del aluvión.

1.7.1.1 Toma de muestras

Se tomaron un total de 34 muestras de sedimentos de depósitos del aluvión y de la playa de la ciudad de Chañaral, para realizar los análisis sedimentológicos correspondientes, indicados más adelante. Se incluye en los anexos (Anexo A) una tabla de cada muestra, indicando datos como ubicación, peso, posición en el depósito (columna), composición, facies y características sedimentológicas principales (Figura 3).



Figura 3. Uno de los depósitos observados en Chañaral, de los cuales se extrajeron las muestras.

Se tomaron en general muestras de 3 kilogramos aproximadamente, en bolsas plásticas cerradas lo más herméticamente posible. Todas las muestras se encontraban con algún grado de humedad, debido a lo reciente del aluvión, por lo que para el trabajo posterior con éstas debieron secarse completamente.

1.7.1.2 Medición de alturas y límites de inundación

Se realizaron una serie de mediciones de las alturas de los depósitos y de inundación en distintos puntos de la ciudad de Chañaral, indicando además los límites de inundación en las calles de la ciudad (como se puede observar por ejemplo en la Figura 4). Se registraron entonces, para un punto geográfico determinado de la ciudad, dos alturas: de inundación y de depósito. Esto permitió definir la extensión del depósito en la ciudad y sus variaciones de altura a medida que avanzó por las distintas calles dentro de la misma. Se adjuntan en los anexos (Anexo B) los datos tomados de alturas y su ubicación en la ciudad.



Figura 4. Ejemplo de medición de alturas. La línea azul indica la altura de la inundación y la línea roja indica la altura del depósito en Chañaral.

1.7.1.3 Descripción de depósitos

Aparte de las dos labores indicadas anteriormente, hubo un amplio trabajo de observación realizado en terreno, focalizado en los daños causados por el aluvión en la ciudad de Chañaral y los impactos de la crecida por lluvias en la cuenca del río Salado río arriba, llegando hasta el salar de Pedernales. Lo más importante de estas observaciones fue la descripción de los depósitos dejados por el aluvión en la ciudad y en otros lugares, donde se pudo notar la distribución de clastos, estructuras sedimentarias, gradaciones y otros detalles importantes para posteriormente definir facies y caracterizar el depósito.

En este sentido, se realizaron diversas columnas en terreno de los depósitos, que se usaron posteriormente para elaborar las columnas esquemáticas de las facies del flujo.

1.7.2 Análisis sedimentológico

Con las muestras tomadas en terreno que se mencionaron anteriormente, se procedió a realizar el análisis sedimentológico pertinente para este trabajo, que incluyó granulometría, composición, esfericidad y redondeamiento de los clastos. Los resultados permitieron definir las facies del flujo de acuerdo a su ubicación en los distintos sectores de la ciudad.

1.7.2.1 Granulometría

En primer lugar, se secaron las muestras al horno para extraerles toda la humedad remanente. Una vez hecho esto, se procedió a cuartear las muestras para tamizarlas. El tamizaje se hizo usando mallas de Norma A.S.T.M., usando un agitador de tamices por una cantidad de tiempo que permitió la separación de cúmulos arcillosos no disueltos luego del secado. Las medidas de la malla se indican en la Tabla 1.

Tabla 1. Mallas en Norma ASTM y sus equivalencias en milímetros.

Número de malla A.S.T.M.	Medida en mm
#4"	100
#2 1/2"	63
#3/4 "	19
#1/2 "	12,5
#3/8"	9,5
#5	4
#10	2
#18	1
#35	0,5
#60	0,25
#120	0,125
#230	0,063

Una vez tamizada cada muestra, se separó cada una en mayor a 2 mm (gravas) y menores a 2 mm (de arena a arcilla). Las mayores a 2 mm. se pesaron y se calcularon porcentajes para el análisis estadístico posterior, mientras que para las menores se utilizó otra técnica para tener datos más precisos.

Debido a que los tamices no separaban más allá del #230 (es decir, un diámetro menor a 0,063 mm, como para separar limo y arcilla), se usaron las fracciones menores a 2 mm de cada muestra para hacer un análisis granulométrico más preciso. Para ello, se realizó granulometría láser en *MasterSizer 2000*. A partir de este análisis se construyeron nuevas curvas granulométricas de las partes más finas de las muestras, y se realizaron curvas generales con las secciones mayores a 2 mm, aumentando la resolución de la curva para los sedimentos menores a 0,063 milímetros. Las curvas granulométricas se encuentran en la escala de Udden-Wentworth (escala phi, $\phi = -\log_2$ [diámetro]), y son de porcentaje/frecuencia acumulativa.

1.7.2.2 Esfericidad y redondeamiento

Se realizó un análisis a distintas escalas granulométricas de la forma, esfericidad y redondeamiento de las muestras, enfocándose en los tamaños mayores a 2 milímetros y los tamaños menores a 2 milímetros, para visualizar la diferencia entre ambos niveles. Este análisis fue cualitativo, mediante lupa binocular.

1.7.2.3 Composición

Se analizó la composición de los clastos de las muestras para los mismos tamaños mencionados en la parte anterior. Estos también fueron realizados visualmente a la lupa, y, a partir de éste se relacionó con el marco geológico, de manera de discutir acerca del posible origen de estos sedimentos. Tanto para arenas como para gravas, el análisis se basa en determinar si corresponden a clastos compuestos por cuarzo, feldespato o fragmentos líticos, como también se determinó a qué líticos correspondían. Los resultados de composición y de esfericidad/redondeamiento se presentan en conjunto para cada muestra. No se consideraron como parte de la composición partículas asociadas a la actividad antrópica, como plásticos, madera, etc.

1.7.3 Mapeo del flujo

Con los datos de alturas de depósito, inundación, límite de inundación y las imágenes satelitales posteriores al evento, se mapeó el aluvión en la ciudad de Chañaral, de manera de entender bien su forma, extensión y transporte desde su llegada por el río Salado.

1.7.4 Mapeo de la evolución de la costa de Chañaral

Se realizó un mapeo geomorfológico enfocado en la evolución de la línea costera de la ciudad de Chañaral en los últimos 50 años, asociada a los depósitos de relave en la bahía de Las Ánimas de Chañaral. Se trabajó con fotos aéreas e imágenes satelitales, más recientes, previas al aluvión.

1.7.5 Revisión de aluviones históricos en la ciudad de Chañaral

Se realizó una revisión de los periódicos locales (de Chañaral o Copiapó) en los años que presentaron las mayores anomalías de precipitación, y de esta forma se pudo verificar si hubo aluviones asociados a estas precipitaciones, para estimar la magnitud de su impacto. Con los mismos periódicos, junto con otras fuentes escritas, audiovisuales e incluso orales, se trató de caracterizar lo mejor posible estos aluviones y compararlos con el evento de marzo de 2015.

1.7.6 Re-análisis meteorológico

Se realizó un estudio meteorológico con datos de los últimos 100 años, destacando eventos de precipitación extremos en el norte de Chile que provocaron los aluviones históricos registrados en la parte anterior. Se trabajó con los datos entregados por el ESRL (*Earth System Research Laboratory* del NOAA), junto con su aplicación para re-análisis compuesto (*Daily Climate Composites*), para así generar escenarios de re-análisis y determinar los mecanismos que generaron estos eventos extremos (Figura 5).

Figura 5. Interfaz de input de datos del sitio web de re-análisis usado.

La aplicación del re-análisis (que se puede encontrar en el sitio web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>) se realizó con los siguientes parámetros: altura geopotencial (*geopotential height*), vector de vientos (*vector wind*) y OLR (*Outgoing longwave radiation*, interpolado y no-interpolado); en los niveles de análisis de 1000, 850, 500 y 250 mb; con gráficos de anomalía y de promedio; abarcando las latitudes entre 90°S y 25°N y las longitudes entre 110 y 330, englobando el Océano Pacífico en el hemisferio sur, donde se puede observar mejor los posibles eventos de tipo El Niño. Se relacionó finalmente cada evento extremo que generó aluviones en la zona con episodios ENOS, similar a lo realizado en el trabajo de Vargas *et al.* (2006).

2 MARCO GEOMORFOLÓGICO Y CLIMÁTICO

En el presente capítulo se mostrará el marco geomorfológico y climático para el trabajo realizado.

2.1 Marco geológico

La geología de la hoya hidrográfica del río Salado, y de parte de la hoya del salar de Pedernales, incorpora una gran cantidad de depósitos no consolidados en donde se ubican gran parte de las quebradas, así como formaciones rocosas de edades Paleozoicas a Cenozoicas. Se describe la geología en general, dividiendo entre intrusivos y rocas estratificadas, en las zonas que abarcan las hojas El Salvador Occidental (Godoy y Lara, 2005), El Salvador (Cornejo *et al.*, 1998, 2013) y Potrerillos (Tomlinson *et al.*, 1998); resumido en la Figura 6.

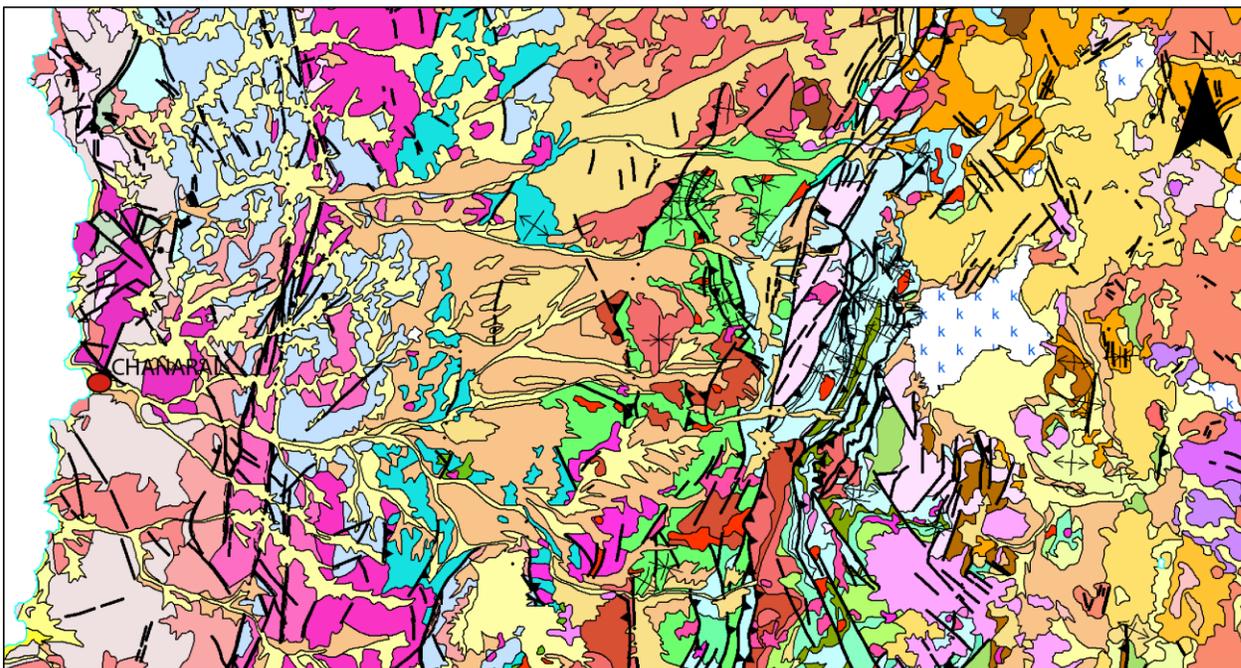


Figura 6. Geología simplificada de la zona de la cuenca de Chañaral. Escala: 1:900.000. Área comprendida entre 70,7° a 68,7°W y 25,7° a 26,8°S. Capa de Geología básica 1:1.000.000 del SERNAGEOMIN (2010).

En las siguientes ilustraciones se pueden observar mapas geológicos sintetizados de la geología de las cuencas, en base a las cartas geológicas mencionadas anteriormente. A continuación, se describirá en detalle las formaciones y unidades que componen las rocas de diferentes edades.

2.1.1 Paleozoico

Se encuentran dos unidades estratificadas importantes del Paleozoico en la zona de estudio. La primera corresponde al **Complejo Epimetamórfico Chañaral** (Devónico – Carbonífero), complejo metamórfico de bajo grado con facies de metaturbiditas, *melange*, metacalizas y metabasitas. Este complejo se ubica adyacente a la costa de la zona de estudio (Godoy y Lara, 1998). La segunda unidad es la **Formación La Tabla** (Paleozoico superior), de carácter volcánico-continental (tobas soldadas y brechas

riolíticas). Esta formación se ubica desde el sector del Peñón de Pedernales hacia el sur (quebrada Asientos), (Tomlinson *et al.*, 1998).

Además, se encuentran tres intrusivos también en la zona de Pedernales: **Granitoides de Montandón** (Pérmico), al sur de la quebrada el Jardín, y los **Batolitos Pedernales** y **Sierra Castillo**, ambos del Pérmico y de composición intermedia a félsica. Se ubican en el borde sur-oeste del salar de Pedernales y al este de la falla Sierra Castillo, respectivamente (Tomlinson *et al.*, 1998).

2.1.2 Mesozoico

2.1.2.1 Triásico

Al norte de Chañaral, fuera de la cuenca del río Salado, se ubica la **Formación Agua Chica** (Triásico superior), compuesta de conglomerados, areniscas con fósiles, lavas y tobas de ambiente fluvial (Godoy y Lara, 1998). Hacia la zona de Pedernales, se tiene la **Formación Quebrada del Salitre** (Triásico Superior – Jurásico Inferior) de origen volcánico – sedimentario (marino y continental), con facies de lavas y brechas basálticas, areniscas, conglomerados y calizas, además de domos y lavas riolíticas. Aflora en la quebrada del río Salado cuando toma dirección norte-sur (Tomlinson *et al.*, 1998).

Cerca de Chañaral se encuentran dos plutones: **Pan de Azúcar** y **Cerros del Vetado**, ambos granitoides tipo S. El primero se emplaza al norte de la ciudad de Chañaral, en el cerro del mismo nombre, mientras que el segundo aflora entre la quebrada del río Salado y la quebrada Peralillo, más hacia el este de la ciudad (Godoy y Lara, 1998).

2.1.2.2 Jurásico

En el sector occidental del río Salado, al norte de la quebrada (en la sierra Albayay) aflora la **Formación La Negra** (Pliensbachiano – Jurásico Superior), que se compone de secuencias de lavas andesítico-basálticas y sucesiones marinas carbonatadas y epiclásticas. Hacia el este, cerca de Diego de Almagro, se observan afloramientos del **Grupo Punta del Cobre** (Jurásico Superior – Cretácico Inferior), correspondientes a secuencias de lavas con intercalaciones de rocas sedimentarias carbonatadas y tobáceas (Godoy y Lara, 2005). Cerca de El Salvador, aflorando en la quebrada del río Salado se encuentra la **Formación Sierra Fraga** (Jurásico Medio – Cretácico Inferior) que se compone de lavas y brechas andesíticas y andesítico-basálticas, con intercalaciones calcáreas de ambiente marino (Cornejo *et al.*, 2013). Ya en el sector de Pedernales afloran las **formaciones Montandón** (Pliensbachiano – Bajociano medio), de carácter sedimentario marino, y **Asientos** (Bajociano – Caloviano), también sedimentaria marina; los **Estratos de Quebrada Vicuña** (Jurásico Medio – Superior), correspondientes a una formación volcánica con intercalaciones marinas de carbonato, y la **Formación Pedernales** (Titoniano – Valanginiano), que es una unidad sedimentaria continental (Tomlinson *et al.*, 1998).

Entre Chañaral y Diego de Almagro afloran tres plutones del Jurásico Inferior, de composición granodiorítica: **Plutón Peralillo**, que se emplaza en el cerro Chañaral, al norte de la misma ciudad, el **Plutón Barquito**, emplazado en la caleta Barquito al sur de Chañaral, y el **Plutón Flamenco**, emplazado en algunos sectores del cerro La Chañarala (Godoy y Lara, 1998). Al oeste del Sistema de Fallas de Atacama se emplaza el **Plutón Las Ánimas** (Jurásico Medio – Jurásico Superior), en el sector de

Pampa Negra, este intrusivo es de composición diorítica y en algunos afloramientos, gabros (Godoy y Lara, 2005). Finalmente, en la quebrada del río Salado cerca de Pedernales se emplazan **Filones hipabisales andesítico-basálticos** (Jurásico Medio – Superior), orientados norte-sur (Tomlinson *et al.*, 1998).

2.1.2.3 Cretácico

Aflorando al sur de Diego de Almagro, en la sierra Santo Domingo, se encuentra el **Grupo Chañarcillo** (Berriasiano – Barremiano), compuesto por secuencias de areniscas y calizas coquináceas (Godoy y Lara, 1998). De manera extensa, en el sector de El Salvador, aflora la **Formación Llanta** (Campaniano – Maastrichtiano), compuesta por secuencias volcánicas y sedimentarias con 3 miembros definidos (nivel inferior sedimentario, nivel intermedio sedimentario-volcánico y nivel superior volcánico) (Cornejo *et al.*, 2013). Ya en el sector de Pedernales, entre las Quebradas Las Tablas y Agua de León, se encuentra la **Formación Agua Helada** (Cretácico Inferior), correspondiente a una formación sedimentaria continental (Tomlinson *et al.*, 1998).

Al oeste del SFA, en el pueblo de El Salado, se emplaza el **Plutón Las Tazas** (Cretácico Inferior), de composición granodiorítica, cortado por filones andesíticos. Al este de la localidad de El Salado (y al este del SFA) se emplaza el **Plutón Sierra Áspera** (Cretácico Inferior), compuesto de dioritas con enclaves y filones de composición variada. Al sur del cerro Salado se ubica el cuerpo intrusivo **Plutón Sierra Dieciocho**, formado por dioritas cuarcíferas y granodioritas (Godoy y Lara, 2005). En Pampa Austral afloran los **Pórfidos dacíticos Pampa Austral** (Aptiano – Cenomaniano), compuestos por cuellos volcánicos, domos y lavas domo con composición dacítica. Al sur de la sierra Luján, aflora el **Plutón Sierra Merceditas** (Aptiano – Cenomaniano), en la sierra del mismo nombre, correspondiente a un stock de tonalitas. Hacia el sector de El Salvador se tienen varios pórfidos andesíticos: **Pórfidos andesíticos de piroxeno de sierra Los Amarillos** y **Pórfidos andesíticos de hornblenda y piroxeno de sierra Caballo Muerto**. Cerca de los pórfidos anteriores, se emplazan las **Monzodioritas y monzonitas cuarcíferas de Sierra Caballo Muerto, Quebrada del Salado y sierra Miranda** (Cretácico Superior alto) (Cornejo *et al.*, 2013). Finalmente, en la Quebrada Asientos, hacia Pedernales, se emplazan **Pórfidos, diques y filones andesíticos** (Cretácico Superior) (Tomlinson *et al.*, 1998).

2.1.3 Cenozoico

2.1.3.1 Paleógeno

La **Formación El Salvador** (Paleoceno medio – superior), que aflora en el distrito del mismo nombre, corresponde a una formación volcánica piroclástica riolítica, con intercalaciones de lavas andesíticas y dacíticas vítreas (Cornejo *et al.*, 2013). En el mineral de Potrerillos, hacia el este, afloran los **Estratos de Cerro Valiente** (Paleoceno), correspondiente a una secuencia volcánica efusiva y piroclástica (lavas, brechas, tobas e ignimbritas, de composiciones andesíticas a riolíticas). Los **Estratos de cerro el Buitre**, aflorando en el cerro del mismo nombre, en Pedernales, corresponde a una secuencia estratificada volcanoclástica y sedimentaria (depósitos *block and ash* y conglomerados) (Tomlinson *et al.*, 1998).

Aflorando al sur de la quebrada del Salado (sierra Caballo Muerto) y cerca de El Salvador, se tienen los **Pórfidos dacíticos y daciandesíticos de piroxeno y biotita de la sierra Caballo Muerto** (Paleoceno superior), que forman stocks porfídicos. Cerca de

El Salvador también, se tienen los **Gabros y dioritas del cerro La Cruz** (Paleoceno superior), siendo intrusivos afaníticos máficos. En la ladera oeste de la quebrada San Juan afloran los **Domos riolíticos y riodacíticos del cerro Indio Muerto y San Juan, lacolitos y diques asociados** (Paleoceno superior), correspondiente a complejos extrusivos coalescentes con depósitos piroclásticos y epiclásticos asociados. También cerca de El Salvador, se emplazan las **Monzonitas cuarcíferas, monzodioritas y pórfidos monzoníticos de La Cantera** (Paleoceno superior), que afloran en forma de stocks con diaclasamiento columnar, y cerca de estos los **Pórfidos y domos riolíticos de Kilómetro Catorce y Pampa del Inca** (Paleoceno superior); y para el Eoceno se tienen **Pórfidos andesíticos, daciandesíticos y microdioríticos**, las **Granodioritas y monzodioritas cuarcíferas del cerro Vicuña** y los **Pórfidos riodacíticos del Campamento Antiguo, lacolitos y diques asociados** (Cornejo *et al.*, 2013). Camino a Pedernales, al sur de Potrerillos, se emplaza el **Domo riolítico de Potrerillos** (Paleoceno), compuesto por riolitas fluidales. Ya hacia Pedernales, se emplazan stocks de **Monzonitas y monzodioritas** (Paleoceno) y finalmente, stocks, diques y filones de **Pórfidos dioríticos y diques andesíticos de piroxeno** (Paleoceno) (Tomlinson *et al.*, 1998).

2.1.3.2 *Neógeno*

Una de las unidades más importantes para este trabajo son las **Gravas de Atacama** (Mioceno medio), ya que son depósitos no consolidados muy extensos en la zona de estudio; estos se conforman de gravas polimícticas, ripios mal seleccionados y arenas gruesas de tonos grises. Más recientes son los **Depósitos coluviales inactivos** (Plioceno – Pleistoceno), que son depósitos de gravas, arenas y limos de laderas y que son cortados por el drenaje contemporáneo, formando parte de las terrazas de los ríos (Godoy y Lara, 1998). Hacia El Salvador se encuentran depósitos de la **Ignimbrita San Andrés** (Mioceno superior), asociados a un flujo piroclástico de composición riolítica. De forma extensa también desde la zona cercana a El Salvador, se encuentran **Depósitos aluviales y coluviales antiguos** (Mioceno superior – Plioceno), compuestos de clastos monomícticos angulosos, de tamaño entre gravilla y bloques, con mala selección. En algunas zonas pueden presentar niveles de tobas (Cornejo *et al.*, 2013). Río arriba, hacia Pedernales, se ubican los depósitos de la **Ignimbrita Los Cristales** (Mioceno medio), asociados a un flujo piroclástico de composición riolítica. Ya en el sector del salar de Pedernales, se encuentran los **Aparatos volcánicos centrales y campos de lavas** (Mioceno medio) del volcán cerro Doña Inés, que contienen conos volcánicos con domos centrales, flujos piroclásticos que los rodean y lavas, en menor cantidad. En la ladera occidental del cerro Doña Inés se encuentra la **Ignimbrita Inés Chica** (Mioceno medio), de composición riolítica; y finalmente en el mismo salar se encuentran **Depósitos salinos antiguos del salar de Pedernales** (Mioceno superior – Plioceno), compuestos por sulfatos y limos salinos, con boratos y anhídrita (Tomlinson *et al.*, 1998).

2.1.3.3 *Cuaternario*

Dentro de los depósitos no consolidados del Cuaternario, se encuentran **Depósitos eólicos y de playa**, arenas finas a medias cercanas a la costa (incluye el relave depositado en la costa de la ciudad de Chañaral), **Depósitos coluviales**, de composición monomíctica ubicándose en las laderas de cerros, **Depósitos aluviales**, gravas, arenas y limos de selección variable asociados a flujos de barro (Godoy y Lara, 1998), y hacia el salar de Pedernales los **Depósitos salinos recientes del salar de**

Pedernales, con costras de limos salinos húmedos y de halita suave y húmeda (Tomlinson *et al*, 1998). Se incluyen los **Depósitos antrópicos** (Holoceno) asociados a depósitos de relave del yacimiento El Salvador, además de depósitos similares de otros distritos mineros (Cornejo *et al.*, 2013).

2.1.4 Geología estructural regional

A lo largo de la hoya del río Salado (y del río De La Sal), varias estructuras mayores, como fallas, atraviesan el camino de los ríos y, en algunos casos, modelan también aspectos morfológicos de estos valles. Lo más destacable en cuanto a geología estructural es la presencia del **Sistema de Fallas de Atacama** (SFA) (Arabasz, 1970), que aparece en trazas norte sur y fallas secundarias de rumbo noreste (**Falla Cerro Salado**) en los sectores de Chañaral y Diego de Almagro. Se observa en general un manteo hacia el este de las formaciones del Jurásico y del Cretácico, debido a un régimen tectónico de extensión. Más hacia el este se mantiene la presencia de fallas de rumbo norte-sur y algunas noroeste o noreste, de menor orden que las del SFA, asociadas a la zona de El Salvador. Estas fallas en general cortan el cauce del río pero no influyen o modelan su morfología en gran medida. Ya hacia el límite oriental del área de estudio, se tienen varias fallas de rumbo nor-noreste, como la **Falla Sierra Castillo, Barrancas, Río de la Sal, Casa de Fuerza, El Buitre y Agua de la Piedra**, entre otras fallas menores de rumbo similar. Estas fallas son más importantes geomorfológicamente hablando, ya que muchos valles de esta zona se alinean en base a estas fallas, sobre todo el del río De La Sal, que se alinea con la falla del mismo nombre. Además, este “sistema” de fallas limita la cuenca endorreica asociada al salar de Pedernales.

2.2 Marco geomorfológico neógeno – cuaternario

2.2.1 Unidades macrogeográficas

La zona del desierto de Atacama se caracteriza por el fin de los valles transversales que se desarrollan desde el río Copiapó hacia el sur, y la aparición de la Depresión Central de forma continua en toda la zona. Se pueden reconocer cinco unidades geográficas o físicas principales en esta región: **Cordillera de la Costa, Depresión Central, Pre-Cordillera, Depresión Pre-Andina y Cordillera de los Andes Occidental**. Para el área de estudio, la Cordillera de la Costa alcanza una gran extensión este-oeste, mientras que la Depresión Central es de menor extensión, en comparación a lo que se puede observar más al norte, y además no se presenta la Depresión Pre-Andina; sin embargo una característica geográfica importante es la presencia del salar de Pedernales, que marca el límite entre la Pre-Cordillera y la Cordillera de los Andes (Riquelme *et al.*, 2002, Figura 7; Nalpas *et al.*, 2007, Figura 8).

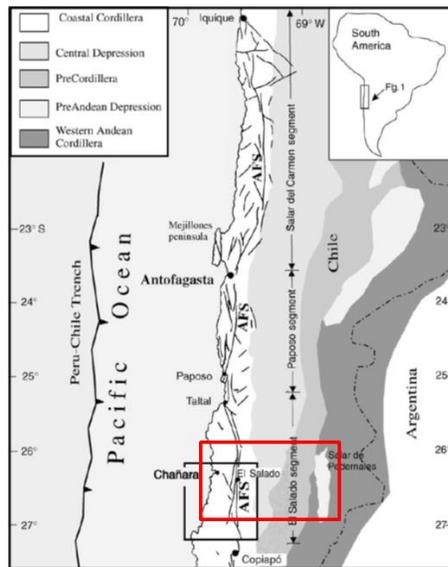


Figura 7. Mapa general de la zona del desierto de Atacama, mostrando las unidades fisiográficas-geográficas principales del antearco del norte de Chile. El cuadrado rojo encierra el área de interés. AFS: Sistema de Fallas de Atacama. Modificado de Riquelme *et al.* (2002).

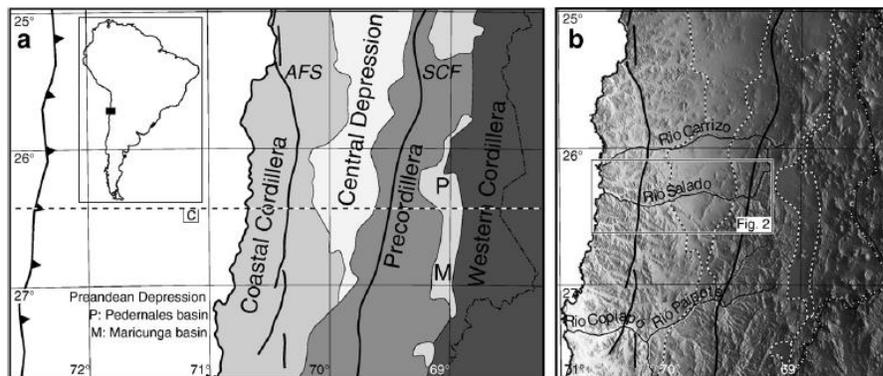


Figura 8. (a) Unidades morfoestructurales que forman la parte oeste de la Cordillera de los Andes en el norte de Chile. (b) Mapa de elevación digital con los principales drenajes, donde se muestra el área de estudio encerrada en un recuadro. Extraída y modificada de Nalpas *et al.* (2007).

2.2.2 Unidades geomorfológicas generales

Para la Tercera Región de Atacama, Borgel (1983), y Ulloa y Ortiz de Zárate (1989) definieron ocho macrounidades geomorfológicas asociadas a los procesos geológicos de los últimos millones de años. Para el área de interés se desarrollan cinco unidades geomorfológicas de oeste a este: **Planicies fluviomarinas** en la zona de Chañaral, **Cordillera de la Costa** entre Chañaral y Diego de Almagro, **Pampa Ondulada Austral** en la zona de Diego de Almagro y El Salvador, **Precordillera de Domeyko** y **Cordillera de Domeyko** desde Potrerillos hasta el salar de Pedernales. Más allá del salar se desarrollan las **Cuencas Altiplánicas** (Figura 9; Ulloa y Ortiz de Zárate, 1989).

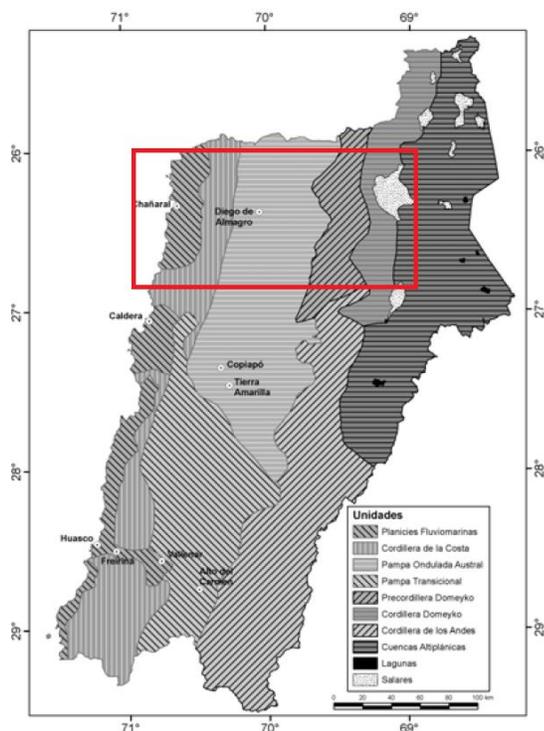


Figura 9. Unidades geomorfológicas regionales. El cuadro rojo indica el área de estudio. Modificado de Borgel (1983) y Ulloa & Ortiz de Zárate (1989).

En general, se observa un aumento de altitud sostenido desde las Planicies Fluvio-marinas hacia la Cordillera de Domeyko, siendo gradual hasta la zona de la Pampa Ondulada y luego abrupto en la Pre-Cordillera de Domeyko. La Cordillera de la Costa no suele superar los 1500 m.s.n.m., donde esta altura se mantiene relativamente constante en las Pampas, cuyo relieve se caracteriza por la influencia de los ríos que la atraviesan. En menos de 30 kilómetros, las alturas alcanzan los 3000 m.s.n.m. en la Cordillera de Domeyko (Figura 10), donde los cauces de ríos se orientan en dirección norte-sur, principalmente por influencia de fallas (Figura 11).

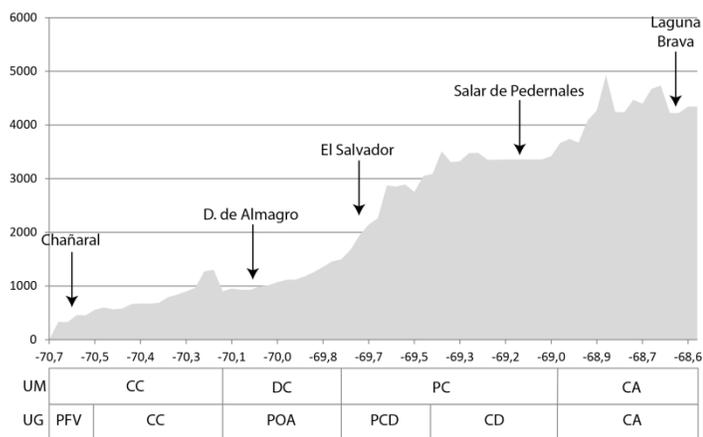


Figura 10. Perfil de elevación en la zona de Chañaral (27°S). La primera fila debajo del perfil señala las unidades morfoestructurales de acuerdo a Nalpas *et al.* (2007) (CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PC: Pre-Cordillera, CA: Cordillera de los Andes) y la fila inferior, las unidades geomorfológicas según Ulloa y Ortiz de Zárate (1989) (PFV: Planicies Fluvio-Marinas, CC: Cordillera de la Costa, POA: Pampa Ondulada Austral, PCD: Pre-Cordillera de Domeyko, CD: Cordillera de Domeyko, CA: Cuencas Altiplánicas). Datos de alturas extraídos de la USGS.

Adicionalmente, Borgel (1983) y Ulloa & Ortiz de Zárate (1989) definen los tipos de suelos en la región, donde en la zona de la ciudad de Chañaral, predominan los **Yermosoles Cálcicos (Y)** (suelos áridos casi sin contenido orgánico con capas blanquecinas ricas en cal en la superficie o subsuelo), luego, a la altura de Diego de Almagro, aparecen **Cambisoles Ócricos (B)** (suelos jóvenes y poco desarrollados, que presentan clastos de la roca subyacente, son de color claro y pobres en materia orgánica) y finalmente, ascendiendo al salar de Pedernales, los **Fluvisoles (J)** (suelos formados por material transportado por agua, poco desarrollados y de estructura débil, con capas alternadas de arena con gravas).

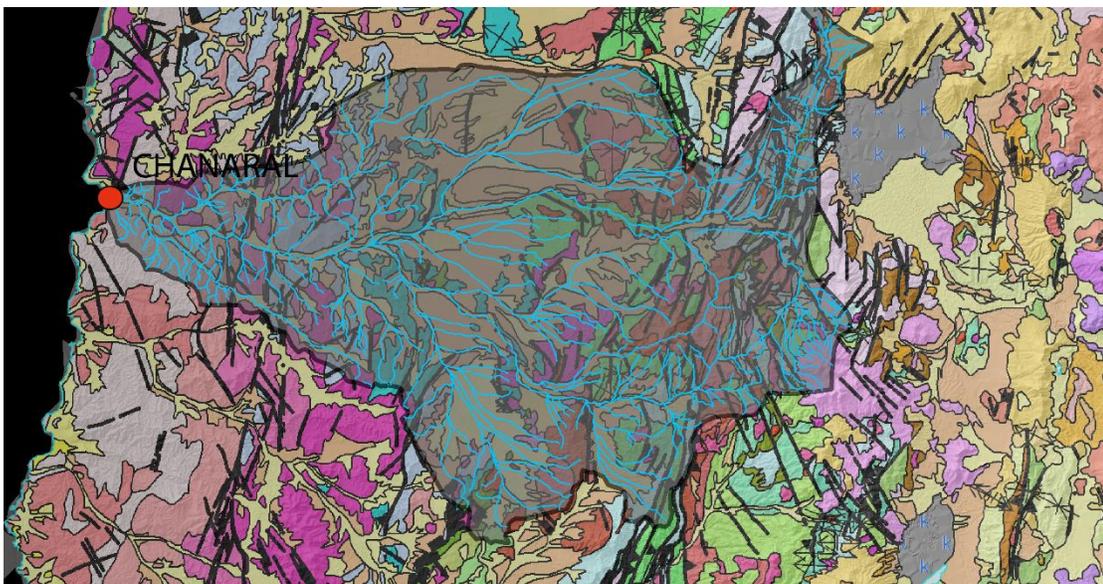


Figura 11. Geología de la zona de estudio superpuesta sobre modelo de elevación digital (Extraído de ASTER Global DEM, NASA, 2011). Se superpone a esta la cuenca de drenaje del río Salado, con las redes de drenaje asociadas marcadas en celeste.

2.2.3 Hoyas hidrográficas

2.2.3.1 Hoya del río Salado

La DGA define al **río Salado** como uno de los primeros cauces importantes del norte grande de Chile. Es de régimen seco o muy esporádico, donde la cuenca tiene una extensión de más de 7400 km².

Se origina en las **Vegas de Vicuña**, en la ladera oeste del cerro Doña Inés, donde sigue por un valle profundo 50 kilómetros al sur hasta estación Montandón en dirección NNE, rumbo dado por la Falla Río de la Sal. Luego, el río toma rumbo este-oeste, hasta la desembocadura en Chañaral.

En la Precordillera recibe varios afluentes, donde uno de los más importantes corresponde a la **quebrada Asientos**, desde el sur a la altura de El Salvador. Río abajo, otras quebradas importantes afluentes son la de **Chañaral Alto** y la de **Angostura**, en la zona de Pampa Austral. Finalmente, cerca de la desembocadura, recibe las **quebradas de Las Ánimas** y **El Saladito**, desde el sur y el norte respectivamente, a la altura de Cerros del Vetado.

2.2.3.2 Hoya del salar de Pedernales

La hoya del salar de Pedernales es una cuenca endorreica de casi 4900 km², cuya altura va desde los 3400 m.s.n.m. hasta los 5000 m.s.n.m. de los ríos que alimentan al salar. Se encuentra separada por lomas de baja altura de la quebrada del río Salado y sus afluentes, salvo por la zona de **Agua Helada**, donde la separación es casi inexistente, y se emplaza un canal artificial que comunica ambas cuencas (Figura 12).



Figura 12. Canal artificial construido para conectar el salar de Pedernales con el río Salado.

Se puede subdividir en base a sus tributarios en subcuencas: **Río Juncalito**, **Río La Ola**, **Río Leoncito**, **Río Negro** o **Salado** y la **Directa del Salar**. Esta hoya se alimenta principalmente mediante estos afluentes, las precipitaciones recibidas directas sobre el salar, y el movimiento de aguas subterráneas hacia el mismo. No hay conexión alguna con otras cuencas, salvo por el dren mencionado anteriormente.

2.2.4 Influencia del SFA en la geomorfología

Riquelme *et al.* (2002) hablan sobre cómo la actividad del **Sistema de Fallas de Atacama** influyó en el alzamiento de los bloques de la **Cordillera de la Costa**, en la depositación de las **Gravas de Atacama** y en la formación de los valles tributarios de la hoya del **río Salado**. En este sentido, proponen una evolución de la geomorfología de estos valles y de cómo el SFA formó parte de la incisión de los valles al oeste de esta.

Se menciona que el SFA acomodó el alzamiento relativo del lado oeste de la Cordillera de la Costa en la zona de Chañaral desde el Mioceno medio hacia adelante, donde la altitud regional promedio disminuye hacia el este atravesando el SFA. Además, mediante análisis topográfico, observan un relieve más inciso al oeste del SFA.

A partir de esto, se tiene que la evolución del valle del río Salado fue controlada por la actividad tectónica del SFA, donde se reconocen tres etapas (Figura 13):

- a) **Pre – Mioceno medio:** el valle del río Salado ya existía en este período, y se encontraba profundamente inciso en todo el antearco, lo que es un indicio de un alzamiento previo, probablemente durante el Eoceno.

- b) **Mioceno medio – tardío:** la depositación de las Gravas de Atacama rellenaron la morfología incisa en la **Precordillera, Depresión Central** y la parte este de la Cordillera de la Costa, donde va gradando desde depósitos de gravas al este hacia depósitos tipo *playa lakes* cerca del SFA. Esta depositación fue controlada parcialmente por el alzamiento de la parte oeste de la Cordillera de la Costa a lo largo del SFA, donde el río Salado no alcanzó a llegar al océano.
- c) **Mioceno tardío – Reciente:** luego del depósito de las Gravas de Atacama, siguió un episodio de pedimentación, y marcó el fin de los depósitos tipo *playa lake*, donde el río Salado volvió a tener salida al mar. El río disecta las Gravas de Atacama y depósitos de la Depresión Central, y el alzamiento relativo de la parte oeste de la Cordillera de la Costa, acomodado y controlado por el SFA, generó incisión del río en el relieve al oeste del SFA.

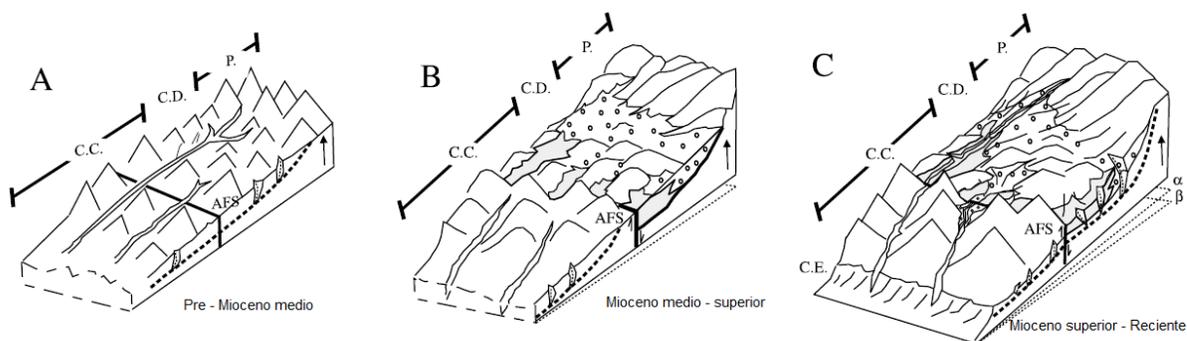


Figura 13. Diagrama esquemático de la evolución geomorfológica y depositacional neógena inferida para el antearco chileno en la zona de Chañaral. (A) Pre – Mioceno medio: Valle del Salado profundamente inciso en el basamento. (B) Mioceno medio – tardío: SFA acomoda alzamiento del O de CC. Gravas de Atacama y depósitos de *playa lake* se depositan al este del SFA. (C) Mioceno tardío – Reciente: Valle del Salado disecta depósitos neógenos de la CD. Ángulos α y β marcan basculamiento del antearco. CC: Cordillera de la Costa, CD: Depresión Central, P: Precordillera, AFS: Sistema de Fallas de Atacama. Modificado de Riquelme *et al.* (2002).

Se proponen, finalmente, dos fenómenos tectónicos que explicarían esta evolución geomorfológica. Primero, la actividad antes mencionada del SFA que controló la depositación de las Gravas de Atacama y sedimentos relacionados, donde las fluctuaciones en el alzamiento relativo de la Cordillera de la Costa acomodado por el SFA explicaría la capacidad renovada del río Salado para disecar el antearco hacia el este. El segundo fenómeno estaría relacionado con que el período donde esta incisión renovada en el antearco por el río Salado coincide con el episodio de alzamiento del **Altiplano** y de la **Puna** (Gregory-Wodzicki, 2000), sin activar fallas mayores, donde este basculamiento generado por el alzamiento resultó en una mayor pendiente promedio del antearco Chileno.

2.2.5 Evolución reciente de la bahía de Chañaral

Durante los últimos 60 años ha habido una notoria evolución en la línea de costa de la bahía de Chañaral de las Ánimas, principalmente ligado a las actividades humanas. Desde 1938, la *Andes Copper Mining Company*, seguida años después por CODELCO, depositaron los sedimentos de relave asociados a la producción de Salvador y Potrerillos, durante 52 años. Esto generó un drástico cambio en la morfología de la playa de la ciudad, retirando la línea de costa mar adentro. En la Figura 14 se puede

observar el cambio en el puerto de Chañaral antes y después del depósito continuo de relave en la costa.



Figura 14. Fotos de la caleta de Chañaral antes y después de la depositación del relave minero. Izquierda: 1916; derecha: 2006. Fotos extraídas de La Muerte Gris de Chañaral, Manuel Cortés (2010).

Se pueden observar fotos aéreas de 1954 que muestran la línea de costa en pleno proceso de relave. Superponiendo estas fotos a imágenes satelitales de la bahía previo al aluvión del 2015, se puede observar la magnitud del cambio morfológico en la playa (Figura 15).

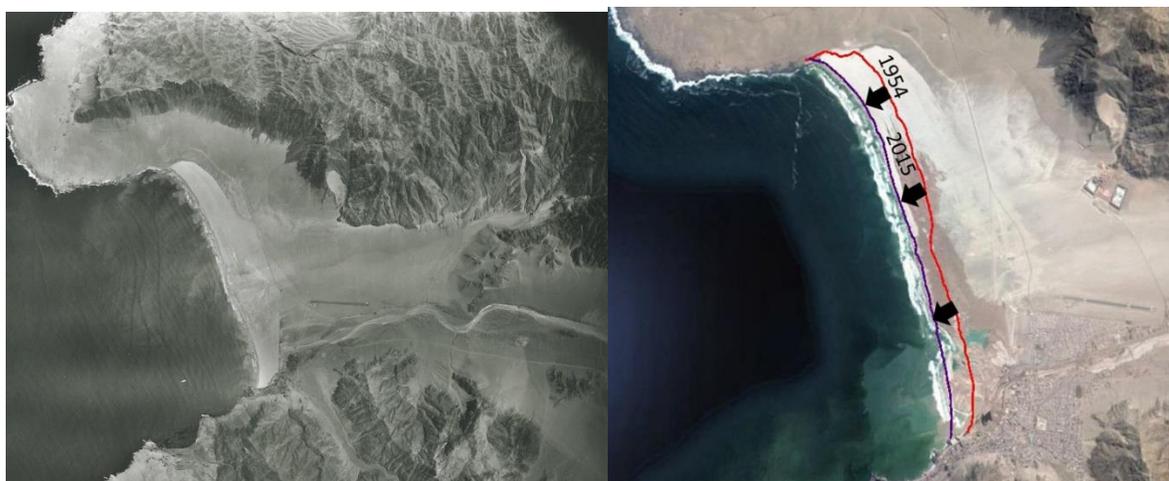


Figura 15. Izquierda: Foto aérea de la ciudad de Chañaral en el año 1954. Derecha: Superposición de las líneas de costa registradas con las imágenes y fotos disponibles, sobre la imagen satelital post-aluvión. Línea púrpura: costa durante el 2015 pre-aluvión. Línea roja: costa durante 1954, delimitada a partir de las fotos aéreas de la época.

Finalmente, el aluvión arrasó con gran parte de la playa, como se puede observar en las distintas fotos aéreas e imágenes satelitales mostradas, dejando al descubierto muchos cortes donde se pudo observar el espesor y las características de este relave (Figura 16). Conocer el período de tiempo donde estos sedimentos fueron depositados es útil para usar las capas de relave en la costa como nivel guía de eventos catastróficos previos que afectaron la playa de Chañaral, como aluviones y tsunamis.

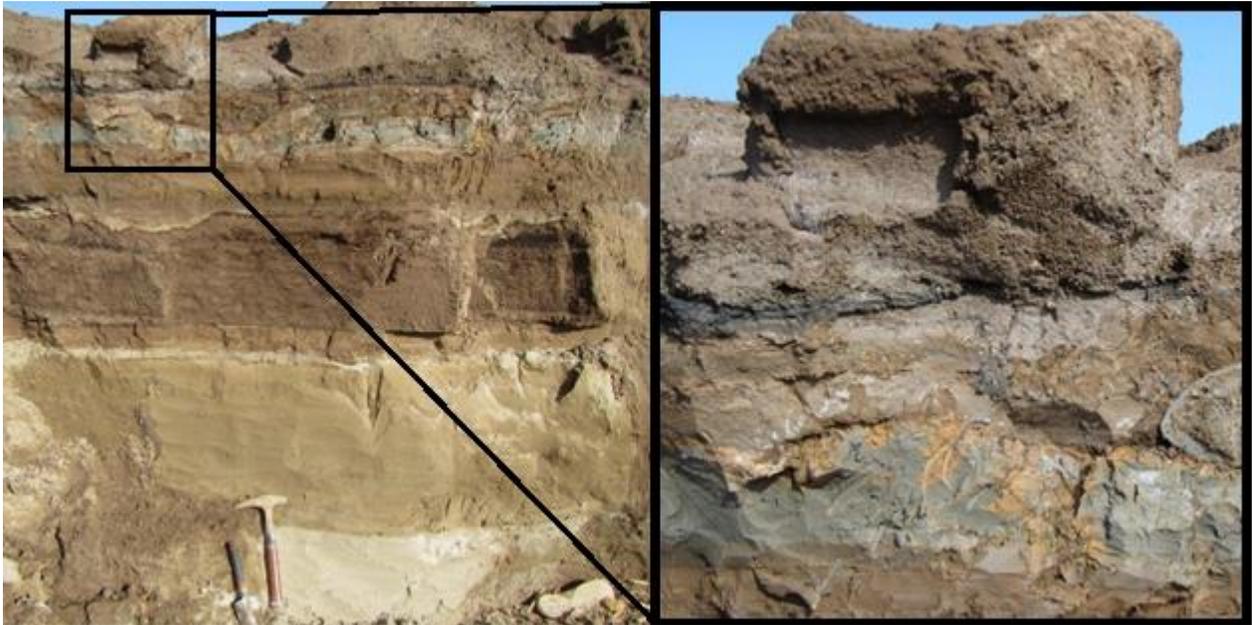


Figura 16. Socavón en el extremo sur de la playa de Chañaral donde se pueden encontrar distintos niveles de eventos de deposición en la playa. La foto de la derecha corresponde a un acercamiento de la parte superior. Notar el color gris verdoso de una de las capas, correspondiente al relave depositado en la playa.

2.3 Contexto climático y meteorológico

Es necesario, para entender el evento meteorológico del 25 de marzo de 2015, conocer el contexto climático y meteorológico de la región de estudio: la transición entre la zona semi-árida e hiper-árida del norte de Chile. En particular, se describe cómo, cuándo y por qué llueve en estas localidades y las precipitaciones que desataron el aluvión en Chañaral.

2.3.1 Clima de Chañaral (26° - 26°30' S)

La zona de Chañaral se ubica al norte de la Tercera Región de Atacama, en una zona de transición entre la **zona hiperárida** de la Región de Antofagasta y la **zona mediterránea semiárida** de la Región de Coquimbo. Esta zona se caracteriza por la presencia de neblinas costeras (**camanchaca**) que sustentan la aparición de vegetación en lomas y el límite sur del Altiplano en la cordillera, con la presencia de los últimos grandes **salares** (salar de Pedernales y salar de Maricunga, entre otros). Más al sur, empiezan los valles transversales donde se desarrolla la agricultura.

2.3.1.1 Circulación atmosférica

Esta latitud se ubica en la zona de los anticiclones subtropicales (Strahler & Strahler, 1986; Aguado & Burt, 2004), en particular, el **Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur**. En esta zona, limitado por la alta cordillera, aparece el cinturón de **Vientos Alisios** desde la vertiente amazónica, que genera precipitaciones estivales (Juliá *et al.*, 2008). La combinación de estos rasgos climáticos, la **corriente fría de Humboldt** y la presencia de la Cordillera de los Andes modelan el clima.

En general, las precipitaciones son muy escasas, concentradas en los meses de invierno, y en la zona de Chañaral no superan los 1,7 mm/año, categorizándola como zona árida. Esto se debe a que el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) bloquea la llegada de sistemas frontales, y esto se va acentuando por la presencia de la

cordillera, la corriente de Humboldt y la **surgencia de aguas profundas** (Fuenzalida, 1965; Garreaud et al., 2003, 2007; Houston & Hartley, 2003). Se reconocen tres zonas climáticas: 1) la **zona de neblinas costeras** en la costa, 2) la **zona con influencia del sistema amazónico de lluvias estivales** en la alta cordillera y 3) la **zona árida** en el resto del territorio (Miller, 1976).

Las precipitaciones en la zona árida se deben al movimiento estacional del ASPS, que en el verano se expande latitudinalmente hacia el sur, bloqueando la llegada de estos frentes provenientes del suroeste generando una ausencia total de precipitaciones. En invierno, en cambio, el ASPS se contrae hacia el norte, permitiendo la entrada de bajas presiones que generan precipitaciones en esta estación, pero en general, sobre todo en la zona de Chañaral, son muy bajas, habiendo años en los que prácticamente la precipitación anual es 0 mm. Eso sí, el efecto orográfico puede aumentar al doble o más las precipitaciones en la cordillera, por ejemplo, en Potrerillos las precipitaciones pueden alcanzar los 52 mm/año (Almeyda & Sáez, 1958; Hajek & di Castri, 1975).

2.3.1.2 Clasificación climática

Se reconocen cuatro climas definidos de acuerdo a los criterios de Köppen (1948), en base a la combinación de los factores locales y de circulación general de esta zona. Estos son **desierto costero con nubosidad abundante (Bwn)**, **clima desértico transicional (BWi)**, **clima desértico frío de montaña (Bwk'G)** y **clima de tundra de alta montaña (EB)**. Este último tipo de clima escapa de la zona de interés, ya que se ubica más allá del salar de Pedernales (Figura 17).

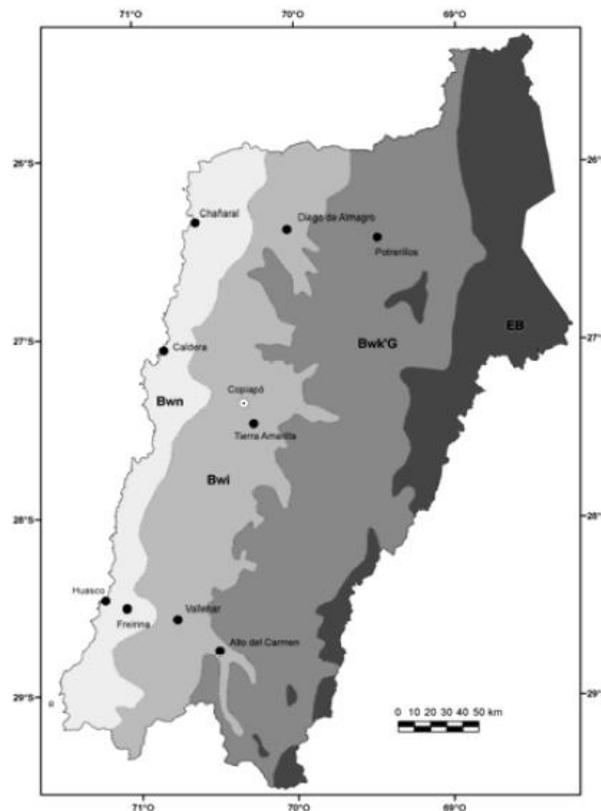


Figura 17. Mapa climático de la Región de Atacama, en base a las clasificaciones de Köppen (1948). De gris más claro a oscuro: Bwn, BWi, Bwk'G y EB. Modificado de Juliá et al. (2008).

2.3.1.2.1 _Desierto costero con nubosidad abundante (BWn)

Corresponde a la franja de costa, donde se ubica la bahía de Chañaral y otras de esta región. Esta nubosidad que menciona su nombre se debe a la presencia de dos capas de aire separadas que dan origen a estratocúmulos que cubren la costa durante la noche. Esta condición es continua durante gran parte del año, con una humedad relativa anual de 74%, precipitaciones variables que no superan los 12 mm en promedio y temperaturas templadas, con promedios entre 10° y 20°C. Las diferencias estacionales se concentran en un aumento de la nubosidad, de la neblina costera y de las precipitaciones en invierno (Fuenzalida, 1971).

2.3.1.2.2 _Clima desértico transicional (BW_i)

Esta zona se concentra entre el límite de la nubosidad del BWn hasta un poco más al este de Diego de Almagro, donde el clima es árido debido principalmente a la influencia del ASPS. La humedad y la cantidad de precipitaciones son significativamente menores, indicando la disminución de la influencia costera en esta zona. La temperatura media anual es de 15° aproximadamente (Antonioletti *et al.*, 1972).

2.3.1.2.3 _Clima desierto frío de montaña (BWk'G)

Esta zona se ubica entre los 1500 m.s.n.m. aproximadamente hasta los 3000 msnm, abarcando el resto del área de estudio. Acá el clima corresponde a uno de desierto frío, donde las temperaturas se correlacionan con las altitudes. La nubosidad es muy baja y la humedad relativa no supera el 28% anual en Potrerillos. Las temperaturas no superan los 11°C en Potrerillos, donde se pueden registrar temperaturas bajo cero (Antonioletti *et al.*, 1972).

2.3.1.3 _Precipitaciones en la zona

Para finalizar la descripción del clima y de los rasgos sinópticos principales del norte de Chile, se debe mencionar que existen al menos dos sistemas principales que generan precipitaciones de manera recurrente en esta zona.

Uno de estos corresponde al desplazamiento de sistemas frontales del sur, transportados por los vientos del oeste, hacia el norte. Estos sistemas frontales asociados a latitudes medias pueden llegar a alcanzar latitudes más bajas (por ejemplo, hasta Antofagasta), debido al debilitamiento del ASPS, el cual a la vez se asocia a episodios El Niño (Juliá *et al.*, 2008).

El otro sistema principal está asociado a las precipitaciones estivales altiplánicas, más conocidas como “Invierno Boliviano”, donde la acción de una baja superficial altiplánica transporta humedad desde el este y precipita por convección, afectando varias localidades del norte de Chile (Garreaud *et al.*, 2003).

Adicionalmente, existen mecanismos fuera de estos dos sistemas que generan precipitación en el norte, donde la humedad es transportada desde el norte, es decir, desde la zona de convergencia inter-tropical. La Figura 18 resume los factores climáticos y sinópticos de esta región, a partir de los datos mencionados anteriormente.

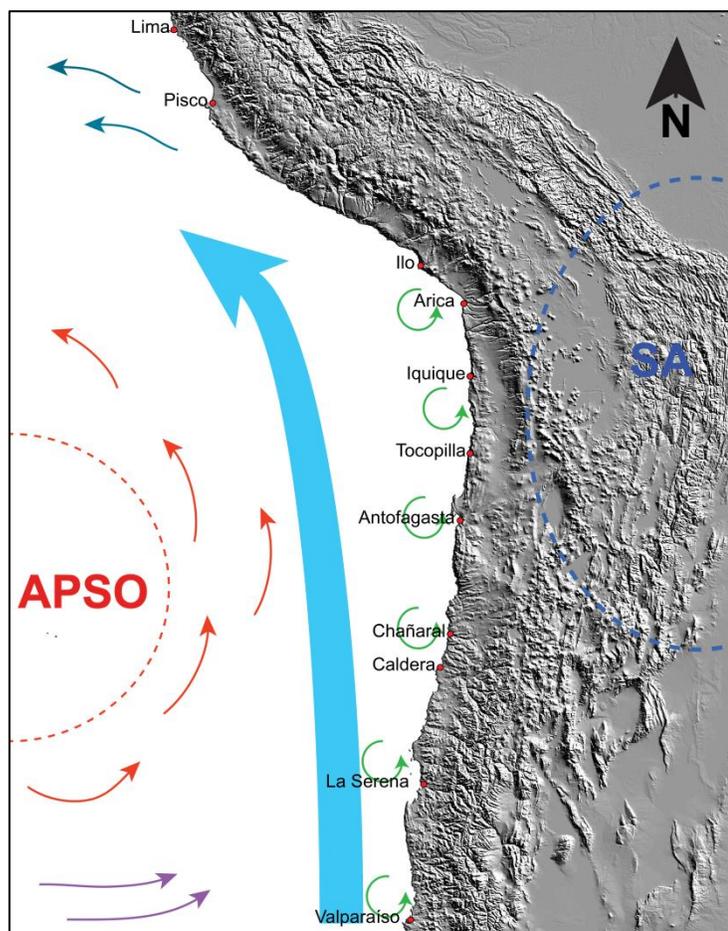


Figura 18. Resumen esquemático del clima y rasgos sinópticos del norte de Chile y sur de Perú. Flecha celeste ancha: corriente costera de Humboldt; flechas rojas: circulación asociada al anticiclón del Pacífico sur-oriental (APSO, círculo rojo); flechas azules: vientos alisios; flechas moradas: vientos del oeste; flechas verdes: surgencia costera; SA: sistema altiplánico. Datos extraídos de Vargas *et al.* (2000), Figueroa y Moffat (2000) y Ortega (2014).

2.3.2 Efectos del “Invierno Boliviano” en la costa del norte de Chile

Las precipitaciones estivales en el altiplano sudamericano, conocidas coloquialmente como “Invierno boliviano”, afectan las regiones altiplánicas del norte de Chile, y también las regiones áridas y costeras. Cada cierto tiempo, durante el verano, se tienen noticias de grandes inundaciones e incluso aluviones en el norte de Chile que son asociados a este fenómeno supuestamente anormal en estas latitudes, considerando la hiper-aridez del norte. Es necesario, entonces, entender el mecanismo de estas precipitaciones y cómo afectan la costa árida de Chile.

De forma muy simple, como se puede observar en la Figura 19 extraída del trabajo de Garreaud *et al.* (2003), existe durante el verano austral una circulación de aire de gran altura, donde los vientos zonales provenientes del este favorecen condiciones húmedas y los del oeste, condiciones secas. La variabilidad intraestacional de esta circulación refleja la posición e intensidad de la Alta Boliviana, la cual a su vez es modulada por las ondas de Rossby emanadas del Pacífico Sur. La Alta Boliviana, un anticiclón de gran altura (200 hPa), se emplaza en los meses de verano austral aproximadamente a los 15°S, 65°W.

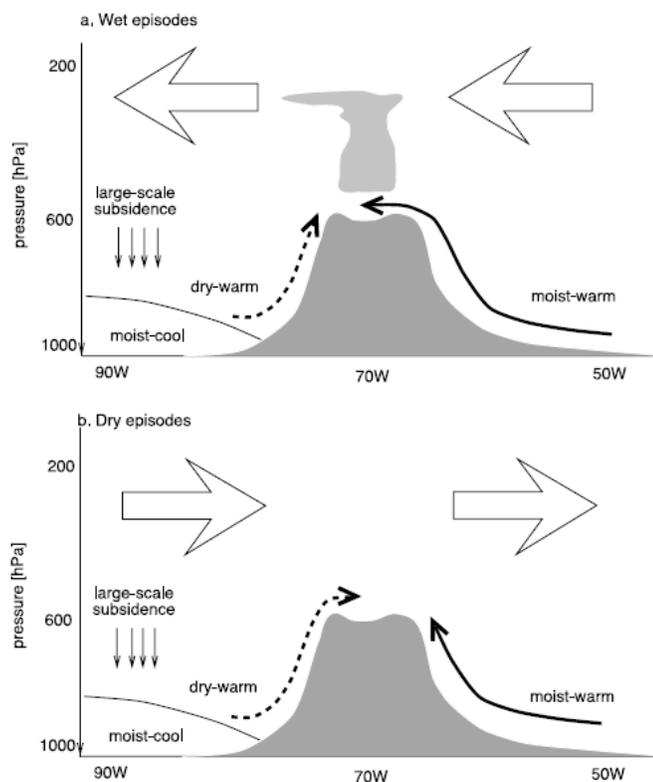


Figura 19. Representación esquemática de los patrones de circulación y diferentes masas de aire en los Andes centrales, en las latitudes del Altiplano. (a) Episodios húmedos (verano), (b) episodios secos (invierno). Flechas blancas indican el sentido del flujo a gran escala superior. Flechas continuas (discontinuas) negras indican transporte de aire húmedo (seco) sobre las pendientes andinas. Flechas delgadas verticales representan la subsidencia de gran escala sobre el pacífico subtropical del SE (Garreaud *et al.*, 2003).

El régimen de lluvias en el Altiplano se debe a una convección profunda y húmeda, asociada a un ascenso fuerte de aire desde la superficie hasta la base de la tropósfera (100 – 300 hPa). Estas lluvias están restringidas sólo al verano austral, con la mayoría de las precipitaciones concentrándose al SO de la región altiplánica (70% de las precipitaciones), y se distribuyen en episodios lluviosos y episodios secos, que se repiten cada 15 días en el verano. La humedad necesaria para generar las precipitaciones no proviene de la insolación del mismo altiplano, ni del aire húmedo del Pacífico subtropical, sino que proviene del transporte de humedad de niveles inferiores, casi superficiales (capa límite de la atmósfera, CLA), proveniente de las zonas bajas del continente al este.

Un factor importante a la hora de determinar la variabilidad interanual del sistema altiplánico es el efecto de El Niño/Oscilación del Sur en la cantidad de humedad disponible en el altiplano. De acuerdo a Garreaud *et al.* (2003), durante los episodios La Niña (secos – fríos), el flujo zonal de gran escala en las latitudes tropicales-subtropicales se debilita aún más, generando una temporada lluviosa más activa o extensa en el Altiplano. Opuestamente, en episodios El Niño (húmedos – cálidos), el calentamiento de la troposfera tropical conlleva a un flujo de vientos del oeste hacia los Andes más fuerte de lo normal, inhibiendo las precipitaciones fuertes en el Altiplano.

En resumen, durante los episodios lluviosos, se tiene una circulación de humedad, debido a fuertes vientos del este, desde la CLA en la ladera este de los Andes hacia el

Altiplano, que luego asciende hasta la tropopausa, generando precipitación convectiva concentrada al SO del altiplano, mientras que durante los episodios secos debido a fuertes vientos del oeste, que llevan aire seco superficial, inhiben las precipitaciones. Además, a escala interanual, durante episodios La Niña se tienen temporadas lluviosas más intensas, y en episodios El Niño, más débiles o secas. Finalmente, los efectos son bastante conocidos en el norte de Chile. Las precipitaciones estivales altiplánicas o “Invierno Boliviano” han causado diversos estragos en la vialidad del norte de Chile, donde las precipitaciones en las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá y Antofagasta han aislado hasta 271 personas, interrumpieron rutas y alteraron el agua potable de zonas rurales, además de socavones y caídas de rocas (La Tercera, 27 de febrero de 2016). Si bien la presencia de este monzón es propicia para la actividad agrícola de los valles interiores del norte de Chile (como el valle de Azapa), en episodios de muy alta precipitación, los efectos pueden ser catastróficos.

2.3.3 “El Niño” en la costa del norte de Chile

Uno de los factores más importantes en la variabilidad interanual de las precipitaciones en esta región es el fenómeno de “El Niño”, asociado a la **Oscilación del Sur**, la cual corresponde a una perturbación en el sector tropical del Pacífico oeste, en la que “El Niño” corresponde a una fase cálida (negativa) de esta oscilación. En un período de “El Niño”, la temperatura superficial del mar presenta anomalías positivas, mientras que los vientos alisios se debilitan.

A nivel global, Aceituno (1988) estudió la correlación entre el índice de Oscilación del Sur (SOI) y parámetros de la costa sudamericana, como la presión superficial, viento, temperatura, precipitaciones y otros parámetros hidrometeorológicos.

Tabla 2. Lluvias en Santiago (33°S, 71°W) durante el período mayo-octubre en años de fases extremas positivas y negativas de OS, cuando el SOI de mayo-octubre estaba sobre la desviación estándar de ± 1 del promedio entre 1941-81. Se incluyen promedios a largo plazo y valores compuestos. Modificado de Aceituno (1988).

SOI positivo		
Año	SOI estandarizado	Lluvia en Santiago (mm)
1950	1,74	192
1955	1,74	178
1956	1,32	201
1964	1,24	181
1971	1,24	248
1973	1,07	167
1975	2,07	119
Promedio a largo plazo		273,6
Compuesto		184,7*
SOI negativo		
1941	-1,99	553
1946	-1,41	116
1951	-1,33	301
1953	-1,33	538
1965	-1,58	360
1972	-1,66	566
1977	-1,66	301
1982	-2,26	461
Promedio a largo plazo		273,6
Compuesto		399,5*

Uno de los factores más pronunciados es la presión anómalamente baja sobre el Pacífico oriental durante la fase negativa de la Oscilación del Sur (El Niño). En el transcurso del invierno, las anomalías de precipitación en Chile central durante períodos SOI negativo están relacionadas con una alta subtropical débil desplazada hacia el

norte, en contraste con condiciones secas que se pueden observar en la parte noroeste del continente (Perú y Ecuador), asociadas a un aumento de presión en el Atlántico norte tropical (Caribe). Por otro lado, durante el verano, en fase negativa del *SOI*, se observan excesivas lluvias en el litoral de Perú y Ecuador, y en el Pacífico ecuatorial, lo que es consistente con una depresión intensificada desplazada hacia el sur cerca del ecuador (Aceituno, 1988). La Figura 20 muestra que en general las anomalías positivas de precipitación se concentran en la costa oeste de Sudamérica en dos zonas principales: en la costa de Ecuador y norte de Perú, y en la costa de Chile central y sur, mientras que la zona árida del norte de Chile/sur de Perú se mantiene relativamente seco, salvo ciertas ocasiones (Curtis y Adler, 2002). En resumen, la Oscilación del Sur es un importante factor en la variabilidad climática interanual de América del Sur (Tabla 2).

El Niño minus La Niña Composites
of Global Normalized Precipitation Anomalies

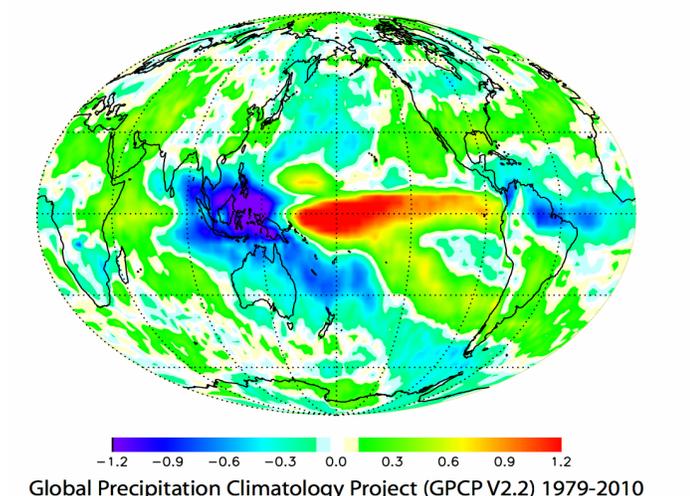


Figura 20. Esquema de promedio de anomalías de precipitación para años El Niño menos La Niña para los años 1979-2010. Extraído de Curtis y Adler (2002).

En el contexto de la Región de Atacama, una fase de *SOI* negativa (“El Niño”) se expresa como un aumento (o existencia) de precipitaciones, tanto en forma de nieve en la alta cordillera, como de agua en las zonas medias y bajas de la región. Estas precipitaciones anómalas, ocurridas principalmente durante el invierno, se deben a la presencia de una alta presión de bloqueo en latitudes polares, que desvía el flujo de frentes hacia el norte (Rutllant y Fuenzalida, 1991). Este tipo de eventos tienen un rango de frecuencia entre 3 a 6 años, y sus efectos pueden ser muy variables, como nevazones en El Salvador, aluviones o desbordes de cauces hasta el desarrollo del denominado “Desierto Florido”.

2.3.4 Descripción del evento meteorológico 25/3/2015

El 24 y 25 de marzo se desarrolló una tormenta que afectó el norte de Chile, desde Coquimbo hasta Antofagasta, con precipitaciones extendiéndose más al sur y hacia la alta cordillera. Este evento meteorológico trajo como consecuencia aluviones y desbordes de ríos en varias localidades del norte.

Se registraron precipitaciones a lo largo de toda la cuenca del río Salado, hasta el salar de Pedernales (río La Ola). Se cuenta con información extraída de un informe de

CODELCO, donde se registran las precipitaciones en la zona de estudio durante estos días, como se puede observar en la Tabla 3.

Tabla 3. Datos de precipitación y temperatura en estaciones meteorológicas en la cuenca del Salado y del salar de Pedernales. Coordenadas se encuentran en WGS84, temperaturas corresponden a la máxima y mínima de cada día. Extraído del Informe Evento Meteorológico de CODELCO (2015).

Estación	Ubicación		Precipitación (mm)				Temperatura (°C)		
	N	E	24/3	25/3	26/3	Total	24/3	25/3	26/3
Qda. Los Arroyos	7054160	501855	11	19	5,6	35,6	4,38/-4,41	1,29/-1,53	0,99/-7,19
La Ola	7073187	493576	18,6	35,8	10,2	64,6	7,85/-1,24	2,07/0	2,98/-4,32
Cine Inca	7096817	437415	15,5	58,4	3,5	77,4	14,9/10,8	11,6/8,6	12,3/8,9
Cobresal	7096181	437845	15,5	56	4,5	76	14,7/9,7	21,7/8,5	24,2/8,2
Intelec	7096181	437845	23,5	59,5	9,5	92,5	13,9/9,6	10,3/7,4	11/7,7
Pampa	7099177	393399	2,5	39	0	41,5	20,3/15,3	14,8/13,3	18,8/12,8
Austral N									
Pampa	7082022	394085	6	38	0	44	21,1/17,1	16,9/14,3	19,5/14,9
Austral S									
Población	7086045	339127	4,5	19,8	0	24,3	25,3/19,9	22,8/17,9	22,7/17,8
Aeropuerto									
Capitanía de Puerto*	7085121	337801	0	19,7	0	19,7	25,8/23,1	23,5/18	24/18,6

De acuerdo al informe publicado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile el 2015, la tormenta ocurrió bajo un mecanismo de baja segregada, asociada a una anomalía cálida de temperatura superficial en las costas de Perú y Ecuador. Como se puede observar en la Figura 21, la precipitación se acumuló principalmente en la alta cordillera de Chile y los países aledaños el día 24, extendiéndose hasta el 25 y luego desplazándose hacia el este. Los días de la tormenta, las precipitación acumulada en algunas zonas superó los 25 mm, de acuerdo al informe del DGF (2015).

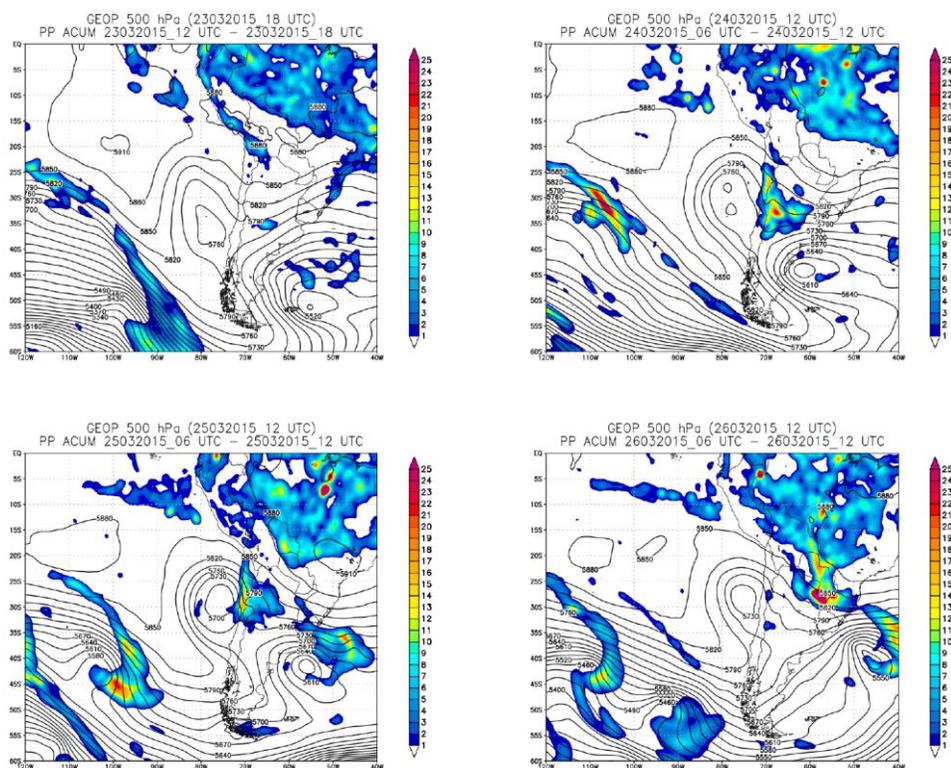


Figura 21. Altura geopotencial en 500 hPa y precipitación acumulada en 6 horas de acuerdo a los re-análisis CFSR. Extraído del informe del DGF (2015).

Profundizando en este análisis, se menciona que la condición anómala de la TSM (temperatura superficial del mar) coincide con el inicio de la fase cálida de El Niño, y a la vez a una gran anomalía cálida de la TSM en la región NIÑO 3.4 en el Pacífico central. Esto, en consecuencia, generó también una anomalía positiva de vapor de agua en la costa pacífica de Perú y Ecuador, llegando a niveles extremos que fueron transportados hacia el sur por la baja segregada hacia la costa del norte de Chile, presentando valores igualmente extremos de agua precipitable (45 mm). Esta tormenta presentó quizás la mayor extensión espacial de todas las tormentas ocurridas en el norte de Chile desde 1980, exhibiendo valores extremos de contenido total de vapor de agua y de estabilidad entre los niveles 900 y 500 hPa (DGF, 2015).

De acuerdo a Bozkurt *et al.* (2016), son dos las condiciones determinantes presentes que generaron esta tormenta: la baja segregada en la costa norte de Chile y las anomalías positivas de TSM en el Pacífico occidental tropical. En particular, menciona de manera aislada la gran importancia del factor TSM en la ocurrencia de este evento extremo, observándose, por ejemplo un *peak* en esta variable el día del evento y una concentración de anomalías positivas observadas en la costa de Perú y Ecuador los días del evento (Figura 22).

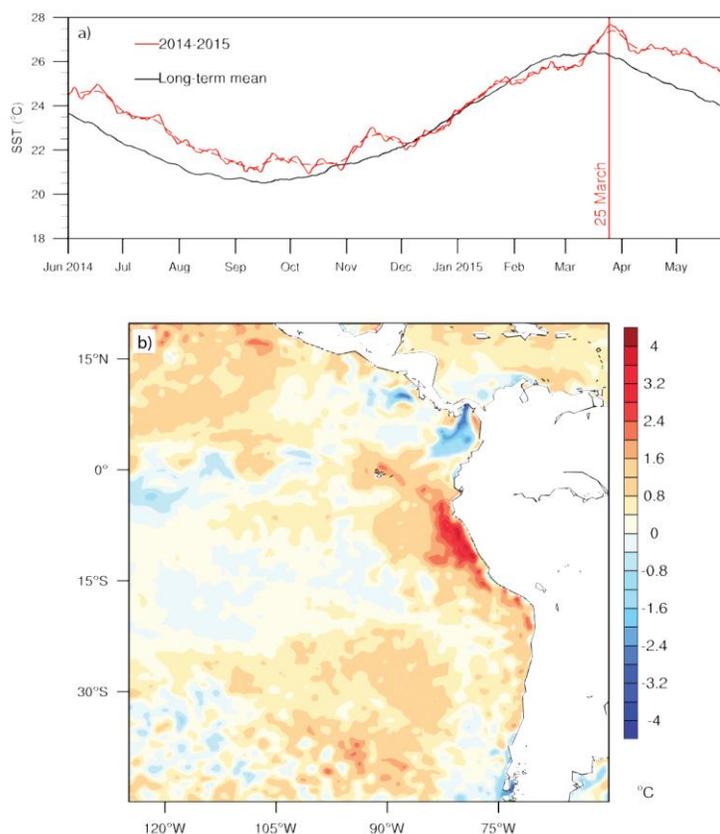


Figura 22. (a) Valores diarios de SST (línea roja) y promedio climatológico diario de largo plazo (línea negra) para la región NIÑO 1-2 del NOAA-OISST, entre junio 2014 y junio 2015. (b) Mapa espacial del promedio de 3 días (23-24-25 de marzo 2015) de anomalías diarias de SST. Extraídas de Bozkurt *et al.* (2016).

Barrett *et al.* (2016) mencionan, además, cómo se relacionó este evento con otras anomalías en Chile. Se registró, en primer lugar, la mayor temperatura superficial en Santiago desde 1877 (36,8°C en Quinta Normal) el 20 de marzo de 2015, y, al mismo

tiempo que la tormenta en el norte de Chile, se registraron temperaturas extremadamente altas en el sur de Chile. La explicación dada en este mismo trabajo asocia las temperaturas extremas en Chile central con una alta presión (*ridging*) anómala ubicada en la baja tropósfera, y un flujo descendiente desde el este, ambos como respuesta a un patrón de cresta-vaguada anómalo en la tropósfera media. La baja segregada, mencionada anteriormente, fue separada de alturas bajas sobre el Paso de Drake, y fue forzada a desplazarse hacia el norte al ser bloqueada por una alta muy fuerte centrada cerca de los 60°S (anticiclón de bloqueo), al mismo tiempo, este bloqueo explica las temperaturas anómalas en el sur de Chile. En general, se tiene una importante suma de factores sinópticos a gran escala que generaron esta tormenta en el norte de Chile.

3 CARACTERIZACIÓN DEL ALUVIÓN DE MARZO DE 2015

3.1 Introducción

El aluvión que afectó a la ciudad de Chañaral, e igualmente a las localidades río arriba, en marzo del 2015 fue de una gran magnitud, que se puede apreciar muy bien en las imágenes satelitales y fotos aéreas difundidas días después de la catástrofe (Figura 23). Además de la gran extensión del flujo, este alcanzó una gran altura la cual se pudo apreciar en las casas de la ciudad, superando varias veces los tres metros de inundación (llegando a un máximo de 3,7 metros).



Figura 23. Imagen satelital de Chañaral tomada por la FACH (Fasat Charlie) el 28 de marzo, escala 1:10.000. Imagen facilitada por la SAF (2015).

Este flujo que llegó a la ciudad se caracterizó por presentar una gran cantidad de agua, y a la vez una gran fuerza, capaz de arrastrar vehículos de alto tonelaje y de arrancar viviendas desde sus cimientos (Figura 24). La gran fuerza y turbulencia del aluvión se puede apreciar en los depósitos, tanto en su granulometría como en las estructuras sedimentarias observadas.



Figura 24. Fotografías tomadas desde helicópteros de la FACH, tomadas el 26 de marzo. Extraída de BioBioChile.cl (marzo de 2015).

En este capítulo se muestra la extensión del flujo en la ciudad de Chañaral, tanto en área como en altura, y las características de las distintas facies de los depósitos dejados por el aluvión, tal como su respectiva granulometría, composición y otros parámetros.

3.2 Extensión del flujo

Como se mencionó en la introducción (Capítulo 1), se realizó un mapeo de imágenes satelitales de la extensión del flujo del aluvión, apoyado por las mediciones de límite de inundación.

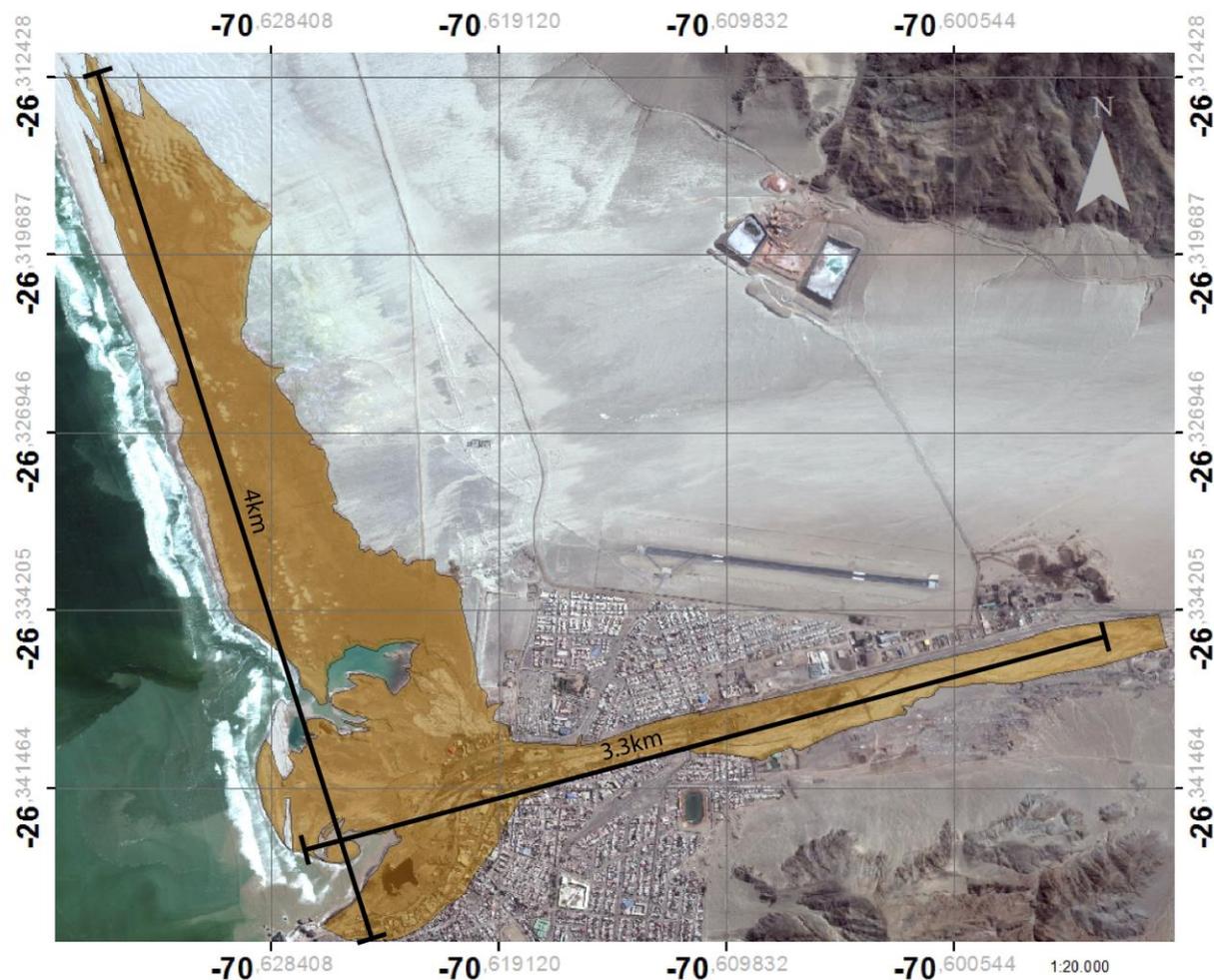


Figura 25. Mapeo de los depósitos dejados por el aluvión en la ciudad de Chañaral.

En la Figura 25 se puede observar la extensión de los depósitos que dejó el flujo en la ciudad de Chañaral. Cabe destacar que no se mapean los posibles depósitos dejados en el mar, debido a la complejidad de delimitar su extensión bajo el agua, sin embargo se pueden observar en las imágenes satelitales, del antes y el después, los cambios de la línea de costa productos del aluvión.

Desde su entrada en la ciudad de Chañaral (aproximadamente en el límite este de la Figura 25) hasta la costa, el flujo alcanzó una extensión en tierra de aproximadamente

2,75 km², con una extensión norte-sur en la zona de desborde de 4 kilómetros y una extensión este-oeste hasta la entrada de la ciudad de 3,3 kilómetros.

A partir de las observaciones de altura de inundación y depósito tomados en terreno (que se pueden observar en su integridad en el Anexo B), se ubicaron estos datos en la imagen satelital de la zona para observar gráficamente sus fluctuaciones espaciales. Adicionalmente, se realizaron 6 perfiles (ver Figura 26), en los cuales se ilustran las variaciones en altura tanto de depósito como inundación dejados por el aluvión de Chañaral (ver Figura 27).

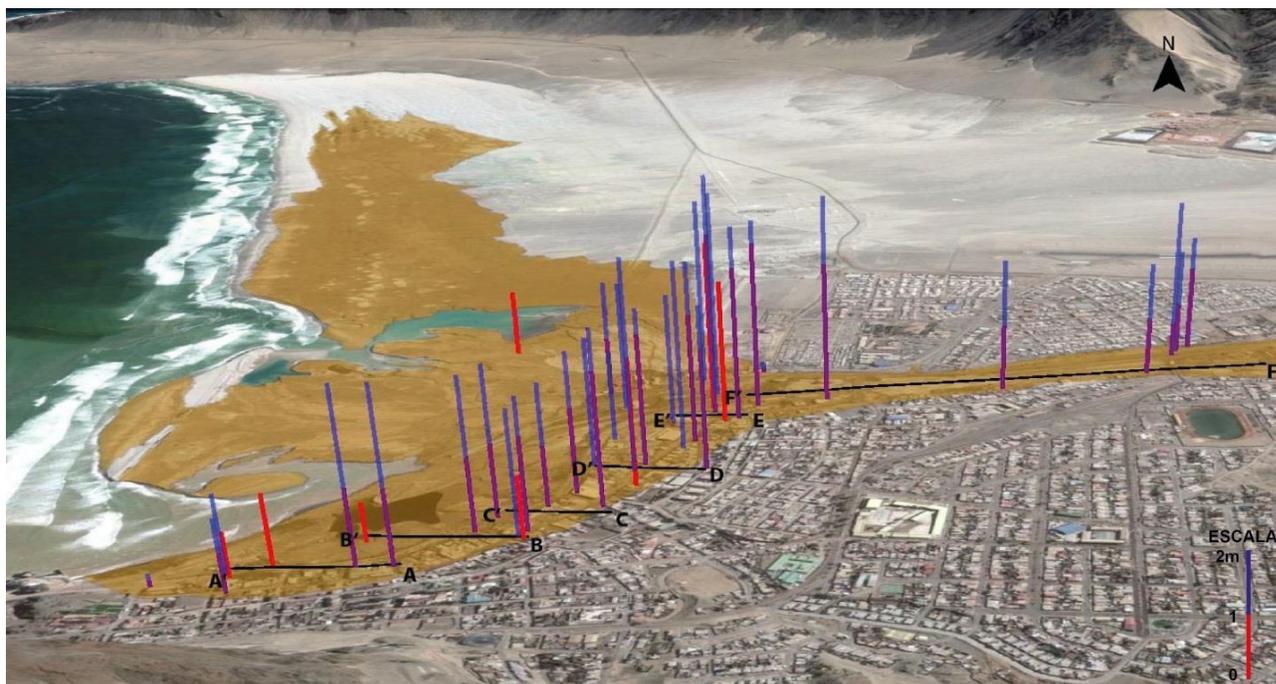


Figura 26. Representación gráfica de las alturas de inundación y depósito en la ciudad de Chañaral. Las líneas rojas indican la altura de depósito y las líneas azules indican la altura de inundación. Los trazados negros corresponden a los perfiles de variación de altura mencionados.

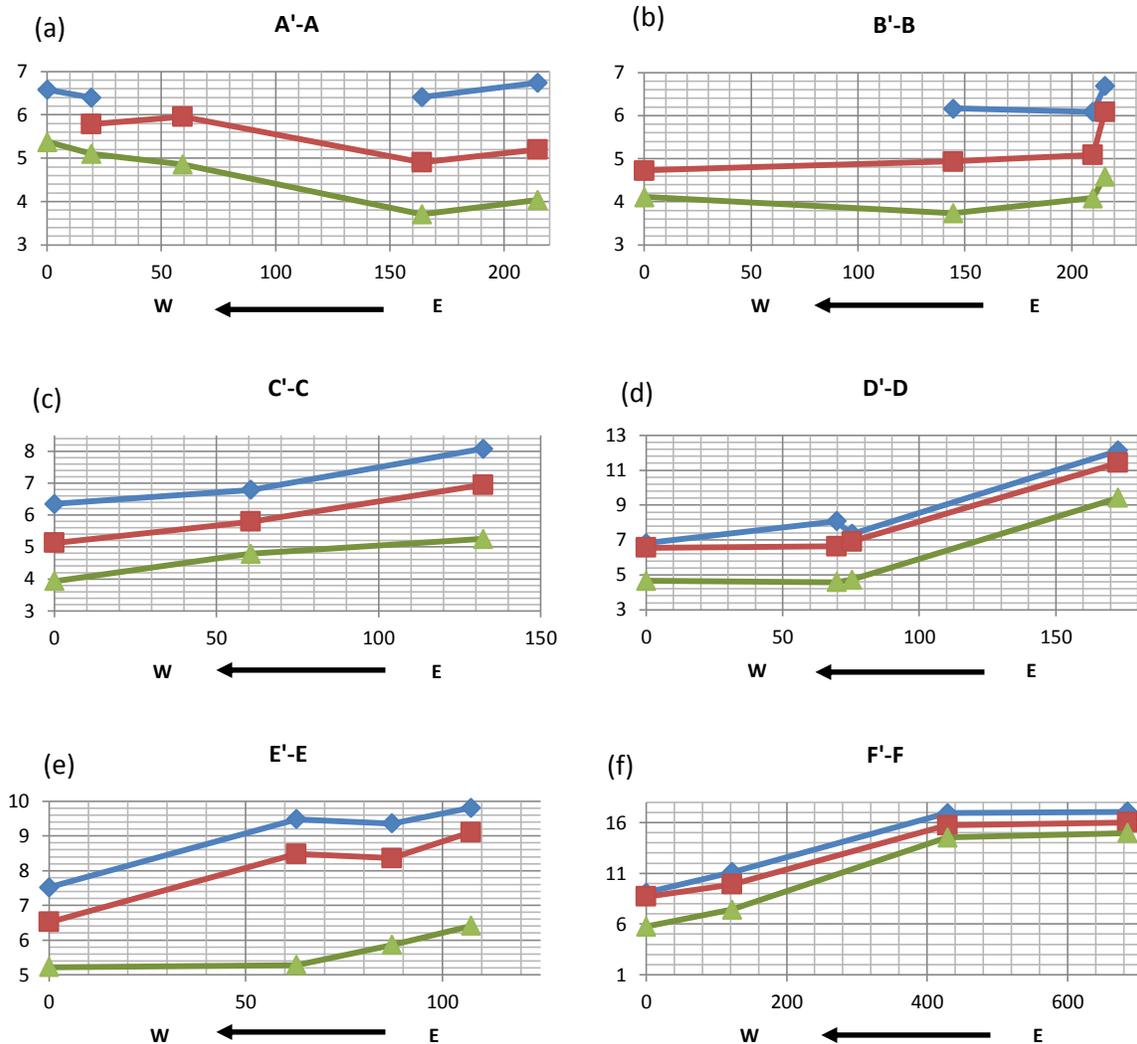


Figura 27. Gráficos de perfiles de inundación/depósito ajustados a la topografía correspondiente. La ubicación de los perfiles está indicada en la Figura 22. Los triángulos y líneas verdes indican la topografía, cuadrados rojos la altura de depósito y rombos azules la altura de inundación. Ambos ejes están en metros.

En los perfiles de inundación y depósito (Figura 27) se pueden observar las distintas tendencias de cambio de alturas de depósito y de inundación, además de incluir la topografía de la zona que influye en estas alturas. El perfil A'-A (Figura 27.a) se encuentra en la zona más terminal al sur del flujo, donde se observa que las alturas de depósito e inundación van disminuyendo de este a oeste, donde la altura topográfica va aumentando. El perfil B'-B se ubica 50 metros al norte que el anterior, presenta una topografía relativamente más plana y también presenta una tendencia de disminución de altura de E a O. El perfil C'-C ubicado al norte del anterior, si bien presenta una disminución de alturas de E a O aparente, esta se ajusta a la disminución de altura topográfica del perfil. El perfil D'-D, ubicado 100 metros al norte del anterior, es similar al perfil anterior en tendencia, salvo que presenta un pronunciado cambio de pendiente, mostrando un leve aumento de altura de inundación en el punto de inflexión de la pendiente. El perfil E'-E, más al norte que el anterior, presenta una topografía similar al D'-D, sin embargo las alturas de inundación y depósito no parecen depender tanto de la topografía, y presentan valores altos en comparación con los presentados

anteriormente. Finalmente, el perfil F'-F corresponde a la parte del flujo que se encausó por el canal del río, donde se observa una disminución de altura topográfica importante de este a oeste, pero las alturas de inundación y depósito aumentan considerablemente hacia el oeste.

La interpretación de la disposición de los depósitos del flujo en la ciudad, en conjunto con las tendencias presentadas en los perfiles, puede dar ideas básicas de la dinámica del flujo en la ciudad, y de la influencia de la morfología natural y antrópica de esta en el avance del aluvión.

3.3 Facies del aluvión en Chañaral

Durante el terreno, y el trabajo de laboratorio posterior, se definieron 6 facies con características sedimentológicas y morfológicas indicativas de las distintas fases del flujo que se emplazó en la ciudad de Chañaral. En la Figura 28 se observan las columnas representativas de cada facies en base a los depósitos observados en terreno y en la Figura 29 la ubicación de cada muestra asociada a las facies. A continuación se describen las características básicas de cada una.

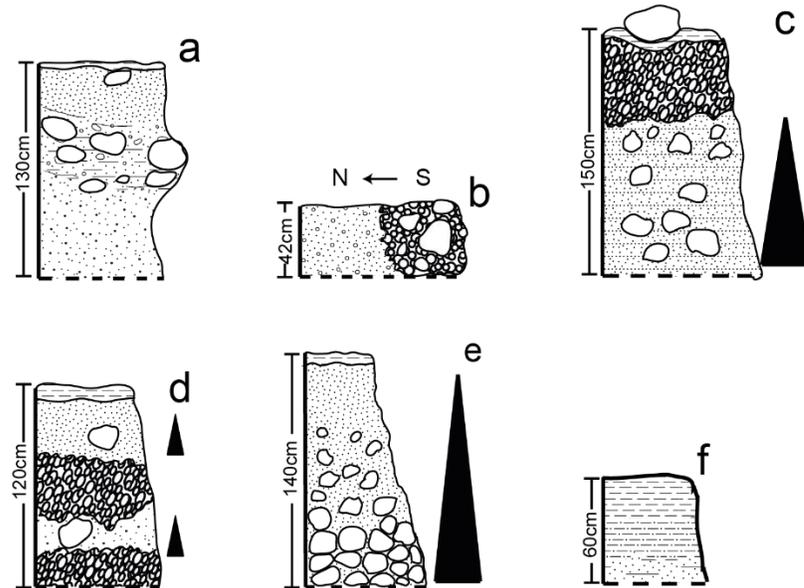


Figura 28. Columnas representativas de las facies del aluvión, basadas en observaciones en terreno y análisis posterior. La altura indicada está expresada en centímetros. (a) Facies de canal – cauce principal (b) facies de desborde norte, (c) facies de desborde sur - proximal, (d) facies de desborde sur - intermedio, (e) facies de desborde sur – lateral y (f) facies de desborde sur - distal.

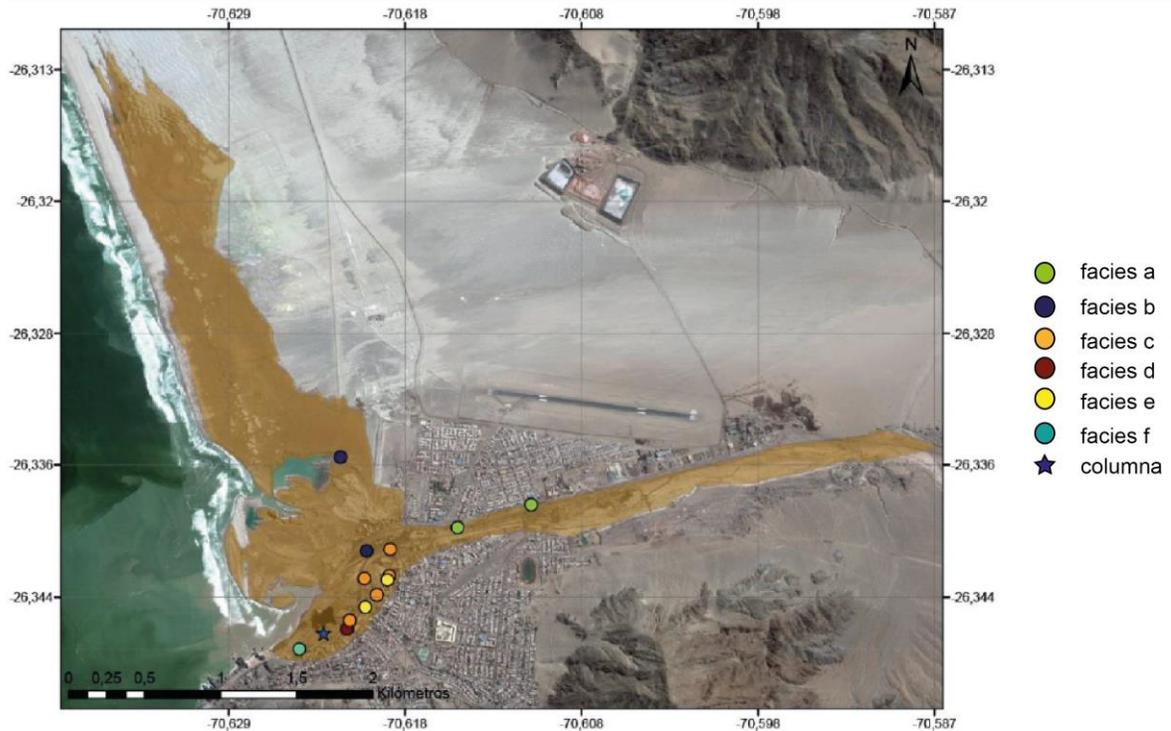


Figura 29. Mapa del depósito en la ciudad de Chañaral, con las muestras tomadas asociadas a las facies definidas en este capítulo. La estrella corresponde a la ubicación de los depósitos antiguos que se explicarán posteriormente.

3.3.1 Facies de canal – cauce principal(a)

Esta facies corresponde al flujo mientras se desplazaba por el cauce del río Salado antes de desbordarse cerca del centro de la ciudad. En la Figura 29 se puede observar cómo se distribuyen esta y las otras facies en el flujo depositado.

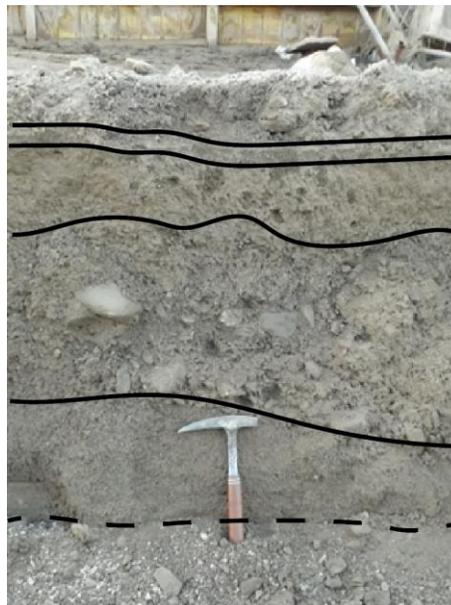


Figura 30. Depósito de la facies a. Las líneas continuas indican los límites entre los distintos niveles definidos para esta facies, la discontinua indica la base (calle).

Desde la base visible del depósito, se observa arena de tamaño medio y selección regular; luego un nivel de arena fina a limo o arcilla, con laminación paralela incipiente, conteniendo clastos de tamaño grava a bloque. Más arriba, se tiene un nivel de arena media a fina, sin laminación observable, con clastos de tamaño grava aislados; y finalmente se tiene un nivel delgado de fango cubriendo el depósito (Figura 30).

3.3.2 Facies de desborde norte (b)

Además de que el aluvión se desbordara al sur, una parte del flujo también se desvió al norte, cubriendo grandes extensiones de la playa, pero con un espesor considerablemente menor a los observados en los depósitos al sur. En la Figura 29 se observa a qué zonas del flujo corresponde esta facies.

Corresponde a una secuencia no muy potente, de no más de 40 cm en promedio en las zonas más cercanas a la ciudad, de gravas y gravillas clasto-soportadas que varían lateralmente, en dirección al norte, a arena gruesa masiva. Ya en el extremo norte se tienen niveles muy delgados de arena fina y fango, mezclándose con la arena de la misma playa.

3.3.3 Facies de desborde sur - proximal (c)

La facies corresponde al flujo del aluvión cuando se desborda hacia el sur, unos metros antes del puente de la Ruta 5 Norte. Parte de este desborde llegó hasta la playa, destruyendo los puentes y socavando la bahía, mientras que una gran parte de este se encauzó por las calles del centro de Chañaral, orientadas en dirección norte-sur. En la Figura 29 se observa lo que abarca esta facies, que parte desde el inicio del desborde hasta las cercanías de la municipalidad.

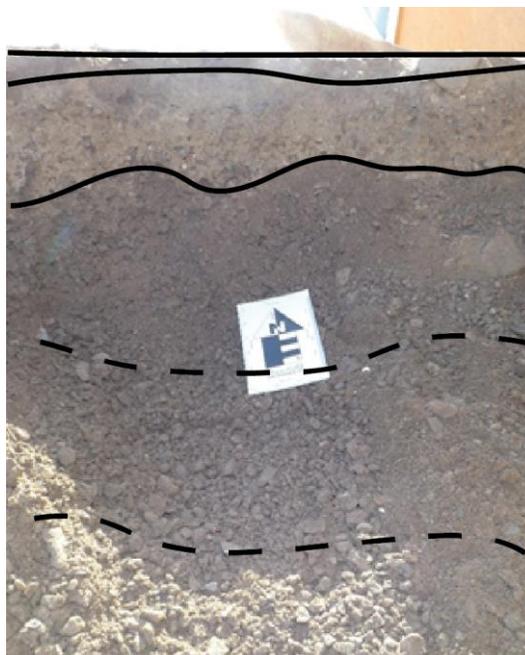


Figura 31. Depósito de la facies c. Líneas continuas indican los límites entre niveles observados, y las discontinuas límites inferidos.

Su base corresponde a una sucesión de gravas y bloques matriz-soportados (matriz de arena fina laminada) granodecreciente hasta llegar a un nivel de gravillas clasto-

soportadas. En el techo presenta también una delgada capa de fango cubriendo la sucesión, con algunos bloques aislados sobre esta capa (Figura 31).

3.3.4 Facies de desborde sur – intermedio (d)

Corresponde a un leve cambio de la facies c que ocurre más al sur de esta. Los dos niveles descritos anteriormente (bloques y gravas matriz-soportados y gravillas clasto-soportadas) se repiten dos veces, con una tendencia general grano-decreciente. De igual forma, presenta la capa delgada de fango en el techo (Figura 32).



Figura 32. Lugar donde se encuentran los depósitos tipo de la facies d

3.3.5 Facies de desborde sur – lateral (e)

Esta facies corresponde a la expresión lateral del desborde al sur, presente en calles aledañas a las principales por donde se desplazó gran parte del flujo, además de los depósitos observados dentro de algunas de las viviendas afectadas por el aluvión. Se puede observar su distribución en la Figura 29.

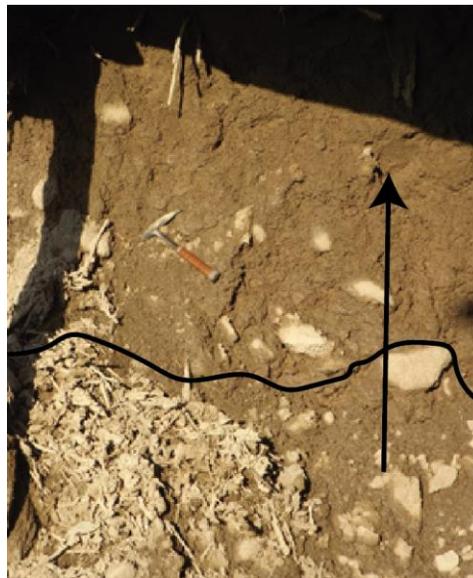


Figura 33. Depósito de la facies e. Línea continua indica el límite del cambio en nivel, flecha indica dirección granodecreciente. No se alcanza a ver capa de limo superior.

Corresponde a una secuencia grano-decreciente de gran espesor, partiendo desde la base con gravas y bloques de tamaño considerable, clasto-soportados, que a medida que van subiendo van disminuyendo de tamaño, y aumentando la cantidad de matriz. La matriz también es grano-decreciente, de arena media a arena fina en el techo. Igualmente está cubierta en el techo por una capa delgada de limo (Figura 33).

3.3.6 Facies de desborde sur – terminal (e)

Esta facies corresponde a la cercana al límite del flujo desbordado al sur, de menor potencia, que se extiende tanto en el límite sur como en los flancos laterales del flujo, como se puede observar en la Figura 29.



Figura 34. Depósito tipo de la facies f. Flecha indica dirección granodecreciente.

Desde la base se tiene una capa de arena fina a muy fina, que luego varía abruptamente a capas levemente laminadas de limo y arcilla hasta el techo. No se observa la capa de fango en el techo, o no se distingue del resto de los sedimentos finos que componen esta secuencia (Figura 34).

3.4 Granulometría de depósitos

A partir del análisis granulométrico mediante tamizaje y láser (MasterSizer 2000), se presentan los resultados de distribución de grano a través de curvas acumulativas en porcentaje peso y escala phi (ϕ). Se presentan las muestras asignadas de acuerdo a las facies mencionadas anteriormente. No se incluyen las muestras desde la 3 a la 13, ya que corresponden a depósitos antiguos (salvo la 13) y no se usaron para caracterizar el aluvión. En el Anexo A se encuentran los detalles de las muestras, y en el Anexo C se muestran todos los gráficos por separado de cada muestra, junto con sus correspondientes parámetros granulométricos. Además, en la Figura 29 se muestra el mapa del flujo con las muestras con sus facies asociadas.

A partir de las curvas granulométricas acumulativas, se calcularon los siguientes parámetros: media, mediana, selección, asimetría y curtosis. Estos valores fueron calculados de forma visual, a partir de los métodos definidos por Folk (1966), y se presentan en la Tabla 4.

Tabla 4. Parámetros granulométricos de las muestras del aluvión, calculados a partir de los percentiles de las curvas granulométricas acumulativas, de acuerdo a Folk (1966). Promedio, mediana y selección están medidos en phi (ϕ), mientras que el resto son parámetros adimensionales.

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
1	2,906	2,042	2,283	0,618	1,753
2	3,654	2,724	2,696	0,504	0,871
14	-0,224	-1,584	3,688	0,573	1,061
15	-3,859	-4,527	3,130	0,543	1,429
16	-0,976	-2,126	2,946	0,659	1,185
17	2,952	1,732	2,849	0,608	0,898
18	-1,003	-1,447	2,845	0,383	1,435
19	-3,246	-4,149	3,082	0,617	1,387
21	-1,545	-1,519	3,293	0,149	1,111
22	5,651	5,505	2,587	0,064	0,892
23	-1,149	-2,302	2,800	0,698	2,198
24	-2,245	-2,228	0,896	-0,083	0,826
25	1,535	1,022	2,224	0,477	1,664
26	-0,287	-0,359	2,672	0,199	1,689
27	-2,897	-3,561	3,042	0,485	1,414
28	-0,192	-1,289	3,262	0,542	1,194
29	-1,581	-2,914	3,613	0,569	1,087
30	0,555	-0,197	2,963	0,416	1,167
31	-0,423	-1,753	3,143	0,640	0,986
32	-0,426	-1,502	3,035	0,611	1,086
33	2,203	1,716	3,310	0,259	1,119
34	-1,289	-2,223	3,444	0,428	1,023

3.4.1 Granulometría facies a

Las muestras que representan la facies de canal – cauce principal del aluvión corresponden a la CH1532 y CH1533. En la Figura 35 se pueden observar su curva de frecuencia absoluta y la de frecuencia acumulada.

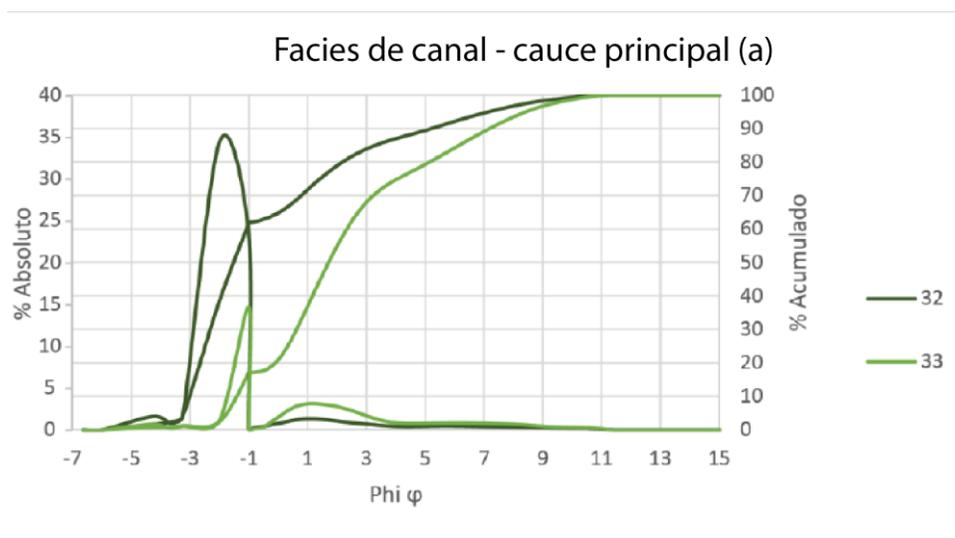


Figura 35. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies a. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha al porcentaje acumulado.

Tabla 5. Parámetros granulométricos de la facies a, de acuerdo al método de Folk (1966).

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
CH1532	-0,426	-1,502	Muy mala	Muy positiva	Mesocurto
CH1533	2,203	1,716	Muy mala	Positiva	Leptocurto

De acuerdo a lo observado en la Figura 35, la muestra 32 presenta una población muy marcada, y una segunda casi inexistente en los sedimentos más finos, mientras que en la muestra 33 se observan dos poblaciones de distinto tamaño, una relativamente

simétrica más gruesa y otra un poco más fina con asimetría positiva. La muestra 32 es en promedio de grano más grueso que la muestra 33, ambas presentan muy mala selección y en general una tendencia a tener más finos, en base a su asimetría (Tabla 5).

3.4.2 Granulometría facies b

Las muestras que representan la facies de desborde norte del aluvión corresponden a las CH1521 y CH1534. En la Figura 36 se pueden observar su curva de frecuencia absoluta y la de frecuencia acumulada.

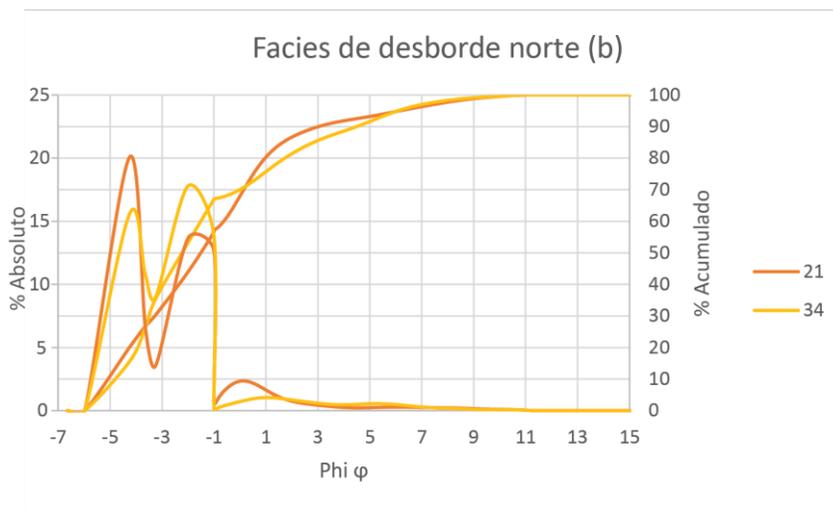


Figura 36. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies b. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha a porcentaje acumulado.

Tabla 6. Parámetros granulométricos de la facies b, de acuerdo al método de Folk.

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
CH1521	-1,545	-1,519	Muy mala	Positiva	Mesocurto
CH1534	-1,289	-2,223	Muy mala	Muy positiva	Mesocurto

En ambas muestras se pueden observar claramente dos poblaciones muy marcadas, ambas en el rango de grano grueso (2 mm y 3 cm), pero una población más que la otra; mientras que hay una de menor magnitud en el límite del tamaño arena. En general, son muestras de grano grueso (promedio entre 2 y 3 mm), con muy mala selección y cargada hacia la presencia de finos, de acuerdo a Folk (1966) (Tabla 6).

3.4.3 Granulometría facies c

Las muestras que representan la facies de desborde sur - proximal del aluvión corresponden a las 14/15 (nivel inferior/nivel superior), 18/19, 25/24, 28/29 y 31/30. En la Figura 37 se pueden observar su curva de frecuencia absoluta y la de frecuencia acumulada.

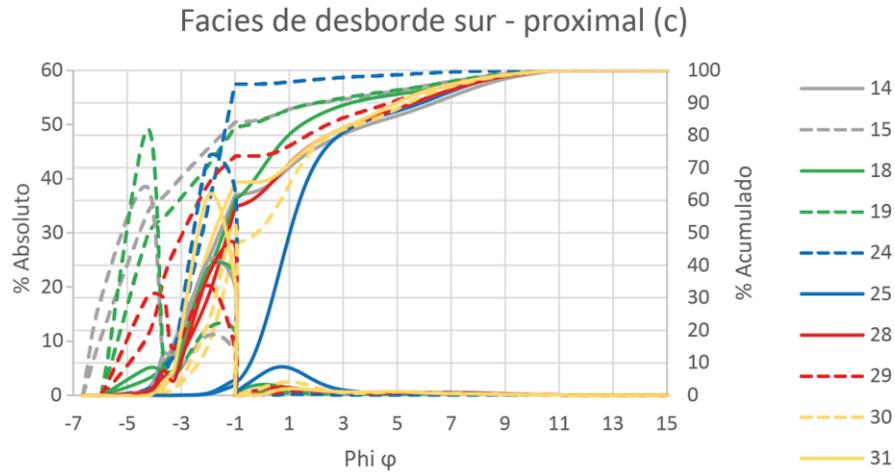


Figura 37. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies c. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha al porcentaje acumulado.

Tabla 7. Parámetros granulométricos de la facies c, de acuerdo al método de Folk (1966).

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
CH1514	-0,224	-1,584	Muy mala	Muy positiva	Mesocurto
CH1515	-3,859	-4,527	Muy mala	Muy positiva	Leptocurto
CH1518	-1,003	-1,447	Muy mala	Muy positiva	Leptocurto
CH1519	-3,246	-4,149	Muy mala	Muy positiva	Leptocurto
CH1524	-2,245	-2,228	Moderada	Simétrica	Platicurto
CH1525	1,535	1,022	Muy mala	Muy positiva	Muy leptocurto
CH1528	-0,192	-1,289	Muy mala	Muy positiva	Leptocurto
CH1529	-1,581	-2,914	Muy mala	Muy positiva	Mesocurto
CH1530	0,555	-0,197	Muy mala	Muy positiva	Leptocurto
CH1531	-0,423	-1,753	Muy mala	Muy positiva	Mesocurto

En general, se observa una población en las curvas de cada una de las muestras, tanto para las de nivel superior como las de nivel inferior. En general, los niveles superiores presentan un tamaño de grano menor que los niveles inferiores, casi todas las muestras tienen muy mala selección y están más concentradas en finos, salvo la muestra 24 (Tabla 7).

3.4.4 Granulometría facies d

Las muestras que representan la facies de desborde sur - intermedio del aluvión corresponden a la CH1523. En la Figura 38 se pueden observar su curva de frecuencia absoluta y la de frecuencia acumulada.

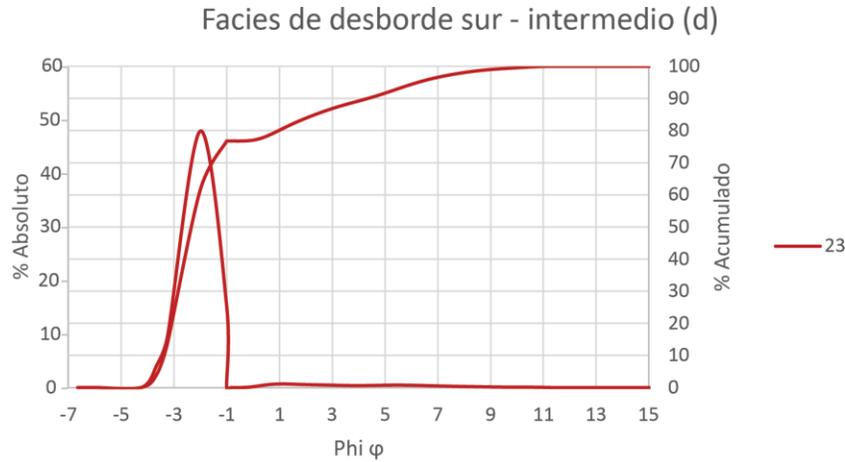


Figura 38. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies d. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha al porcentaje acumulado.

Tabla 8. Parámetros granulométricos de la facies d, de acuerdo al método de Folk (1966).

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
CH1523	-1,149	-2,302	Muy mala	Muy positiva	Muy leptocurto

La curva presenta una sola población, de tamaño promedio grueso. De igual forma que la tendencia general hasta ahora, la selección es muy mala y está cargada a los finos (Tabla 8).

3.4.5 Granulometría facies e

Las muestras que representan la facies de desborde sur - lateral del aluvión corresponden a las 16/17 y 27/26. En la Figura 39 se pueden observar su curva de frecuencia absoluta y la de frecuencia acumulada.

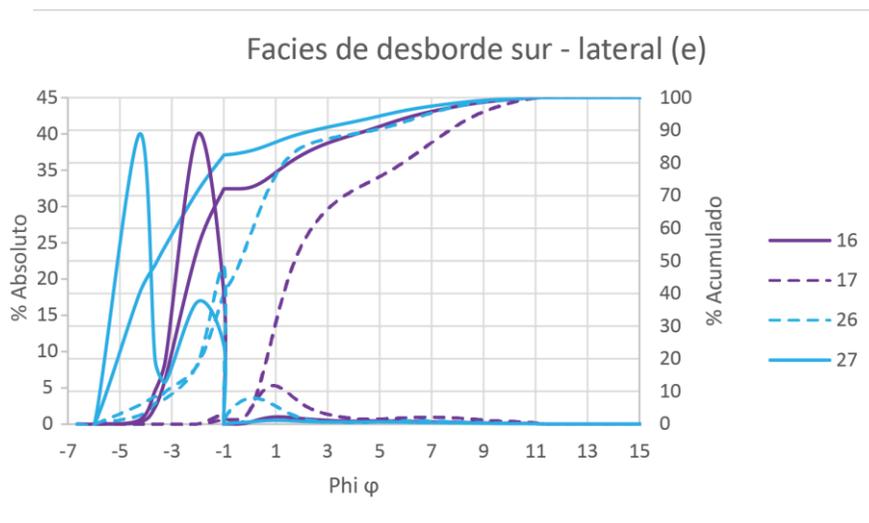


Figura 39 Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies e. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha a porcentaje acumulado.

Tabla 9. Parámetros granulométricos de la facies e, de acuerdo al método de Folk (1966).

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
CH1516	-0,976	-2,126	Muy mala	Muy positiva	Leptocurto
CH1517	2,952	1,732	Muy mala	Muy positiva	Platicurto
CH1526	-0,287	-0,359	Muy mala	Positiva	Muy leptocurto
CH1527	-2,897	-3,561	Muy mala	Muy positiva	Leptocurto

Las muestras 16/17 presentan una sola población, mientras que las muestras 26/27 muestran dos poblaciones, una más marcada y de grano más grueso que la segunda, de menor tamaño de grano y menor magnitud. En general las muestras correspondientes a los niveles superiores (17 y 26) son de menor tamaño de grano que sus correspondientes inferiores. Todas las muestras nuevamente poseen muy mala selección y una tendencia más marcada a los finos (en menor magnitud en el caso de la 26) (Tabla 9).

3.4.6 Granulometría facies f

Las muestras de la facies de desborde sur - terminal del aluvión corresponden a las 1/2. En la Figura 40 se pueden observar su curva de frecuencia absoluta y la de frecuencia acumulada.

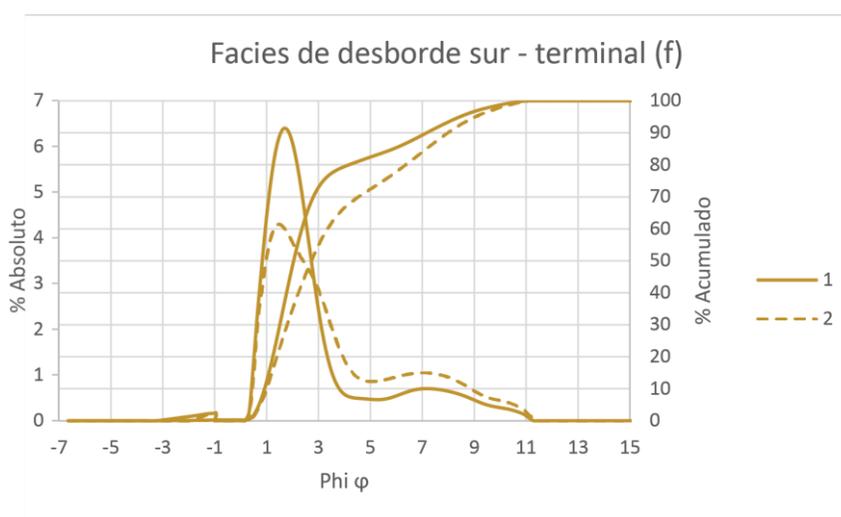


Figura 40. Curvas granulométricas absoluta y acumulativa de la facies f. El eje de la izquierda corresponde al porcentaje absoluto y el de la derecha a porcentaje acumulado.

Tabla 10. Parámetros granulométricos de la facies f, de acuerdo al método de Folk (1966).

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
CH1501	2,906	2,042	Muy mala	Muy positiva	Muy leptocurto
CH1502	3,654	2,724	Muy mala	Muy positiva	Platicurto

Ambas muestras presentan una población muy marcada, y una segunda población menos marcada más fina. En general, ambas muestras son de tamaño de grano arena a finos, teniendo la muestra 2 una mayor concentración de finos que la 1. La selección sigue siendo muy mala y una tendencia a tener más sedimentos finos (Tabla 10). Finalmente, se muestra una tabla resumen de las características de cada facies (Tabla 11).

Tabla 11. Tabla resumen de los parámetros de cada facies, con sus estructuras sedimentarias, tamaño promedio en mm, selección y asimetría de acuerdo a Folk (1966) y las muestras asociadas.

Facies	Tipo	Estructuras	Tamaño promedio	Selección	Asimetría	Muestras
A	Canal – cauce principal	Nivel base de arena; nivel matriz-soportado (limo) con clastos grava-bloque, laminaciones; nivel arena fina; nivel delgado de limo final. Variación lateral de	1,34-0,22 mm	Muy mala	Positiva	32-33
B	Desborde norte	gravas/gravillas clasto-sop a arena gruesa masiva.	2,92-2,44 mm	Muy mala	Positiva	21-34
C	Desborde sur - proximal	Nivel base gravas matriz-sop.; granodecreciente a nivel gravilla clasto-sop; nivel final limo.	14,51-0,35 mm	Muy mala	Positiva	14-15-18-19-24-25-28-29-30-31
D	Desborde sur - intermedio	Repetición de niveles descritos en facies B, granodecreciente. Nivel base gravas y	2,22 mm	Muy mala	Positiva	23
E	Desborde sur - lateral	bloques, grano decreciente a arena media fina. Capa final de limo.	7,45-0,13 mm	Muy mala	Positiva	16-17-26-27
F	Desborde sur - terminal	Nivel base arena fina; nivel limo laminado; techo arcilla/limo.	0,13-0,08 mm	Muy mala	Positiva	1-2

3.5 Composición y textura de depósitos

Con porciones representativas de cada muestra, se realizó un análisis composicional y textural de los depósitos del aluvión. Este análisis fue visual y se separó por tamaño: sedimentos mayores a 2 mm y menores a 2 mm. Se calculó visualmente la cantidad de feldespatos, cuarzo y fragmentos líticos de cada muestra, y dentro de los fragmentos líticos se verificó si estos eran de origen intrusivo, extrusivo, sedimentario o metamórfico.

La textura general de los clastos de los depósitos dependía en la mayoría de los casos de la litología de los clastos. El cuarzo y los fragmentos líticos intrusivos se encontraban sub-angulosos a sub-redondeados, con forma casi esférica muchas veces; mientras que el feldespato, que por lo general estaba alterado, con clastos angulosos a sub-angulosos y de forma alargada. Los fragmentos líticos volcánicos y metamórficos se observaron angulosos a sub-angulosos, y de forma esférica a elipsoidal; y los fragmentos líticos sedimentarios, correspondientes en su mayoría a pelitas, se observaron sub-redondeados y tabulares.

En las siguientes tablas (Tabla 12 y Tabla 13) se puede observar la descripción composicional de cada muestra, y en la Figura 41 y la Figura 42 se puede observar estos mismos datos en un triángulo de composición.

Tabla 12. Tabla de composición de los clastos mayores a 2 mm de las muestras del aluvi3n. Se destacan los valores usados en el tri3ngulo de composici3n.

Muestra	Cuarzo	Feldespato	F. L3ticos Totales	F. L3ticos Extrusivos	F. L3ticos Intrusivos	F. L3ticos Sedimentarios	F. L3ticos Metam3rficos
1	31	23	46	0	16	30	0
14	13	17	70	65	0	0	5
16	27	21	52	12	5	30	5
17	35	25	40	10	15	10	5
18	20	20	60	10	15	25	10
19	22	26	52	6	16	25	5
21	10	20	70	64	0	1	5
22	50	10	40	5	20	10	5
23	10	15	75	65	0	5	5
24	18	29	53	12	16	20	5
25	30	20	50	10	20	15	5
26	35	20	45	15	5	20	5
27	19	22	59	9	25	20	5
29	20	25	55	10	15	25	5
30	30	25	45	5	15	20	5
31	15	25	60	10	20	25	5
32	20	30	50	10	25	10	5
33	25	25	50	10	15	20	5
34	15	20	65	50	0	0	15

Tabla 13. Tabla de composici3n de los clastos menores a 2 mm de las muestras del aluvi3n. Se destacan los valores usados en el tri3ngulo de composici3n.

Muestra	Cuarzo	Feldespato	F. L3ticos Totales	F. L3ticos Extrusivos	F. L3ticos Intrusivos	F. L3ticos Sedimentarios	F. L3ticos Metam3rficos
1	10	15	75	75	0	0	0
14	46	8	46	45	0	1	0
16	40	15	45	20	5	15	5
17	25	30	45	25	5	10	5
19	19	25	56	45	0	1	10
26	35	15	50	15	5	20	10
34	15	40	45	25	0	0	20

Composici3n QFL de sedimentos mayores a 2 mm

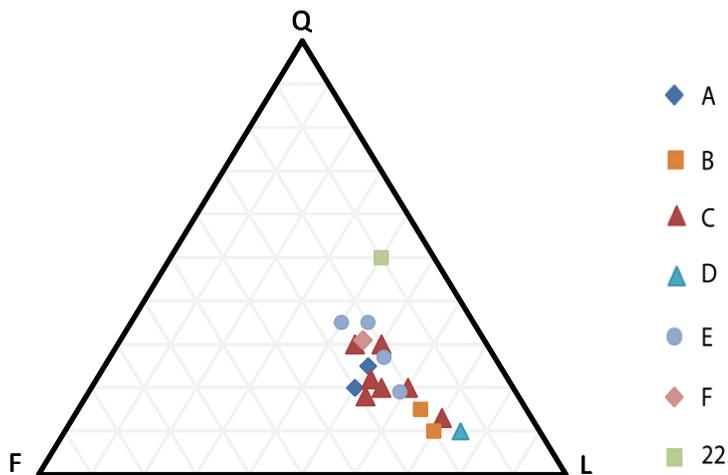


Figura 41. Tri3ngulo de composici3n (QFL) de los sedimentos de las muestras analizadas mayores a 2 mm. Se presenta al menos una muestra de cada facies, adem3s de una muestra alejada de la ciudad, r3o arriba (22).

Composición QFL de sedimentos menores a 2 mm

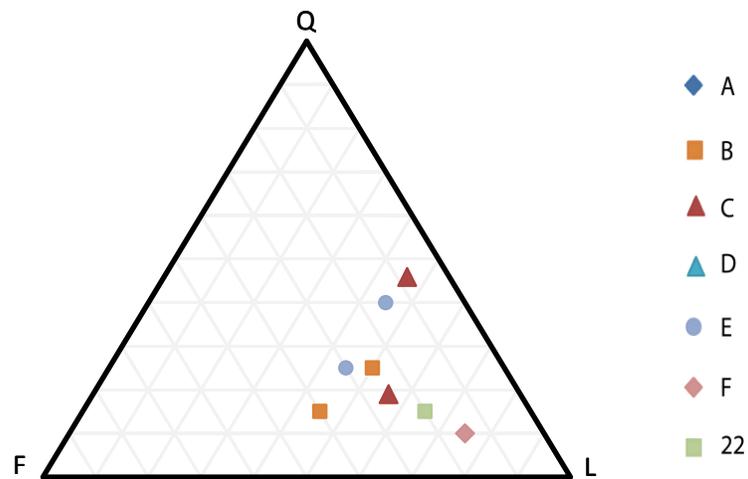


Figura 42. Triángulo de composición (QFL) de los sedimentos de las muestras analizadas menores a 2 mm. Se presentan muestras de casi todas las facies, además de una muestra alejada de la ciudad, río arriba (22).

De acuerdo a lo analizado, tanto para los clastos mayores a 2 mm como a los menores, existe una predominancia de fragmentos líticos en las muestras tomadas del aluvión y no se observa ninguna tendencia especial de composición en base a las facies definidas anteriormente. Dentro de los fragmentos líticos observados, hay dominancia de los fragmentos extrusivos correspondientes a lavas levemente alteradas, e intrusivos de composición granítica, seguido de fragmentos sedimentarios pelíticos o pizarrosos, lo que se puede observar en la Figura 43 y la Figura 44.

Composición clastos líticos de sedimentos mayores a 2 mm

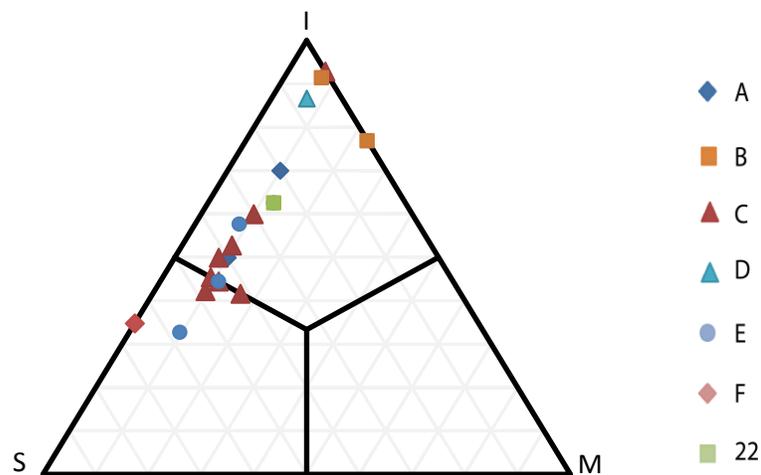


Figura 43. Triángulo de composición de fragmentos líticos de las muestras analizadas mayores a 2 mm. I: líticos ígneos, S: líticos sedimentarios y M: líticos metamórficos.

Composición clastos líticos de sedimentos menores a 2 mm

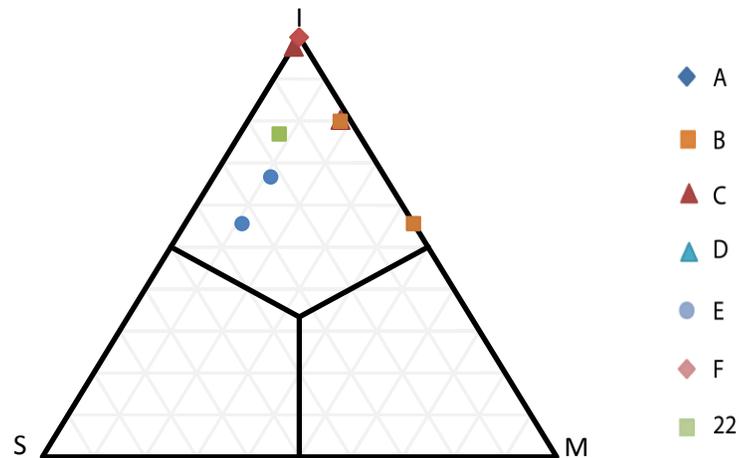


Figura 44. Triángulo de composición de fragmentos líticos de las muestras analizadas menores a 2 mm. I: lítica ignea, S: lítica sedimentaria y M: lítica metamórfica.

En el capítulo de discusión se discutirá la proveniencia de estos sedimentos, de acuerdo a la geología de la hoya hidrográfica.

3.6 Naturaleza y dinámica del flujo

Los depósitos aluviales se caracterizan por ser muy variables entre sí, ya que responden a la dinámica de transporte del flujo que los lleva. Se pueden homologar de cierta forma a la dinámica de transporte y depositación de ríos de alta energía, pero se necesitan más factores que varían dependiendo del tipo de aluvión. Los sedimentos aluviales tienen distintos mecanismos de transporte, pero principalmente se les llama 'debris flows' (flujo de detritos), divididos en cohesivos (*mudflows*) y no cohesivos (Collinson, en *Sedimentary Environments Processes, Facies and Stratigraphy*, 1996). Para este trabajo, se catalogará como 'debris flow' a los flujos no cohesivos y 'mudflows' a los cohesivos, y se intentará determinar, a partir de las observaciones y tratamiento de datos, la ocurrencia de uno o ambos tipos de flujos en el aluvión de Chañaral.

En general, estos flujos se definen como una mezcla de agua y sedimentos de alta densidad, donde los cohesivos (*mudflows*), en particular, presentan una matriz de grano fino que va aumentando la viscosidad del flujo e inhibe el asentamiento de partículas, y corresponde a un flujo transicional entre los 'debris flows' no cohesivos y los flujos hiperconcentrados o muy diluidos (Collinson, 1996). Las facies de depósitos de un aluvión dependen de su posición en la cuenca: puede estar limitada al cauce del mismo río, al desborde de él durante su transporte o formar un abanico aluvial ante un cambio de pendiente y de espacio. Este último corresponde al caso del aluvión de Chañaral, donde el flujo llega a la desembocadura del río Salado en la ciudad. Preliminarmente, su tendencia de depositación debería ser similar a la presentada en la Figura 45, donde el tamaño de grano va disminuyendo en dirección del abanico, y presenta más de un lóbulo. Como se ha mencionado anteriormente, se tiene al menos dos lóbulos en el aluvión de Chañaral: el desborde al sur, menos extenso pero de mayor volumen (alturas

de depósito e inundación) y el desborde al norte, más extenso pero de espesores considerablemente menores. Adicionalmente, se puede observar una facies de canal previo al desborde en la entrada de la ciudad.

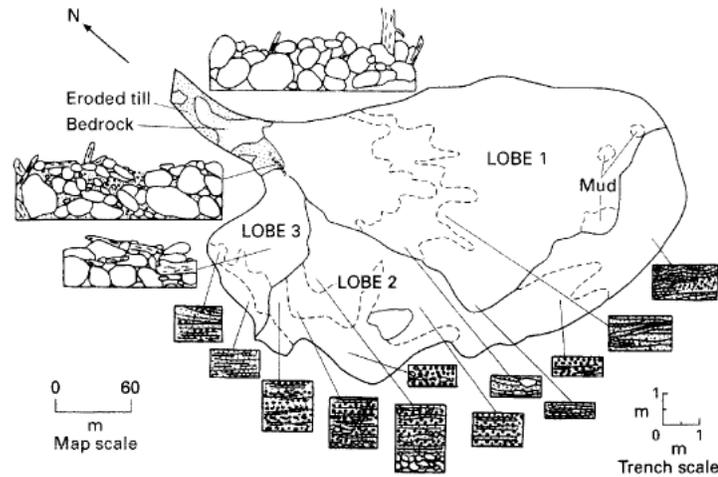


Figura 45. Esquema de un abanico aluvial pequeño desarrollado en gravas gruesas como resultado de eventos de flujos torrenciales. El tamaño de grano disminuye considerablemente hacia el abanico. Todos los depósitos se encuentran horizontalmente estratificados excepto los más gruesos (Blair, 1987.a; extraído de Reading, 1996).

Una forma útil de visualizar la dinámica del flujo, a medida que avanzó por la ciudad de Chañaral, es graficar el tamaño promedio de las muestras y ver su tendencia corriente abajo, tanto para la parte encausada del flujo como para el desborde sur. Para tener mayor información, se añade la selección como una desviación estándar simple y la asimetría, como una variable que permite dar información acerca de la presencia de sedimentos finos en los depósitos. La Figura 46 y la Figura 47 muestran estas tendencias para las facies en el cauce (a y c) y las facies del desborde sur (b, b.1, d y e).

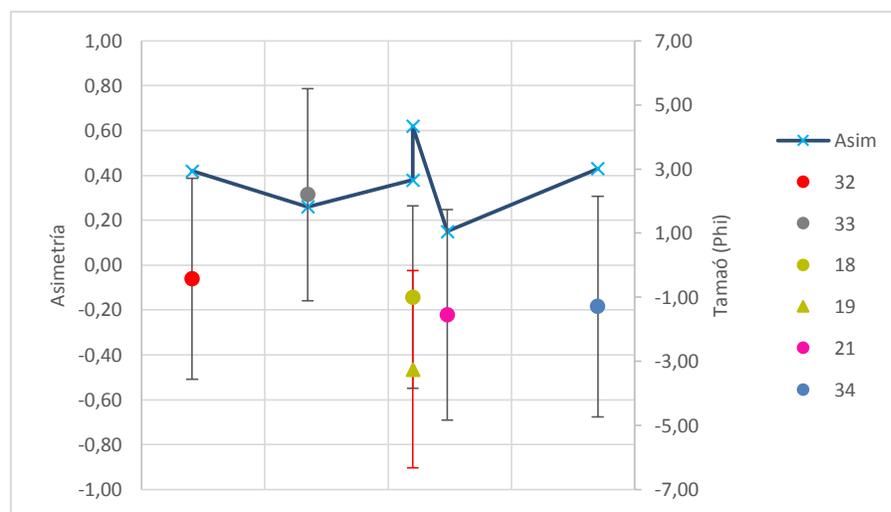


Figura 46. Gráfico que ilustra el cambio en la granulometría del flujo que va por el río Salado de este a oeste (izquierda a derecha). Los puntos indican el promedio de la muestra (eje derecho), triángulo indica una muestra superior del depósito, las líneas de error ilustran la selección, la curva azul con marcas de cruces corresponde a la asimetría (eje izquierdo), y las líneas de error son cerradas por las curvas celestes.

La Figura 46 muestra las variaciones en granulometría de las muestras ubicadas en el cauce del río Salado entrando en la ciudad (ver Figura 29 para las ubicaciones de las muestras). De este a oeste, las dos primeras muestras correspondientes a la facies a (32 y 33), se ubican en el cauce del río Salado previo a su desborde y parecen ir disminuyendo su tamaño de grano a medida que avanza. El desborde sur, indicado por las muestras 18 y 19 (de la facies b), indica un cambio en la facies con una granulometría menos seleccionada en un principio y dos niveles claramente marcados en los depósitos. Este “quiebre” marca un cambio en la dinámica del flujo, que se manifiesta en las diferencias entre facies mostradas en el Capítulo 3. Luego, ya hacia el noroeste se tienen las muestras correspondientes a la facies de desborde norte (facies c, 21 y 34), en las que el tamaño de grano es mayor que en el cauce, manteniéndose una selección similar a la anterior. La asimetría ilustra que, además de que en general se tiene una mayor concentración de finos, gran parte de estos finos se dirigen al desborde al sur como se puede observar en el *peak* en las muestras 18/19. Esto deja en general clastos de mayores tamaños en el desborde al norte.

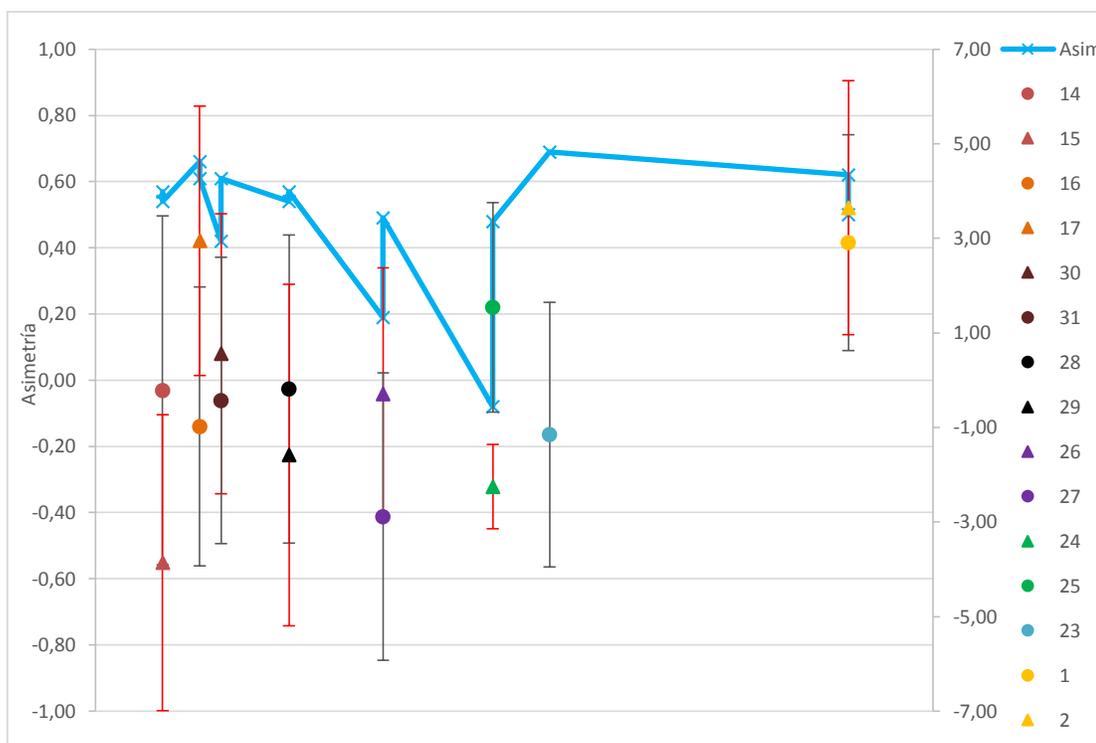


Figura 47. Gráfico que ilustra el cambio en parámetros sedimentológicos del flujo que va por el desborde sur del aluvión de norte a sur (izquierda a derecha). Los puntos indican el promedio de la muestra representada (eje derecho), en el caso de ser triángulo indica una muestra superior del depósito, las barras de error ilustran la selección, la curva azul con marcas de cruces corresponde a la asimetría (eje izquierdo).

En la Figura 47 se muestra que el transporte de los sedimentos por el desborde sur presenta una tendencia a ir disminuyendo el tamaño de grano de norte a sur, donde la selección también disminuye de forma relativa, tal como se espera que ocurra. La asimetría, salvo excepciones, tiende hacia los finos, lo que confirma que gran parte del agua cargada de sedimentos se desbordó al sur en primera instancia. Los sedimentos dejados por el aluvión, entonces, presentan características esperadas de acuerdo a la hipótesis y las observaciones preliminares, pero falta determinar su transporte y su relación con los depósitos.

Visher, en su trabajo de 1969, detalla los tipos de transporte dentro de distintos flujos o corrientes a partir de datos granulométricos. Cuando se tiene un flujo con carga en suspensión, corresponde a un flujo turbulento con sedimentos de tamaño menor a 1 mm (arena muy fina). Para mayores tamaños de sedimento, la suspensión presenta una gradación a saltación, lo que complica en algunos casos la determinación del mecanismo para algunas granulometrías (suspensión gradada). Cuando se tiene un transporte por saltación, no hay mucha información acerca del tamaño máximo de partícula que se puede transportar de esta forma, más allá de datos experimentales. El límite entre saltación y tracción indica algún cambio en la física del flujo, y se relaciona directamente con la energía de éste (Visher, 1969).

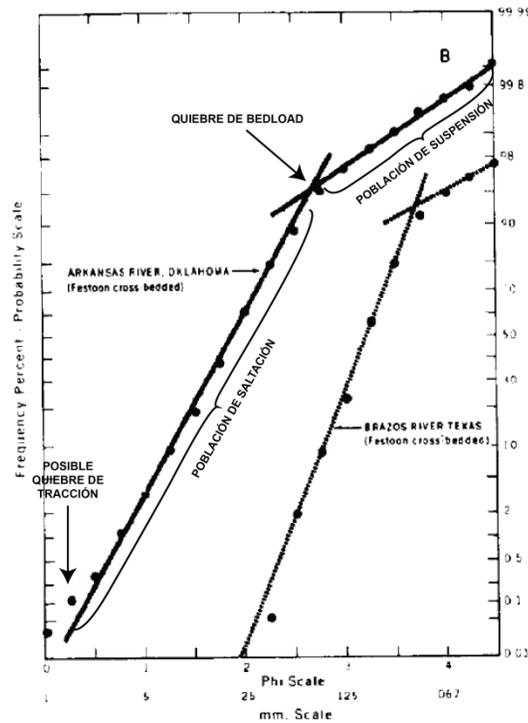


Figura 48. Ejemplo seleccionado de arenas de canales modernos. Esta curva ilustra la variación en los puntos de truncamiento y pendientes de poblaciones individuales, entre distintos ríos. . Modificada de Visher (1969).

En el mismo trabajo, se habla de determinar la mecánica del transporte de sedimentos de distinto tamaño discriminando las poblaciones dentro de la curva granulométrica acumulativa en escala probabilística. Los puntos de truncamiento de las curvas indican cambios en la dinámica de transporte del flujo, donde en general se tiene en el rango del grano grueso la tracción, en el rango de grueso a medio o fino, saltación, y el resto del rango de los finos, suspensión (ver Figura 48).

La población de suspensión en una curva refleja condiciones sobre la interface depositacional, donde una gran población indica una alta concentración de sedimento suspendido en el fluido y una rápida sedimentación. Si el flujo es muy turbulento, es probable que exista una mezcla entre la población de suspensión y saltación, como se explicó anteriormente. La población de saltación define el límite entre el nivel superior de suspensión y la carga de lecho (*bedload*) y, si el flujo es turbulento, el truncamiento en tracción tiende a darse a una granulometría mayor. Finalmente, la tracción está

controlada por la proveniencia, es decir, la disponibilidad de sedimentos de tamaños mayores en el flujo, y se caracteriza por la total ausencia de granos más finos.

A continuación, se presentarán las curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de cada facies, de manera de determinar su dinámica de transporte y comprobar que corresponde a un flujo de barro o *mudflow*, y en cierta medida, ilustrar características adicionales que puedan presentar estos. Cabe recordar que muchas muestras fueron tomadas de a dos para un solo depósito, considerando un nivel superior y un nivel inferior.

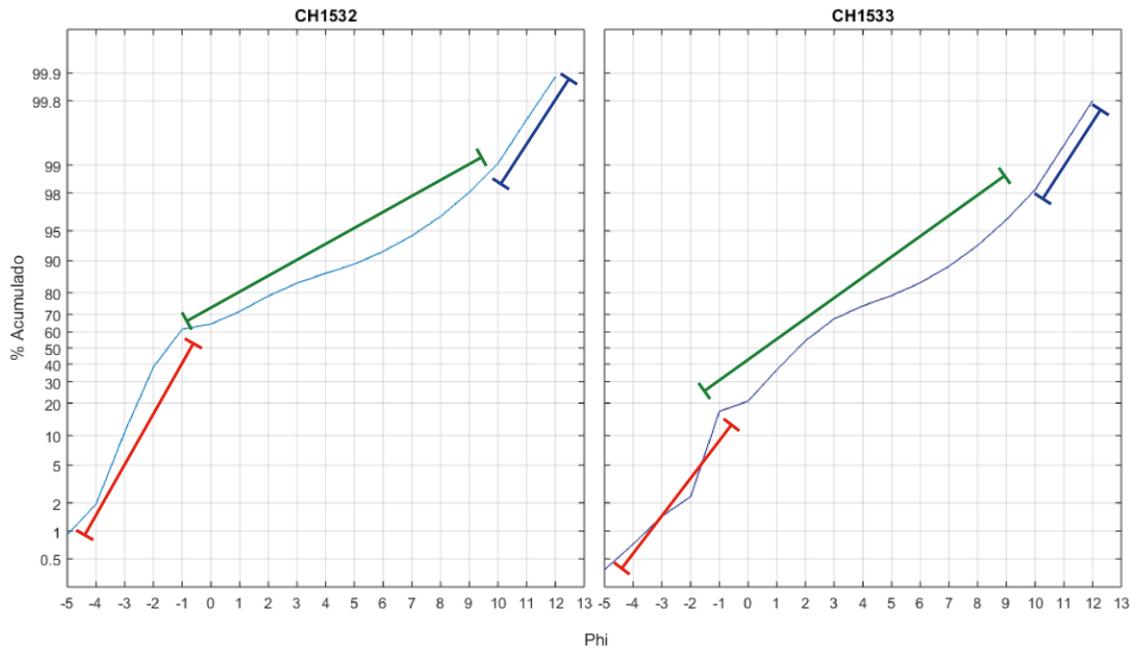


Figura 49. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies a. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.

Para la facies de canal – cauce principal (a), se distingue claramente el truncamiento entre tracción y saltación para el valor de -1ϕ , es decir, para tamaños mayores a arena (2 mm). Su porcentaje es bastante considerable, lo que es coherente con el nivel de gravas y bloques presente en esta facies. La población de saltación va de -1ϕ a 9ϕ aproximadamente (tamaño arcilla), y concentra gran parte de los sedimentos de la facies. Se tiene en menor medida una población de suspensión para las arcillas, sin embargo, es importante destacar que el truncamiento entre saltación y suspensión no es marcado e incluso pareciera ser gradual, lo que indica el carácter turbulento del flujo transportado, característico de la facies de transporte por el cauce del río Salado (Figura 49). Es la misma turbulencia que evidencia esta figura, la que dispone la facies como se observa en su columna esquemática, con el nivel intercalado de sedimentos más gruesos y matriz laminada (Figura 28).

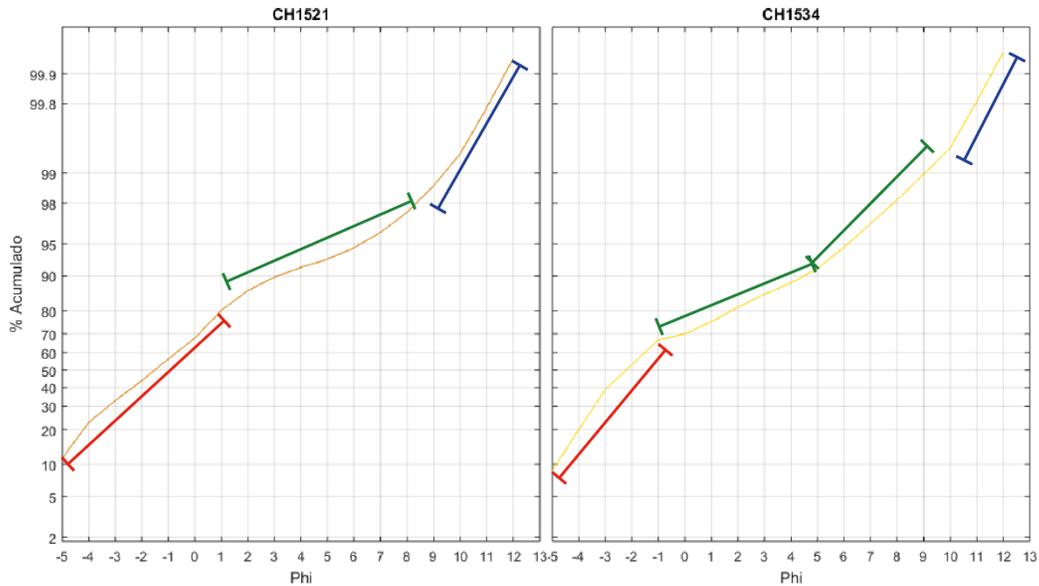


Figura 50. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies b. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.

La facies de desborde norte (b) se caracteriza por un repentino cambio lateral de sedimentos gruesos a finos, que se trató de reflejar en la toma de muestras y se evidenció en la columna esquemática de dicha facies. La carga de tracción presenta su truncación entre los tamaños -1ϕ y 0ϕ (entre 1 y 2 mm), y en general un porcentaje menor que las facies anteriores. La población de saltación se ve más limitada, llegando a tamaños de 8ϕ , un tamaño relativamente mayor a arcilla. Finalmente, la suspensión presenta una pendiente más pronunciada y un porcentaje mayor en comparación a las facies anteriores, y su truncamiento se muestra relativamente más marcado, indicando un flujo menos turbulento y de menor energía que el desborde sur (Figura 50). Se evidencia esta disminución de energía al norte, ya que la carga de tracción se limita a muy poca distancia del punto de desborde, pasando a depositación de sedimentos más finos al norte, por la playa, de forma casi inmediata; indicando la poca competencia del flujo en esta dirección para arrastrar clastos mayores.

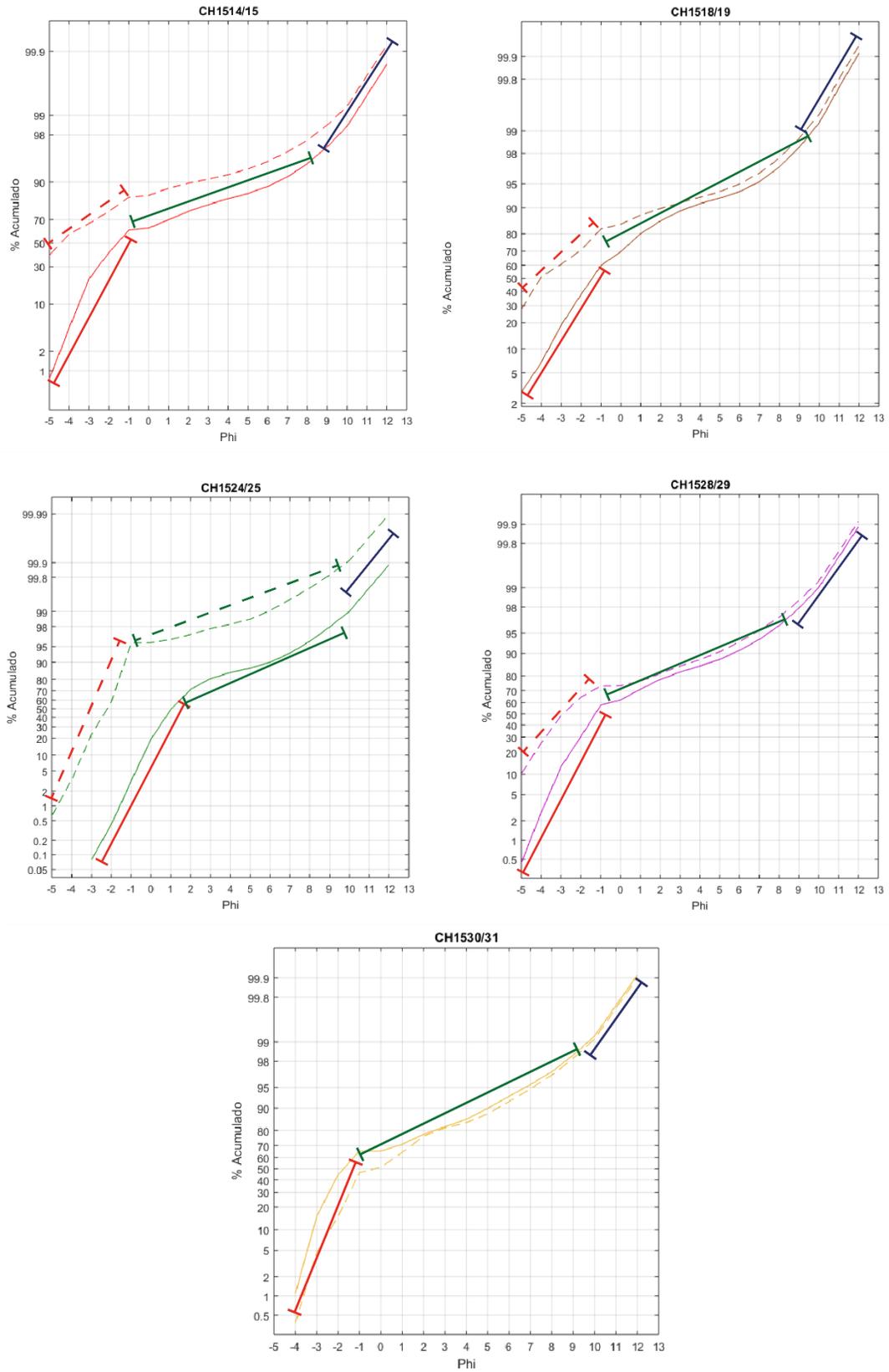


Figura 51. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies c. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.

En la facies de desborde sur – proximal (c) se tienen dos muestras por depósito, la del nivel superior clastosoportado (línea punteada) y la del nivel inferior matriz soportado (línea continua). La tracción se delimita tanto para niveles superiores como inferiores para el tamaño entre -1ϕ y -2ϕ en general, salvo para algunas muestras donde el límite es de menor tamaño. Los niveles superiores presentan una carga de tracción mayor que los inferiores, considerando que si bien el nivel inferior posee clastos de gran tamaño, están inmersos en una mayor cantidad de matriz fina que el nivel superior, de tamaños mayores y con menor matriz. La población de saltación, salvo excepciones, presenta tendencias similares tanto para el nivel superior como para el inferior, limitada entre -1ϕ y 9.5ϕ (arcilla) aproximadamente, pero representa un porcentaje menor de la muestra, al igual que la suspensión, donde la truncación es muy sutil, evidenciando la turbulencia del flujo al igual que la facies a (Figura 51).

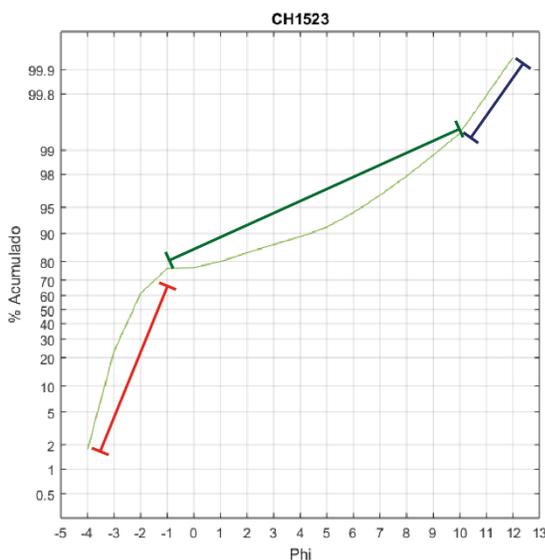


Figura 52. Curva granulométrica acumulativa en escala probabilística de la muestra de la facies d. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.

Para la facies de desborde sur – intermedio (d, muestra CH1523), se tiene una dinámica similar al desborde sur - proximal, pero con una carga de tracción de clastos de menor tamaño, debido a que corresponde a una etapa más avanzada del desborde sur, y de menor energía. Nuevamente, la turbulencia evidenciada por estas figuras va de acuerdo a lo observado en los depósitos y sus columnas tipo. A partir de esta información, se puede determinar que el desborde sur, en general, trae consigo una gran cantidad de sedimentos de gran tamaño, indicando que no hubo mayor disminución de energía entre el transporte por el cauce y el desborde al sur, pese a suavizarse la pendiente al estar en la desembocadura de la cuenca.

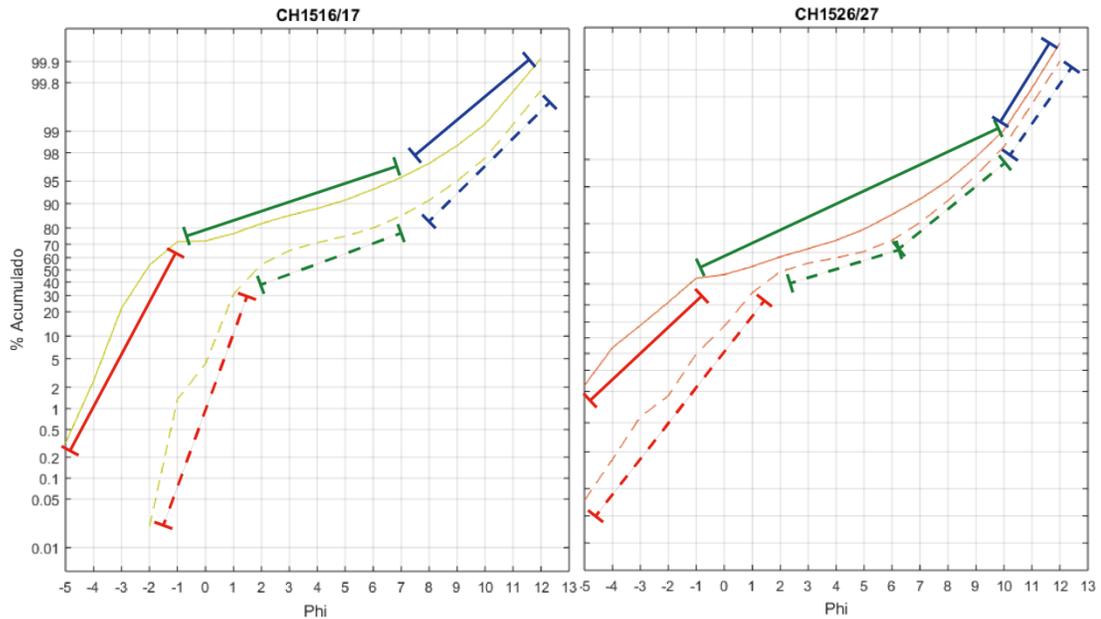


Figura 53. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies e. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.

La facies de desborde sur - lateral (d) se compone de una gradación de bloques a arena fina, sin mayores estructuras sedimentarias muy visibles. Nuevamente para esta facies se extrajeron dos muestras: de nivel superior (arenas, línea punteada) y de nivel inferior (gravas, línea continua). La población de tracción para el nivel superior presenta una alta pendiente y un porcentaje menor, limitada entre -2ϕ y 1ϕ , mientras que en el nivel inferior la carga de tracción es más importante, con tamaños de -5ϕ a -1ϕ . La saltación en ambos niveles presenta un carácter similar, limitándose al tamaño inferior de 7ϕ y se presenta una importante carga de suspensión en ellos, donde el truncamiento entre estas poblaciones ya no es tan gradual como en la facies b (Figura 53). Esto evidencia una disminución en la turbulencia del flujo y una disminución leve en la energía, en comparación con las facies de desborde sur (c y d), probablemente debido a un cambio de orientación en el flujo, ya que corresponde a los depósitos a las calles perpendiculares al transporte norte-sur del aluvión en el desborde sur, lo que pudo haber cambiado la dinámica del flujo de la forma mencionada, en donde el grado de turbulencia sólo permite una gradación simple.

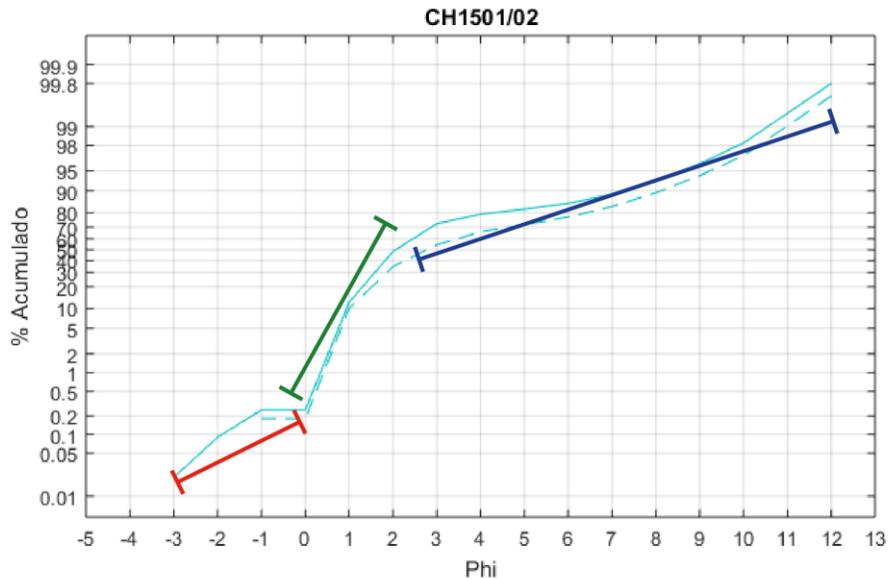


Figura 54. Curvas granulométricas acumulativas en escala probabilística de las muestras de la facies f, en conjunto con su columna tipo. Línea roja indica población de tracción, verde de saltación y azul de suspensión.

La facies de desborde sur - terminal (f) parte notoriamente con una muy disminuida carga de tracción, arrastrando algunos pocos sedimentos entre -3ϕ y 0ϕ para ambos niveles (en general, no hay mayor variación entre estos niveles, salvo que el inferior arrastra los sedimentos más gruesos de la muestra). La población de saltación no presenta mucha variación en tamaño de grano, estando entre 0ϕ y 2.5ϕ aproximadamente; dejando la población de suspensión como el transporte predominante en esta facies, transportando sedimentos suspendidos desde arena fina hasta arcilla (Figura 54). El aumento en esta carga de suspensión indica que si bien hay una disminución de energía hacia la facies terminal, dejando los clastos gruesos muy atrás, aún se tiene una componente turbulenta capaz de levantar y suspender sedimentos más gruesos que antes, generando también muchas visibles laminaciones.

Tomando en consideración lo descrito e interpretado para cada facies, sumado a las observaciones de los depósitos en terreno, se puede tener una idea del carácter del flujo que llegó a Chañaral. Inicialmente el aluvión se transportó por el cauce, arrastrando ya mucho material y mucha agua de forma turbulenta, llegando a la zona donde se observó el desborde hacia el norte y hacia el sur del flujo; la mayoría del material, sobre todo el más grueso, se fue al desborde sur con la misma energía o incluso mayor (debido a factores geomorfológicos de la desembocadura y efectos de la ciudad embudo que sufrió el flujo al entrar a la ciudad, que se discutirá posteriormente); siguiendo con un transporte de gran energía y turbulento, siguiendo una dirección norte-sur coincidente con las principales calles, dejando además depósitos en las calles perpendiculares. Finalmente, el flujo pierde su energía al llegar al límite sur de la ciudad, debido a cambios de pendiente asociados a la geomorfología costera y a los cerros aledaños a la ciudad, además de que gran parte del material también se depositó en la playa y el mar, dejando los socavones que se pueden observar en las distintas fotos de la ciudad después del aluvión (ver Figura 55).



Figura 55. Fotografía de parte de los socavones en la playa debido al aluvión. Foto tomada desde el corte de la carretera, mirando hacia el suroeste.

Por otro lado, el desborde norte tiene un carácter más similar a inundación, bajando considerablemente la energía y depositando los clastos más grandes muy cerca del punto de desvío, permitiendo el transporte de los sedimentos más finos en dirección norte por la playa de manera extensa, pero con un muy bajo espesor. Se presume la existencia de otro lóbulo o pulso del aluvión, que se habría dirigido directamente hacia el mar, generando más socavones y arrastrando gran parte del material más pesado como viviendas, vehículos y escombros, entre otras cosas. Debido a la dificultad de acercarse a estos depósitos y a que la mayoría se encuentran bajo agua, no se puede hacer un análisis detallado de este pulso.

Resumiendo entonces estas observaciones, se puede decir que debido al carácter turbulento que tuvo este flujo tanto en el cauce como en el desborde sur, este aluvión se cataloga como un flujo de barro o *mudflow*, tomando en consideración la gran carga de suspensión que se dedujo a partir del análisis de todas las facies. El desborde norte no alcanzó a tener mayor energía, depositando gran parte de sus clastos relativamente cerca de la fuente y extendiéndose por la playa, derramándose. Es muy probable que la gran cantidad de agua precipitada, tanto en cordillera como en la costa haya contribuido a que la turbulencia del flujo fuera mayor, pasando de flujo de detritos (*debris flow*) a *mudflow*, según Collinson (1996).

4 ALUVIONES HISTÓRICOS EN EL RÍO SALADO

4.1 Introducción

La geología de la hoya hidrográfica del río Salado muestra que los depósitos cuaternarios y neógenos son, en su mayoría, de origen aluvial, lo que indica que episodios aluviales han ocurrido constantemente en el pasado, siendo de una magnitud suficiente como para que queden en el registro geológico.

Se hace necesario revisar los registros históricos más recientes de aluviones en la cuenca del río Salado, de manera similar a lo realizado por Ortega *et al.* (2011). Esto, con el fin de determinar los mecanismos meteorológicos que gatillaron las precipitaciones que generaron estos aluviones, y compararlos con el mecanismo que generó el aluvión de marzo (que se profundizará en el Capítulo 5).

Se tienen registros de al menos 150 años, como el testimonio de Rodolfo Amandus Philippi en *Viaje al Desierto de Atacama* (1860). Hay cuatro registros de aluviones o inundaciones importantes en el Siglo XX: en 1940, 1972, 1983 y 1991. No todos estos eventos dejaron depósitos de magnitud importante en Chañaral, debido a las diferencias en magnitud que presentaron, pero algunos depósitos sí pueden ser observados en la playa de Chañaral, quedando en el registro geológico.

4.2 Evidencias en depósitos de la bahía de Chañaral

Uno de los muchos efectos del aluvión, en la ciudad de Chañaral, fueron los socavones dejados por el flujo al llegar a la playa. Estos socavones dejaron a la vista niveles de sedimentos antiguos depositados en los últimos años. Usando la capa de relave como nivel guía, y en base a los registros históricos de aluviones y tsunamis reconocidos, se dedujeron las edades y eventos que dejaron estos depósitos. Se realizó una columna esquemática de este corte y un análisis granulométrico básico de los sedimentos de esta columna, de manera de caracterizar eventualmente los eventos (Figura 56).

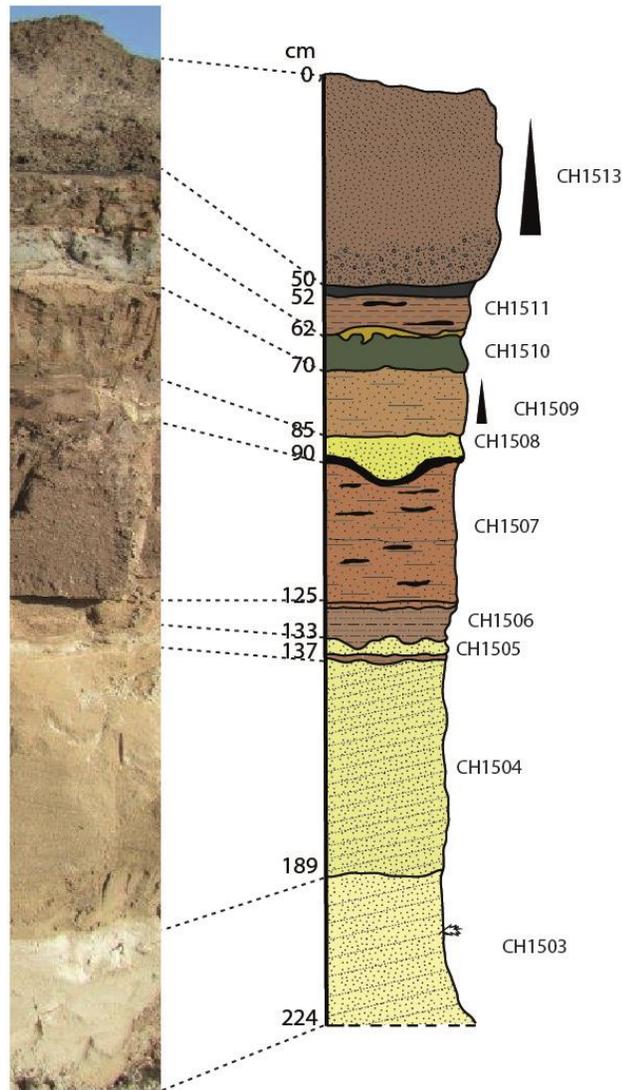


Figura 56. A la izquierda, foto de uno de los cortes dejados por el aluvión en la playa. A la derecha, columna esquemática de este corte, indicando estructuras y características sedimentarias. Vargas, comunicación personal (2015).

De techo a base, se tiene una arena de grano muy fino a grano medio (gradación inversa) con alta presencia de finos, asociada a la muestra CH1513, que corresponde a depósito del aluvión de 2015 (en base a sus características y ubicación, corresponde a parte de la facies de desborde sur – intermedio o lateral). Sigue un nivel de 2 cm de sedimento oscuro consolidado (CH1512, muestra no analizada debido a su naturaleza y baja cantidad), y luego una capa de 10 cm de limo con lentes carbonosos u oscuros (muestra CH1511). Le sigue una capa de color gris verdosa de tamaño arena fina a arcilla (CH1510), correspondiente a los depósitos de relave (su color verde indica la presencia de óxidos de cobre), luego una capa de color pardo claro de tamaño arena fina a limo, con gradación inversa (CH1509). Posteriormente, se tiene una capa de arena de aproximadamente 15 cm, donde su límite inferior presenta una forma acanalada, como se observa en la Figura 56 (CH1508), y luego una capa más extensa de arena fina a limo, con lentes carbonosos y de otras partículas oscuras (CH1507). Bajo esta, se presenta una capa de 8 cm de limo con contacto inferior irregular

(CH1506), una capa de 4 cm de arena de color amarillo con una delgada capa de finos en su interior (CH1505), un extenso nivel (52 cm) de arena con laminación cruzada incipiente (CH1504) y, finalmente, la base de la columna compuesta también de arena con laminación incipiente, pero de un color más pálido (CH1503).

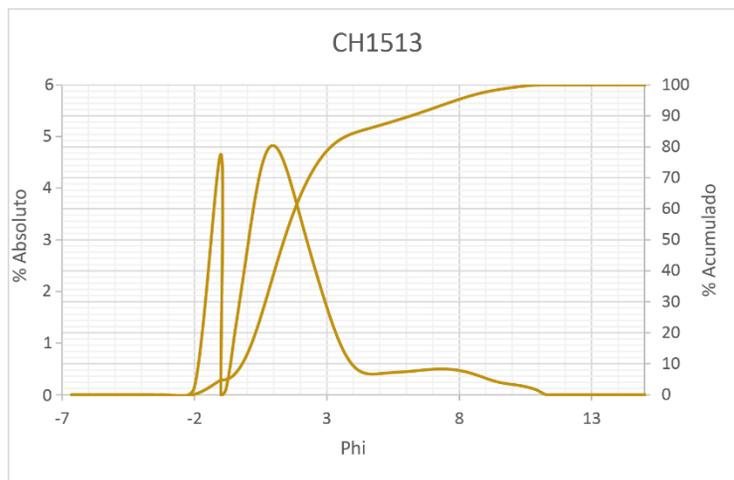


Figura 57. Curvas granulométricas absoluta (eje izquierdo) y acumulada (eje derecho) de la muestra CH1513, correspondiente al depósito del aluvión ubicado en el nivel superior de la columna descrita anteriormente.

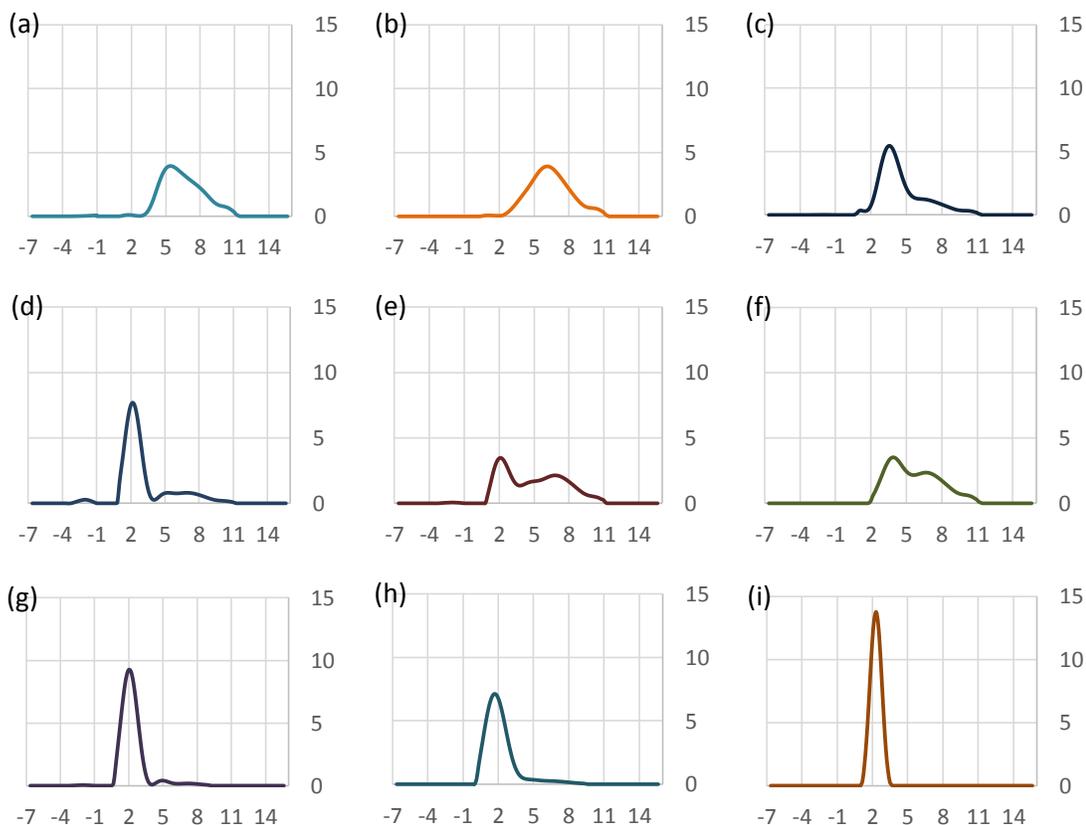


Figura 58. Curvas absolutas de las muestras de la columna, ordenadas desde el techo hacia la base. El eje vertical está en porcentaje (absoluto) y el horizontal en escala Phi. De izquierda a derecha, de arriba abajo, las muestras correspondientes son (a) CH1511, (b) CH1510, (c) CH1509, (d) CH1508, (e) CH1507, (f) CH1506, (g) CH1505, (h) CH1504 e (i) CH1503.

En la Figura 58 se pueden observar las curvas granulométricas absolutas de las muestras de la columna descrita anteriormente. Aparte, en la Figura 57, se muestra la curva absoluta y acumulativa de la muestra CH1513, que se puede asociar a la facies c a partir de su forma y ubicación. A partir de las curvas acumulativas de estas muestras (que se pueden encontrar en el Anexo C) se calcularon los parámetros granulométricos expresados en la Tabla 14.

Tabla 14. Parámetros granulométricos según Folk (1966) de las muestras de la columna descrita anteriormente. En el Anexo 9.B se pueden ver los datos numéricos asociados.

Muestra	Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis
CH1513	1,803	1,387	Muy mala	Muy positiva	Muy leptocurto
CH1511	6,369	6,176	Mala	Positiva	Mesocurto
CH1510	6,265	6,204	Mala	Simétrica	Mesocurto
CH1509	4,485	3,969	Mala	Muy positiva	Leptocurto
CH1508	3,176	2,356	Muy mala	Muy positiva	Muy leptocurto
CH1507	4,869	4,833	Ext. Mala	Simétrica	Platicurto
CH1506	5,547	5,318	Muy mala	Positiva	Platicurto
CH1505	2,074	2,041	Moderada	Positiva	Muy leptocurto
CH1504	1,895	1,809	Moderada	Positiva	Leptocurto
CH1503	2,139	1,985	Buena	Muy positiva	Mesocurto

Las muestras, aparte de la CH1513, presentan muchas diferencias en su granulometría, lo que puede indicar distintos orígenes, tanto por eventos extremos (aluviones, tsunamis) como por procesos de depositación constantes (depósitos eólicos).

Luego del análisis de las muestras de la columna, se deben asociar estos depósitos a distintos eventos extremos que fueron capaces de dejar registro en la playa de la bahía de Chañaral, a partir de eventos meteorológicos inusuales capaces de generar aluviones o inundaciones, ocurridos en el norte de Chile durante los últimos siglos, y que dejaron depósitos importantes en la playa. Para ayudar al análisis, se tiene en conocimiento que gran parte de la playa se encuentra cubierta de depósitos de relave minero, vertidos ahí desde la mitad del siglo XX, lo que puede ser utilizado como nivel guía para estimar edades y eventos.

Se asociaron estos depósitos a distintos eventos. Esta clasificación no es del todo exacta, y se basa principalmente en el uso de niveles guía, características granulométricas y estructuras sedimentarias de los depósitos, además de la información disponible sobre eventos históricos de aluvión o inundación.

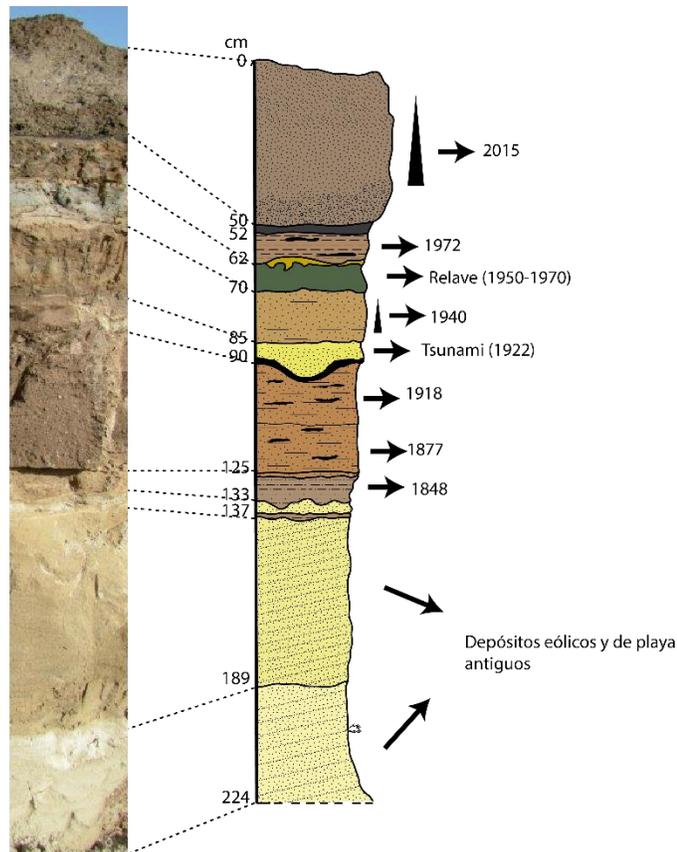


Figura 59. Fotografía y columna del socavón en la playa de Chañaral luego del aluvión. Se rotulan el año de los eventos que generaron estos depósitos, cuando corresponde. Vargas, comunicación personal (2015).

Luego del nivel superior que dejó el aluvión de 2015 (del que se discutirá a continuación), el siguiente nivel, asociado a la muestra CH1511, se asigna al aluvión de 1972 (Figura 59). Al estar este socavón cerca del borde de la playa, es muy probable que este depósito sea posterior al relave, que ya se habría depositado en esta zona antes de 1972. El depósito es de granulometría relativamente fina, por lo que preliminarmente se podría asociar a una facies distal del aluvión, con lentes de mayor tamaño (Figura 58.a). No se asocia este depósito a 1991 ni 1983, debido a que la magnitud de la inundación no fue lo suficiente como para provocar un depósito de tamaño similar al de 1972 o al de 2015. El depósito de relave, que se extendió temporalmente desde 1938 a 1990, tiene un color verde relacionado a óxidos de cobre, y es útil como nivel guía entre los eventos de 1972 y 1940. Su granulometría también es fina, con una selección relativamente buena y distribución simétrica (muestra CH1510, Figura 58.b), lo que se encuentra dentro de lo esperado para un depósito de origen antrópico.

El nivel siguiente, del cual se extrajo la muestra CH1509, corresponde al depósito del aluvión de 1940, debido a que está inmediatamente debajo del nivel del relave y a que este aluvión tuvo la magnitud suficiente como para dejar este depósito. Su granulometría, si bien no es de grano muy fino como la muestra CH1509, su asimetría tiende a estos, y presenta gradación, lo que permite decir que corresponde a un flujo de detritos proveniente de la quebrada del río Salado (Figura 58.c).

El siguiente nivel es distinto a los anteriores, partiendo por el color amarillento que presentan los sedimentos, y por el límite inferior irregular, que podría haber sido causado por un fuerte impacto en la playa. Siguiendo con la continuidad en edades, es probable que este depósito corresponda al del tsunami de 1922. Este tsunami fue generado a partir del terremoto de Vallenar-Catamarca del 10 de noviembre de 1922, cuyo epicentro fue en la localidad de Alto del Carmen, y alcanzó una magnitud 8,5 Mw. El tsunami fue de tres oleadas en Chañaral (Figura 60), y los sedimentos encontrados son similares a los de una playa: buena selección, tamaño de arena media a fina y relativamente simétrica (muestra CH1508, Figura 58.d).

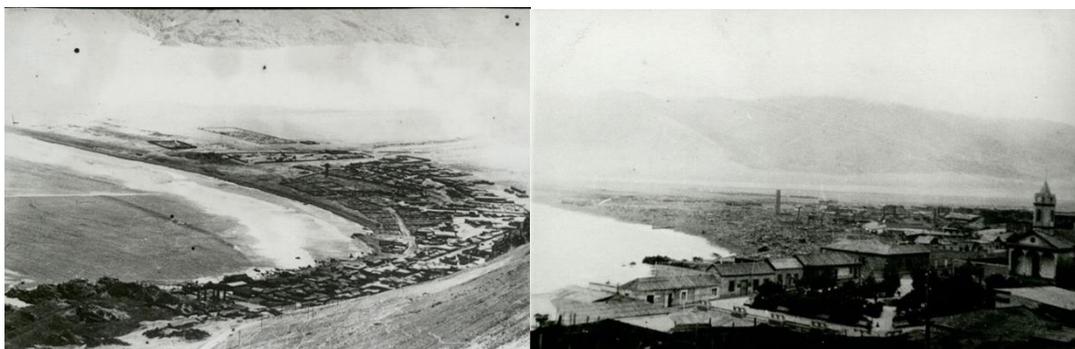


Figura 60. Izquierda: Chañaral antes del maremoto (noviembre de 1922), derecha: Chañaral después del maremoto (1922). Fotos del Museo de Atacama.

Para los siguientes niveles, se extrajo sólo una muestra (CH1507) bajo la idea de que correspondía a un solo depósito, sin embargo su extensión y la observación de una leve división dentro del nivel permiten concluir que son dos eventos distintos, ambos de características similares. El primer nivel está asociado a la inundación (o aluvión) de 1918, donde en mayo una fuerte lluvia provocó inundaciones en el río Salado en Chañaral (Ortlieb, 1995). Hay pocos registros de este evento como para determinar si su magnitud fue la suficiente como para dejar este depósito, y es muy probable que este mismo sea acumulación de varios eventos de inundación durante esta época. La muestra CH1507 presenta dos poblaciones, con una tendencia cargada a los finos, y en conjunto con su color, su origen debería ser aluvial, probablemente facies terminales de uno o varios eventos (Figura 58.e).

El nivel inferior, también correspondiente a la muestra CH1507, se asocia al aluvión generado por la gran tormenta en el norte de 1877. Esta tormenta, que abarcó gran parte del norte grande, entre los días 9 y 13 de julio, afectó principalmente las localidades de Copiapó y Chañaral, generando un aluvión en esta última. Vicuña Mackenna (“El Clima de Chile”, 1877) se refiere a este temporal diciendo que “...lo que constituye la más notable peculiaridad del aguacero del 10 de julio en Atacama, no es que lloviese en esas regiones cuando en el sur había escampado totalmente, ni que durase más de doce horas cada uno de sus aguaceros, sino que su marcha fuera inversa, de norte a sur, como si su núcleo generador hubiese estado en el desierto, es decir, en latitudes donde jamás llueve”. Esta descripción se asemeja al mecanismo de la tormenta que generó el aluvión de 2015, es decir, una Baja Segregada en altura sobre Atacama y un Anticiclón de Bloqueo al sur (Bozkurt *et al.*; Barrett *et al.*, 2016). Los sedimentos de este nivel, que son los mismos del anterior, indican que este depósito es de origen aluvial (Figura 58.e).

Al nivel siguiente, de la muestra CH1506, se le asocia el aluvión de 1848 registrado por Philippi en 1860 (Philippi, 1860), cuando Chañaral era un pequeño campamento minero con pocas viviendas. El depósito presenta, al menos, dos poblaciones, en general, de mala selección, con asimetría que tiende hacia los finos y con estructuras propias de un depósito de aluvión (Figura 58.f).

Los últimos tres niveles, correspondientes a las muestras CH1505, CH1504 y CH1503, no tienen ningún evento asignado, tanto por sus características (arenas de buena selección y color de amarillento a blanco, Figura 58), como por la falta de información de eventos más antiguos en la zona. Los últimos dos niveles, por su granulometría y estructuras sedimentarias (laminación incipiente y presencia de plumas en algunos puntos), indican que su depósito se asocia a transporte eólico y de oleaje en la playa.

Las evidencias mostradas acá indican que existe una ocurrencia de, al menos, dos grandes aluviones por siglo en la playa de Chañaral, capaces de dejar depósitos que quedan en el registro geológico. El aluvión de 2015, en este caso, es, aparentemente, excepcionalmente superior en magnitud a los más antiguos, debido a su espesor y a que corresponde a una facies intermedia del flujo, mientras que el resto corresponde a facies terminales o distales. Sin embargo, hay que considerar que el depósito superior del 2015 no se encuentra compactado aún, lo que podría disminuir en cierta medida su espesor.

4.3 Aluvión de 1940

Este aluvión ocurrió el 3 de junio de 1940, provocado por lluvias que empezaron cerca de las 15:30 hasta la madrugada del día siguiente (Figura 61). Se tienen datos de que sólo afectó la ciudad de Chañaral, interrumpiendo caminos, cortando las comunicaciones (como las líneas telegráficas), destruyendo viviendas endebles y hundiendo lanchas mercantiles.

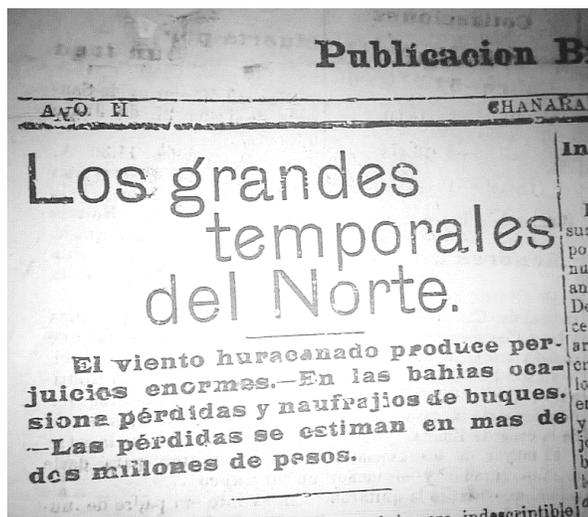


Figura 61. Foto del periódico “El Progreso” de Chañaral (junio de 1940) posterior al aluvión de 1940. Archivo de la Biblioteca Nacional.

Los datos de precipitación disponibles indican que en Potrerillos se registraron dos días con nieve y uno con granizo en el mes de junio, mientras que en Caldera se registraron 3 días con lluvias sobre 0,1 mm y 5 días con llovizna.

4.4 Aluvión de 1972

El 10 de febrero de 1972, un fuerte aluvión afectó la ciudad de Chañaral y otras localidades río arriba (Figura 62). Se registraron lluvias y nieve en la zona desde el martes 8, luego el 10, a las 14:00 llovió torrencialmente desde Potrerillos hasta Salvador, y a las 2:40 empieza a inundarse Chañaral. Las localidades afectadas por esta tormenta fueron, además de Chañaral, Vallenar, Chancoquín, Chimberos, Inca de Oro, Potrerillos, Salvador, Pueblo Hundido (Diego de Almagro), Paipote, Cerrillos y Puquios.



Figura 62. Foto del periódico “Las Noticias de Chañaral” (12 de febrero de 1972), un día después del aluvión de 1972. Archivo de la Biblioteca Nacional.

Dentro de la información encontrada en los periódicos, se tiene que el aluvión cortó cerca de un kilómetro de vía férrea en Inca de Oro, cortó los caminos de Salvador a Llanta por torrentes provenientes de los cerros, afectó la población Manuel Rodríguez de Pueblo Hundido, se llevó parte de los relaves cercanos al cauce del río y aisló el pueblo de Inca de Oro. El caudal de río Salado aumentó en un principio a 1,8 metros de altura, y las aguas demoraron una hora en bajar, afectando el centro de la ciudad. En total hubo 700 damnificados en Chañaral y 400 en El Salado.

4.5 Aluvión o inundación de 1983

El 1 de julio de 1983 se registró una inundación (no alcanzó la magnitud de un aluvión) en Chañaral. Las lluvias empezaron a las 8:05 de la mañana, precedidas por fuertes vientos, mientras que, a las 15:25, empezaron fuertes nevazones en Potrerillos. La inundación afectó las ciudades de Copiapó, Chañaral, Salvador, Potrerillos, Diego de Almagro y Paipote, dejando un saldo de 85 damnificados en Chañaral y 186 en Copiapó (Figura 63).

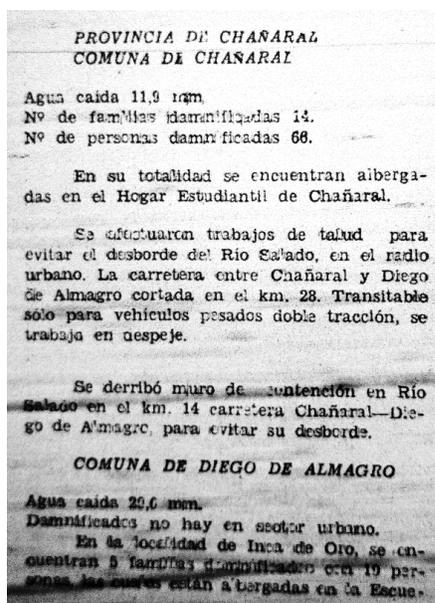


Figura 63. Foto del periódico "El Huasco" de Copiapó (febrero de 1972), después de la inundación de 1983.

Las inundaciones interrumpieron varias rutas, por desbordes de agua y derrumbes (camino C13, C17, carretera El Salvador – Potrerillos, carretera Paipote – Diego de Almagro y vía férrea de Codelco). Los fuertes vientos previos a la lluvia destruyeron las techumbres de algunas casas en Chañaral. Los registros meteorológicos de la época indican que precipitaron 25 mm en Salvador; 11,9 mm en Chañaral; 20,6 mm en Diego de Almagro; 20,1 mm en Copiapó y 21 mm en Tierra Amarilla; mientras que los días anteriores se registraron precipitaciones de 48 mm en Pastos Grandes (30/6); 29 mm en Copiapó (30/6); 33 mm en Elibor Campamento (30/6); 21,2 mm en Jorquera en la Guardia el 29 y 48,3 el 30; 51,5 mm en Lautaro Embalse (30/6); 8,5 mm el 29 y 42,5 mm el 30 en Manflas.

4.6 Aluvión o inundación de 1991

Entre el 16 y el 19 de junio de 1991 se registró un fuerte temporal en el norte de Chile, que generó grandes aluviones en Antofagasta. Chañaral también se vio afectado por este temporal, en forma de inundaciones, al igual que Diego de Almagro, Inca de Oro, Salvador y Potrerillos (Figura 64).



Figura 64. Foto del periódico “El Huasco” de Copiapó (20 de junio de 1991), después del temporal de 1991.

Las inundaciones dañaron varios caminos, como la Ruta 5 entre Chañaral y Copiapó y la C17 entre Diego de Almagro e Inca de Oro. El desborde del río Salado dejó 147 personas damnificadas en Chañaral, 123 en Diego de Almagro y 18 en Inca de Oro. En Diego de Almagro el desborde del río arrasó con 3 viviendas. En Chañaral las lluvias y granizos desbordaron el río hacia la ciudad de Chañaral y provocaron derrumbes en las laderas de los cerros. El río Salado alcanzó 10 metros de ancho y hasta 2 metros de altura. Los datos meteorológicos registraron 42,5 mm de precipitación en Chañaral; 33,6 mm en Aguas Verdes (17/6); 33,5 m en Taltal (17/6); 44 mm en Las Vegas (17/6); 21,5 mm en Pastos Grandes (17/6); en Copiapó se registraron 3,7 mm el 16, 31 mm el 17 y 21 mm el 18; y en Los Loros se registraron 10 mm el 16, 50 mm el 17 y 22 mm el 18.

5 RE-ANÁLISIS DE EVENTOS METEOROLÓGICOS

En este capítulo se presentan los escenarios de re-análisis elaborados para los distintos eventos de aluvión e inundaciones mencionados en el capítulo anterior, a través de la herramienta de tratamiento de datos meteorológicos y climáticos proporcionados por el NOAA (ver Capítulo 1). Se elaboraron figuras de re-análisis para el evento de estudio, los aluviones de 1972, 1983 y 1991, además del aluvión posterior de agosto del 2015 en Tocopilla, para comparar sus mecanismos al ser eventos recientes. Se excluyó el aluvión de 1940, debido a que los datos del NOAA no alcanzan a llegar a ese año.

Dentro de los posible mecanismos que generan precipitaciones en estas latitudes, se tienen la **Baja Segregada (BS)**, **Anticiclón de Bloqueo (AB)**, **Vaguada Profunda (VP)** y **Lluvias Altiplánicas** (o “**Invierno Boliviano**”) (**IB**). La **BS** es un núcleo de aire frío en altura que se desprenden de vaguadas en la zona de vientos del oeste, producto de una inestabilidad baroclínica. Cuando las BS se mueven sobre regiones inestables de aire a niveles bajos, éstas proporcionan el forzamiento dinámico que desencadena, eventualmente, tormentas de gran magnitud, además, a veces se dan en conjunto de AB (Fuenzalida *et al.*, 2005; Ortega, 2014). El **AB** se caracteriza por ser un anticiclón localizado al oeste de la Península Antártica, e incluso más al norte, el cual bloquea los sistemas frontales desde el oeste y los desvía hacia el norte, generando tormentas en la costa central y norte de Chile (Ortega, 2014). Una **VP** se caracteriza por el desarrollo de una gran depresión barométrica, extendiéndose por toda la costa, la cual se ubica entre dos dorsales (al este y al oeste), donde en la parte delantera de esta se produce el ascenso de masas de aire cálido y húmedo, que posteriormente genera precipitaciones (Ortega 2014). Finalmente, el mecanismo de **IB**, descrito de forma detallada en el Capítulo 2, corresponde a lluvias en el altiplano, con humedad transportada desde el noreste por la presencia de una alta sobre el territorio boliviano (Alta Boliviana).

Los datos analizados que se presentarán en este capítulo corresponden a anomalías de geopotencial, viento zonal y OLR³, para alturas de 500 y 100 milibares. En algunos casos, se usó el OLR interpolado para los datos más antiguos y el OLR no interpolado para los más recientes. A partir de este análisis, se definió para cada evento el mecanismo de precipitación que la desencadenó. En la Tabla 15 se puede ver un resumen de los eventos, indicados en el Capítulo 4, junto con sus mecanismos definidos en este, mientras que las figuras de re-análisis se pueden ver en el Anexo D.

³ OLR es la abreviación de *Outgoing longwave radiation*, que significa Radiación de onda larga saliente, que corresponde a la energía que irradia la Tierra en forma de radiación infrarroja o de onda corta al espacio. Para este trabajo, y en trabajos anteriores, se utiliza para determinar la presencia de nubes sobre algunas zonas de interés, de manera de definir la fuente de humedad de los frentes de mal tiempo. Esta variable se mide en irradiancia, es decir, W/m², y para determinar las nubes y humedad usando la OLR, se deben buscar los valores negativos, ya que las nubes bloquean las ondas infrarrojas que salen de la tierra, generando una anomalía negativa al promedio.

Tabla 15. Tabla resumen de eventos aluviales / inundaciones en Chañaral (y Tocopilla) en el siglo XX.

Evento	Fecha	Hora	Localidades	Consecuencias	Precipitación	Mecanismo
Aluvión	3/6/40	Lluvias: 15:30 a madrugada	Chañaral (sin más datos)	Caminos y comunicaciones interrumpidas, destrucción viviendas, hundimiento lanchas.	Potrerillos: 2 días con nieve y 1 con granizo.	No determinado
Aluvión	10/2/72	Lluvias: 14:00; inundación: 2:40.	Chañaral, Vallenar, Chanchoquín, Chimberos, Inca de Oro, Potrerillos, Salvador, Pueblo Hundido, Paipote.	Corte de vía férrea y caminos en varias localidades, arrastre de relaves, viviendas, etc. 700 damnificados en Chañaral.	Sin datos.	IB
Inundación	1/7/83	Lluvias: 8:05; nieve: 15:25.	Copiapó, Chañaral, Potrerillos, Diego de Almagro, Paipote.	Caminos y vías férreas interrumpidos, nevazones y vientos fuertes. 85 damnificados en Chañaral.	25 mm en Salvador, 11,9 mm en Chañaral, 20,6 mm en D. de Almagro, 20,1 mm en Copiapó, 21 mm en Tierra Amarilla.	BS
Inundación	16-19/6/91	Sin datos	Chañaral, Diego de Almagro, Inca de Oro, Salvador, Potrerillos, Chañaral, El Salado, Diego de Almagro, Paipote, Copiapó, Alto del Carmen.	Daños en caminos en distintos puntos. Arrastre viviendas en Diego de Almagro. 147 damnificados en Chañaral.	42,5 mm en Chañaral, 33,5 mm en Tal-Tal, 32,7 mm en Copiapó.	AB
Aluvión	25/3/15	Aluvión: 8-9:00.	Chañaral, Salvador, Paipote, Copiapó, Alto del Carmen.	Media ciudad arrasada, 9 fallecidos, cientos de desaparecidos y miles de damnificados.	Ver Capítulo 2.	BS + AB
Aluvión	9/8/15	Lluvias: madrugada 9.	Tocopilla (Aluvión de Tocopilla)	3 fallecidos y 5 mil afectados.	20 mm en la noche.	VP

5.1 Mecanismo del evento de Chañaral (25/3/2015)

El aluvión de Chañaral de 2015 fue provocado por un evento anómalo de precipitación en el norte semi e hiperárido de Chile, en la segunda mitad de marzo (entre los días 18 y 27). Este evento consta de varias etapas y mecanismos que propiciaron un gran temporal que generó diversos aluviones e inundaciones en el norte de Chile, además de grandes nevazones en las zonas cordilleranas hasta la latitud de Santiago.

Como se mencionó en el Capítulo 2, Barrett *et al.* (2016) describen este suceso como una serie de eventos hidrometeorológicos extremos: primero, un récord de altas temperaturas en superficie en la zona central de Chile (36.8° medidos en Santiago), luego un evento extremo de precipitación que generó los aluviones en Copiapó, Chañaral, Alto del Carmen y otras localidades, con precipitaciones por sobre los 45 mm, y finalmente y al mismo tiempo que estas precipitaciones, temperaturas muy elevadas en el sur de Chile, que generaron incendios forestales en distintas localidades (por ejemplo, el Parque Conguillio en la Novena Región). Las precipitaciones en el norte excedieron los 40 mm por día en muchas localidades, con tasas de precipitación de 10 mm por hora (Bozkurt *et al.*, 2016).

El mecanismo meteorológico gatillante de este evento, fue la aparición de una **Baja Segregada** separada de alturas menores sobre el paso de Drake, forzada a desplazarse al este y hacia latitudes anómalamente al norte, al ser bloqueada por un **Anticiclón de Bloqueo**. Adicionalmente, se tiene una cantidad de agua precipitable anómala (20 mm sobre la media), que fue advectada desde las costas de Perú hacia el sureste, siendo captada por la **Baja Segregada**, aumentando las precipitaciones sobre la región del Desierto de Atacama (Barrett *et al.*, 2016).

En las figuras de re-análisis, mostradas en el Anexo D, puede observarse este mecanismo. La Figura 65 muestra la evolución de la **Baja Segregada** en el norte de Chile, desplazándose levemente hacia el este hasta emplazarse sobre el norte de Chile; aumentando su intensidad en el proceso. Además, se puede observar la evolución del **Anticiclón de Bloqueo** emplazado en la zona sur de Chile, que se extiende hasta el paso de Drake. Analizando días anteriores al evento, desde el 18 de marzo, se puede observar que la **Baja Segregada** se separa de una gran baja sobre el paso de Drake, desplazándose hacia el este. Luego, con el paso de los días, esta **Baja Segregada** se desplaza hacia el norte hasta llegar a la ubicación indicada. Adicionalmente, el **Anticiclón de Bloqueo** se ubica en el Océano Pacífico austral y se va propagando en forma de ondas hacia el este, hasta llegar a la zona sur de Chile, también desde el 18 de marzo. Con respecto a las figuras en superficie (1000 hPa), sólo es posible visualizar bien el **Anticiclón de Bloqueo**, pero no se alcanza a apreciar la **Baja Segregada**, al estar a mayor altura.

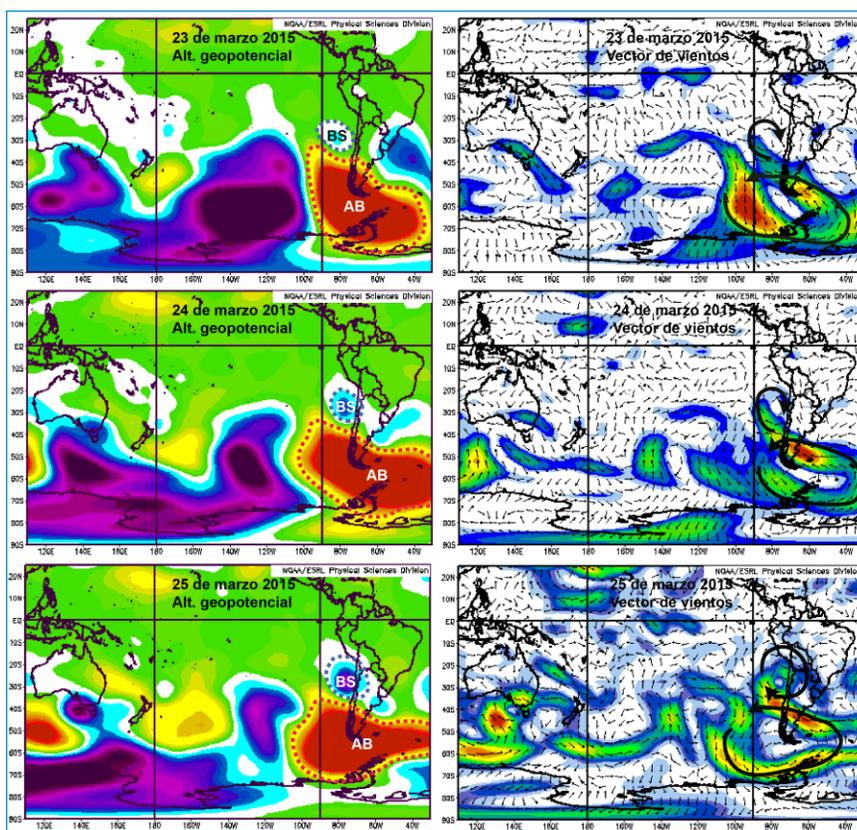


Figura 65. Figuras de re-análisis de altura geopotencial (izquierda) y viento zonal (derecha) a 500 mb, para los días 23-24-25 de marzo (de arriba hacia abajo). Contorno azul discontinuo encierra la BS, contorno rojo discontinuo encierra el AB; flechas negras indican la circulación del viento para cada sistema.

Con respecto a la humedad, la OLR muestra cómo se fue acumulando, tanto el día de la tormenta, como su origen en el trópico frente a las costas de Perú y Ecuador. Si bien la OLR no se encuentra interpolada para el período de tiempo requerido, y falta información en algunos puntos, se puede reconstruir una historia de transporte de la humedad. La Figura 66 muestra que el 19 de marzo se empieza a generar nubosidad frente a las costas de Ecuador y Perú, la que pareciera desplazarse hacia el sureste, como se puede observar en los días 20 y 21. Con el fortalecimiento de la **Baja Segregada**, que fue la que generó la circulación que trajo esta humedad hacia estas latitudes, empieza a acumularse hasta precipitar el 24 de marzo. Para corroborar este transporte, se pueden observar las figuras de vientos para esos días, que indican que efectivamente el transporte desde el Océano Pacífico tropical oriente tiene dirección hacia el sureste, por la circulación del ciclón de la **BS**.

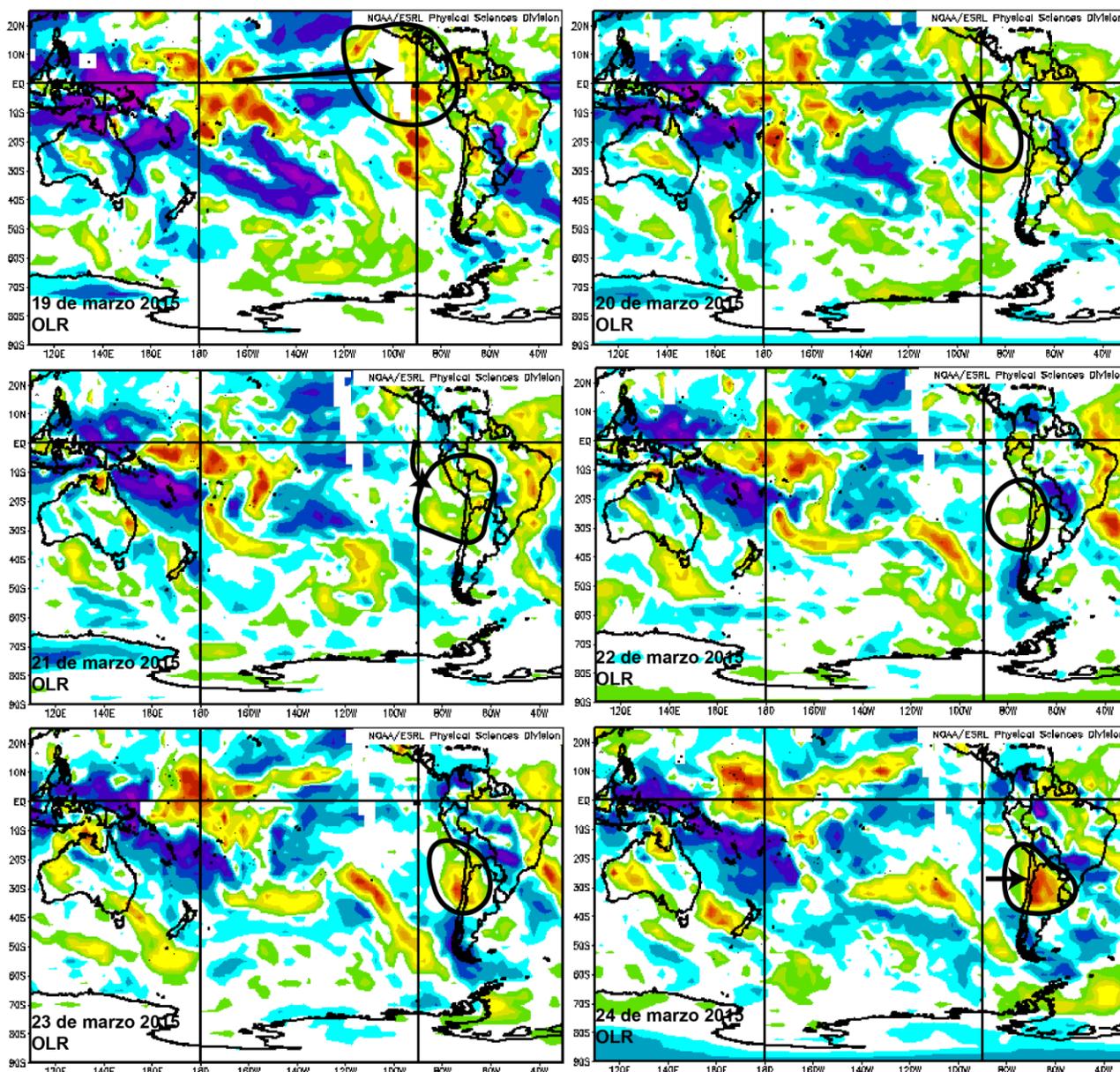


Figura 66. Figuras de re-análisis de OLR, para los días 19 a 24 de marzo de 2015. Los contornos negros indican la ubicación de la humedad, y la flecha indica la dirección a la que se transportó.

5.2 Re-análisis de aluviones históricos

Como se mencionó al principio de este capítulo, se hizo un re-análisis de los eventos de 1972, 1983 y 1991, analizando los mismos parámetros que se mostraron para el aluvión del 25 de marzo.

5.2.1 Aluvión de 1972

De acuerdo a las fuentes de la época, las lluvias que generaron este aluvión provenían del altiplano, es decir, corresponde a precipitaciones de lo que se conoce como “**Invierno Boliviano**”, es decir, precipitaciones estivales en el altiplano sudamericano que pueden extenderse hasta el norte de Chile.

El mecanismo de precipitación está relacionado a la formación de la **Alta Boliviana o Altiplánica**, ubicada en altura, la que transporta la humedad hacia el altiplano y genera fuertes precipitaciones en el verano. Ahora, la aparición de esta alta tiene una ciclicidad de 10 días durante todo el verano y siempre se genera de forma cíclica anualmente, por lo que es muy probable que esta alta no aparezca en las anomalías, tanto para 1000 y 500 mb como para 200 mb, que es la altura a la que se suelen encontrar estas altas.

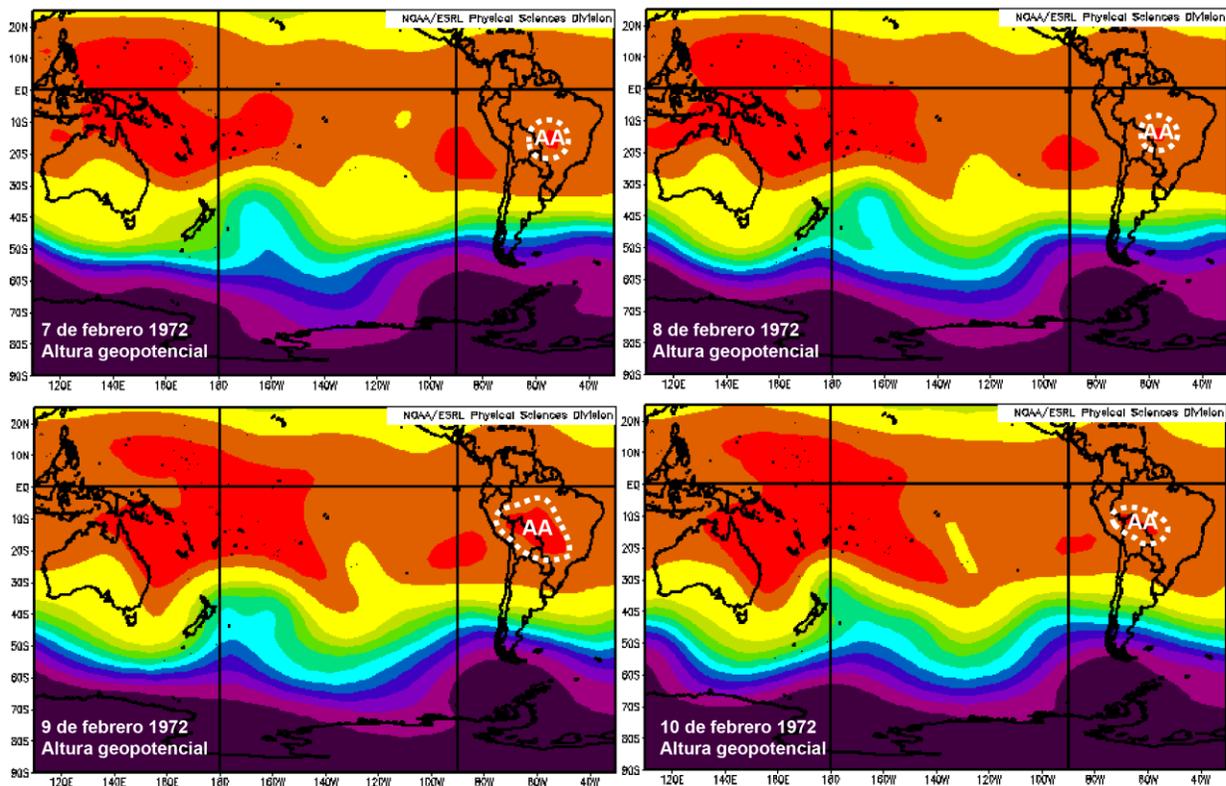


Figura 67. Figura de re-análisis de Altura Geopotencial a 200 mb, con promedio climatológico, para los días 7-8-9-10 de febrero de 1972. Contorno discontinuo blanco encierra la Alta Altiplánica (AA).

Para visualizar el mecanismo que generó esta precipitación, se realizó una figura de altura geopotencial, pero en promedio para 200 mb (Figura 67). Se observa cómo se va desarrollando a medida que pasan los días, donde el 9 de febrero alcanza un *peak* de fuerza y de extensión, lo que coincide con el día del evento. No se observa en ninguna altura que el viento presente una dirección predominante, pero se observa al menos a

500 mb una circulación que puede estar asociada al anticiclón de la **Alta Boliviana** (ver Anexo D).

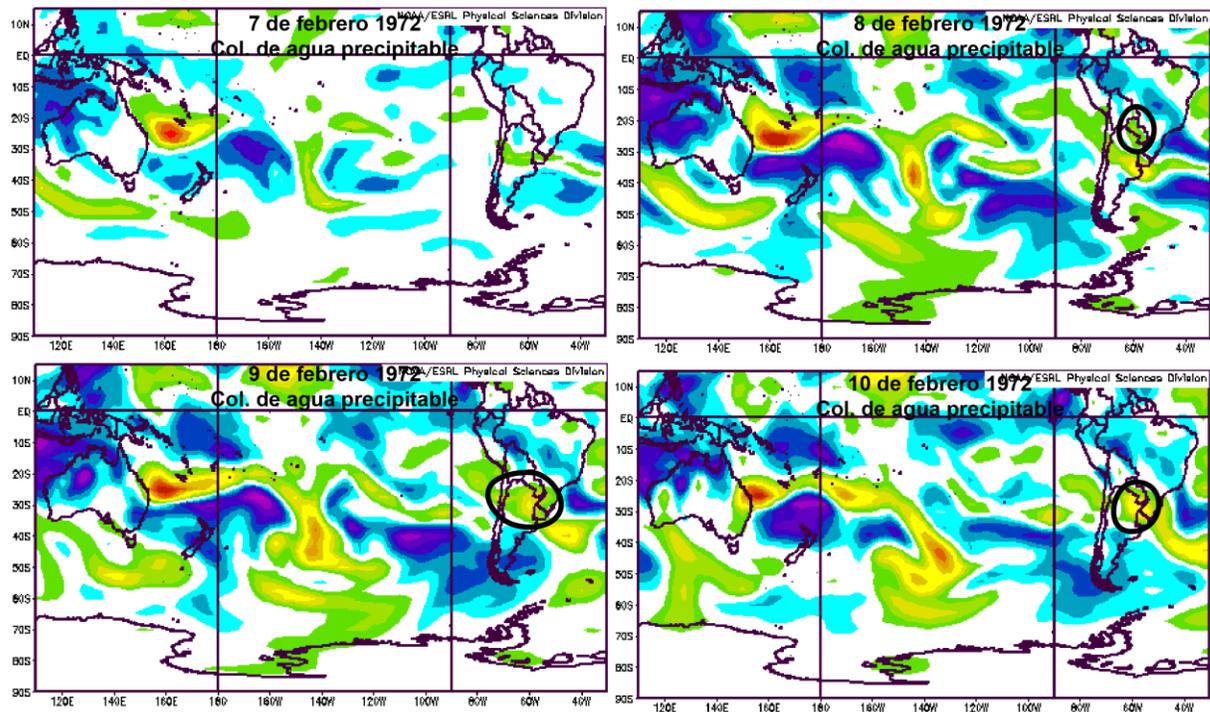


Figura 68. Figura de re-análisis de anomalía de Columna de Agua Precipitable (kg/m²) para los días del 5 al 10 de febrero de 1972. Contorno negro encierra el agua precipitable durante la tormenta de 1972.

Para esta época no hay datos de OLR, sin embargo, se puede intentar visualizar la humedad que generaron las precipitaciones, usando la Columna de Agua Precipitable. De acuerdo a la Figura 68, se empieza a tener una anomalía positiva de humedad desde el 8 de febrero, aunque se puede ver, sutilmente, que empieza a aparecer desde el 7. Los días anteriores, incluso, presentan una anomalía negativa en la zona, característico de la ciclicidad de las lluvias estivales altiplánicas, donde se presentan períodos cortos de humedad y sequía.

5.2.2 Aluvión/Inundación de 1983

Este aluvión ocurrió en un evento de precipitaciones en la zona el día 1 de julio de 1983. A partir del re-análisis, para superficie y altura, se puede determinar que el mecanismo de precipitación corresponde a una **Baja Segregada, sin Anticiclón de Bloqueo**, con humedad transportada desde el trópico.

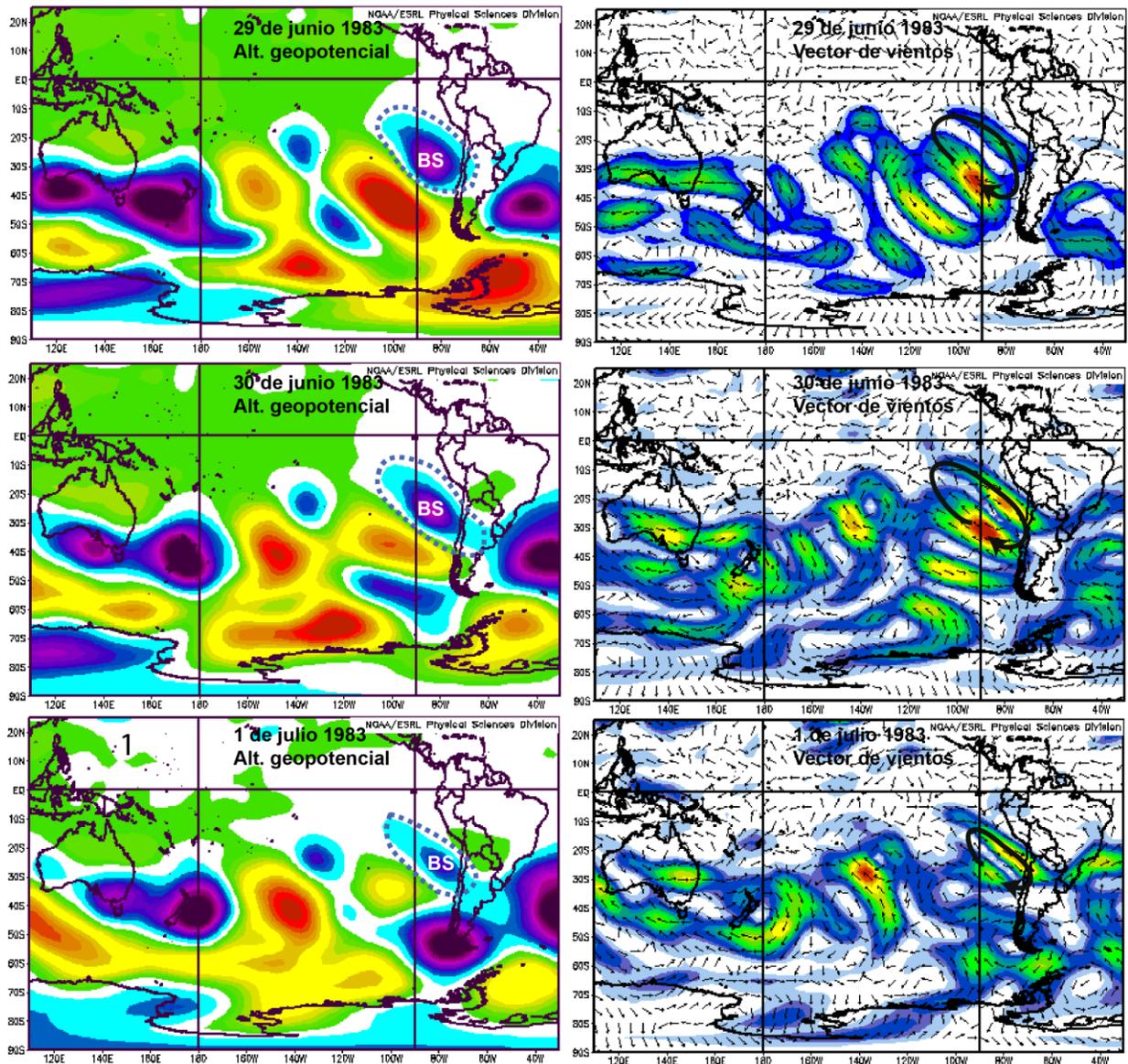


Figura 69. Figuras de re-análisis de Altura Geopotencial (izquierda) y Viento Zonal (derecha) para 500 mb, para los días 29-30 de junio y 1 de julio de 1983.

En la Figura 69 se aprecia la **Baja Segregada** que hace circular los vientos de forma ciclónica. En este caso, no hay **Anticiclón de Bloqueo** sobre Chile como en el 2015, sólo una alta al oeste del continente; que, en este caso, cumple la labor de desviar los vientos del oeste en latitudes medias al sur (donde se aprecia otra baja en las latitudes del paso de Drake). La extensión de esta **Baja Segregada** parece disminuir rápidamente en el tiempo, y el origen, es decir, de donde se separó, se asocia a una baja ubicada al este del continente, en el Atlántico sur.

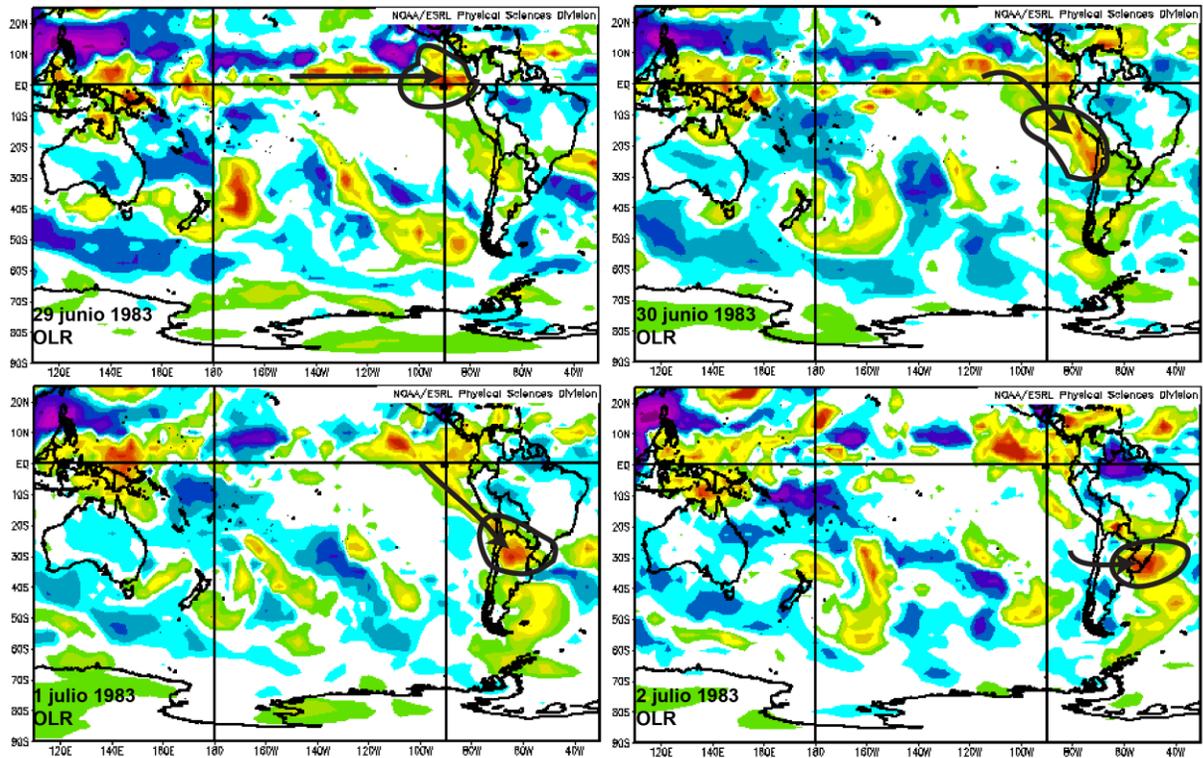


Figura 70. Figuras de re-análisis de anomalía de OLR para los días 29-30 de junio y 1-2 de julio de 1983. Contornos indican acumulación de humedad, y flechas, transporte de humedad.

Con respecto a la humedad que generó la precipitación, la Figura 70 muestra que entre el 29 y el 30 se transportó humedad desde las costas frente a Ecuador hacia el norte de Chile, acumulándose en la alta cordillera y parte del norte de Argentina el día del temporal e inundación. Posteriormente, este frente se desplaza hacia el Atlántico. Se observa que otro frente proveniente del trópico se desplaza al sur por la Alta ubicada al sur de la **Baja Segregada**, que genera precipitaciones en el extremo sur de Chile.

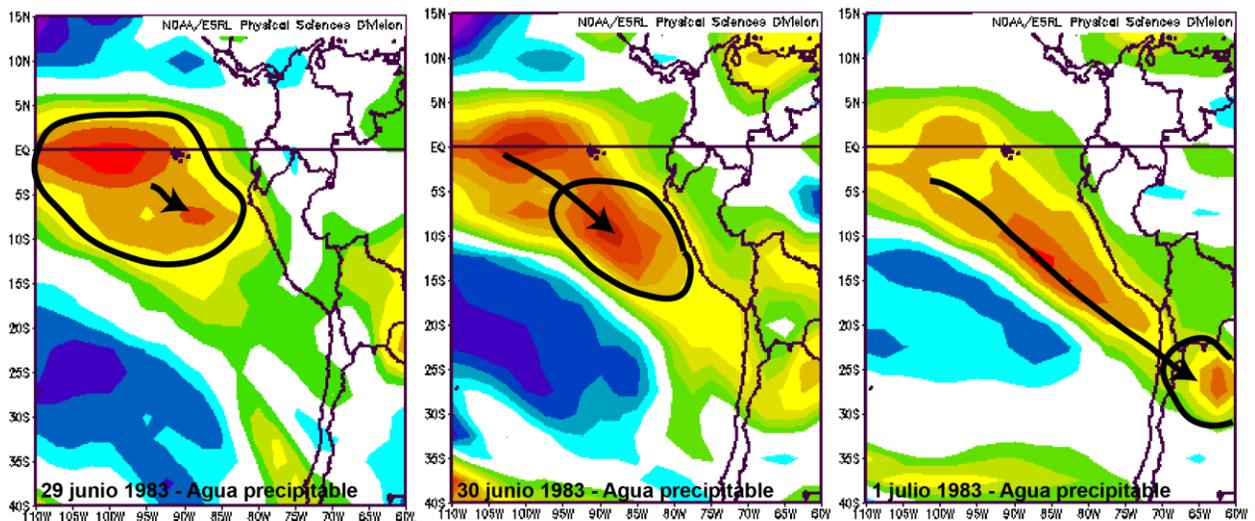


Figura 71. Figuras de re-análisis de anomalía de Agua Precipitable para los días 29-30 de junio y 1 de julio. Contorno indica acumulación de agua y flecha indica transporte de humedad.

La Figura 71 muestra el transporte de humedad a partir del agua precipitable, mostrando que ésta se desplaza el océano frente a Ecuador (zona Niño 3.4 aproximadamente) hacia la Cordillera en el norte de Chile.

5.2.3 Aluvión/Inundación de 1991

Este temporal ocurrió entre los días 16 y 19 de junio de 1991, generando fuertes precipitaciones en la costa del norte de Chile. Esto trajo como consecuencias fuertes aluviones en Antofagasta. Sin embargo, en Chañaral sólo hubo un desborde del río Salado, sin generar un aluvión catastrófico, en comparación con el de 1940, 1983 o 2015. Garreaud y Rutllant (1996) y Vargas *et al.* (2000) explican que el mecanismo meteorológico fue un **Anticiclón de Bloqueo** en el extremo suroeste de Sudamérica, que generó un desvío de un sistema frontal de latitudes medias hacia el norte árido de Chile, donde un debilitamiento del **APSO** (Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental) generó una inestabilidad climática en toda la zona (Vargas *et al.*, 2000).

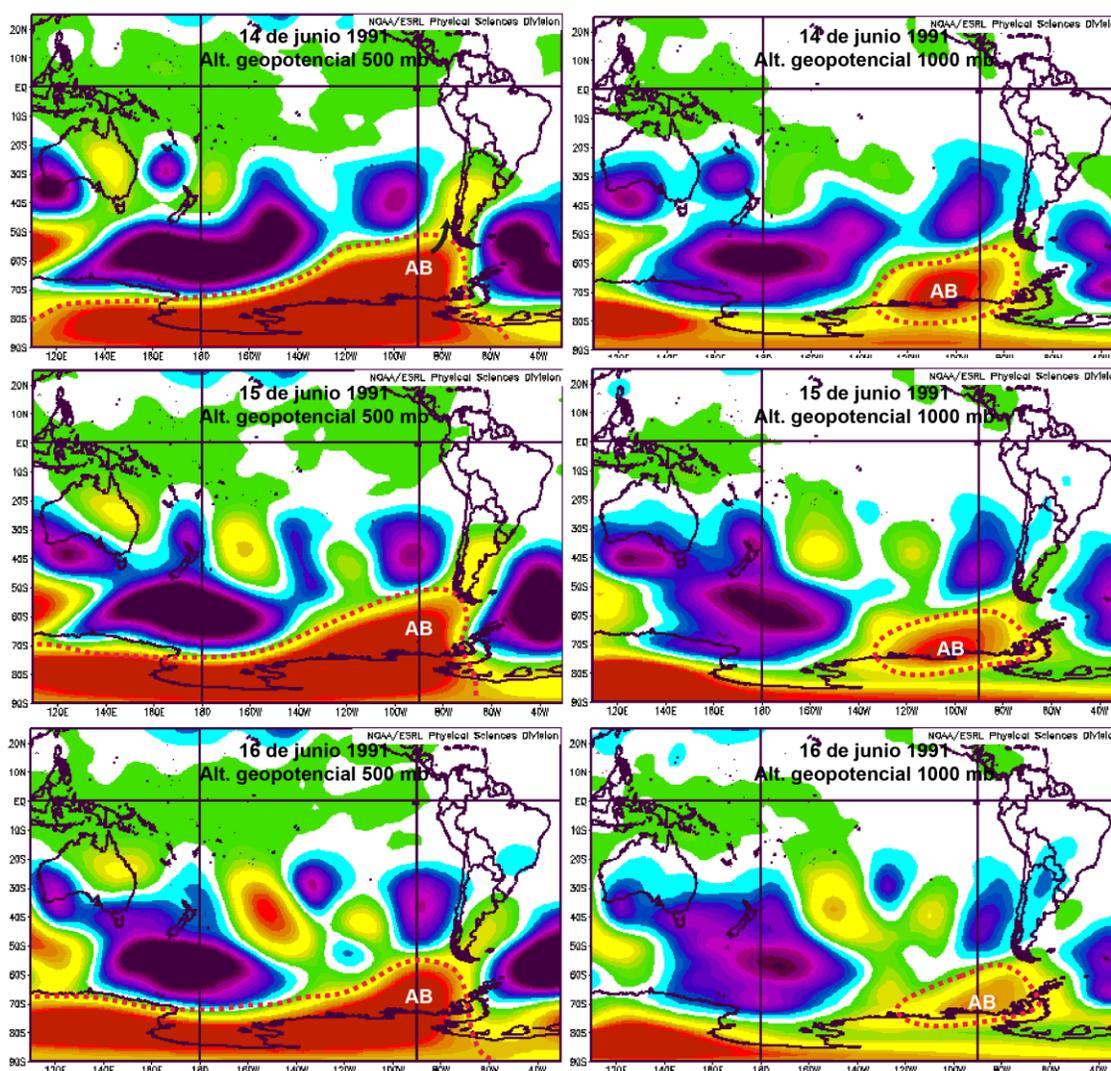


Figura 72. Figuras de re-análisis de Altura Geopotencial para alturas de 500 (izquierda) y 1000 mb (derecha), para los días 14-15-16 de junio de 1991. Contorno discontinuo rojo indica la AB (Anticiclón de Bloqueo).

La Figura 72 muestra el **Anticiclón de Bloqueo** ubicado frente a la costa chilena en latitudes altas, el cual se muestra persistente mucho tiempo antes y después del temporal. Los vientos, como se puede observar en las figuras del Anexo D, muestran las tendencias de circulación producto de este **Anticiclón de Bloqueo** al sur y las bajas ubicadas más al norte, que transportaron los frentes de latitudes altas y medias hacia el norte de Chile. Garreaud y Rutllant (1996) destacan que la anomalía anticiclónica se ubicaba a los 100°W en latitudes altas, y que persistió durante casi todo el mes, manifestándose también en los meses anteriores.

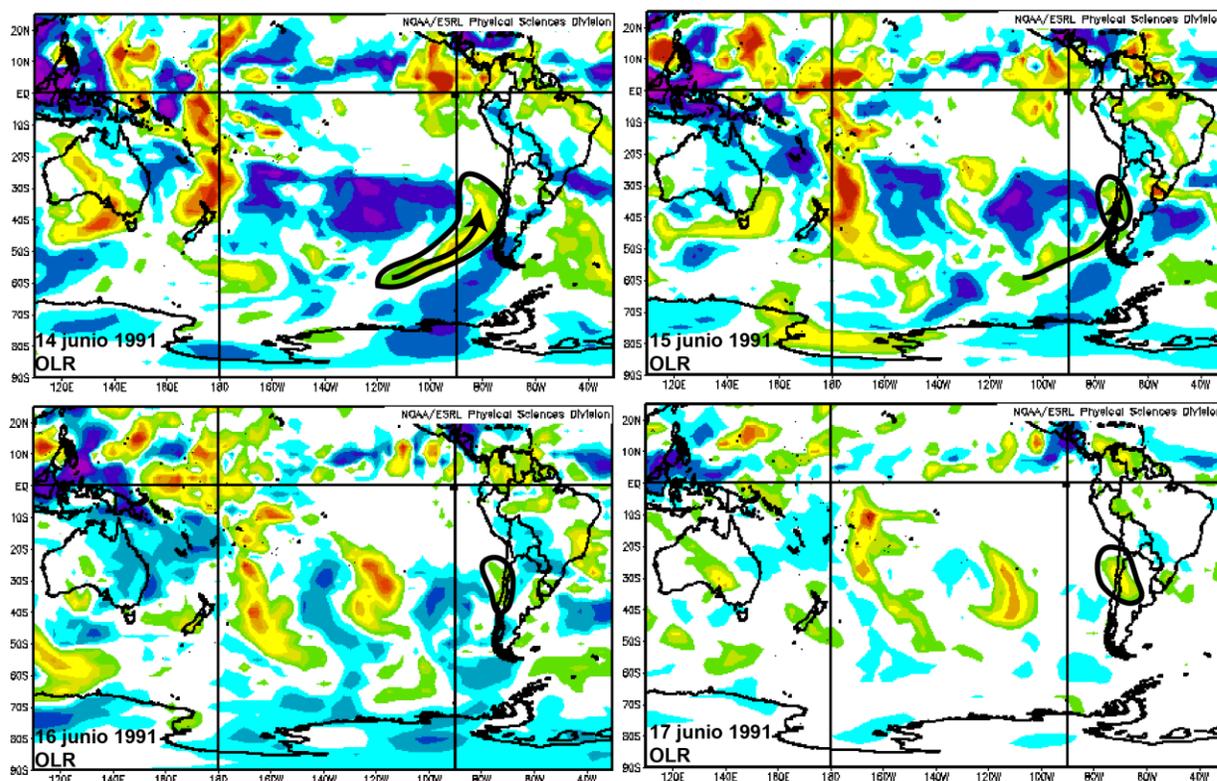


Figura 73. Figuras de re-análisis de anomalía de OLR para los días 14-15-16-17 de junio de 1991. Contorno indica acumulación de nubosidad, flechas indican transporte de humedad/nubes.

La Figura 73 muestra el transporte de humedad desde latitudes altas y medias hacia el norte de Chile, desde el 14 de junio, hasta desencadenarse el temporal el 16 de junio. Las figuras muestran claramente cómo se desvió el sistema frontal, destinado al sur y extremo sur de Chile, hacia la costa central y norte de Chile, desencadenando una tormenta de considerable magnitud en la región.

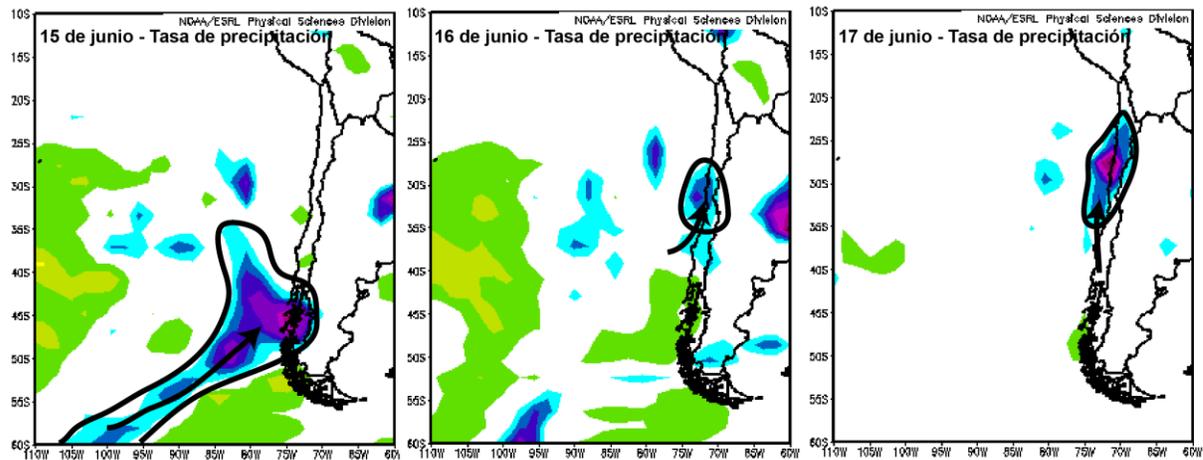


Figura 74. Figuras de re-análisis de anomalía de Tasa de Precipitación (mm/día) para los días 15-16-17 de junio de 1991. Los colores fríos indican anomalía positiva. Flecha indica transporte de la precipitación, y el contorno encierra las precipitaciones del frente.

Si bien este temporal precipitó una gran cantidad de agua, generando el aluvión de Antofagasta (Vargas *et al.*, 2000), sus efectos en Chañaral no fueron tan catastróficos como se podría esperar. En la Figura 74 se observa que las mayores precipitaciones se concentraron en las costas, lejos de la alta cordillera, en comparación a lo ocurrido el 2015.

5.3 Comparación con el evento de Tocopilla (9/8/2015)

En el mismo año del aluvión de Chañaral, en el mes de agosto, un temporal también en el norte de Chile, región de Antofagasta, provocó inundaciones en varias localidades costeras y un aluvión en Tocopilla. Entre las cinco y ocho de la mañana del 9 de agosto, precipitaron cerca de 12,6 mm de agua en la ciudad, lo que provocó al menos cinco aluviones que cortaron la carretera, interrumpieron servicios y dejaron cerca de 4 mil damnificados. Se analizó este aluvión debido a la cercanía de fechas con respecto al aluvión de Chañaral, considerando además la cercanía geográfica entre las ciudades, y se concluyó que el mecanismo de precipitación corresponde a una **Vaguada Profunda**.

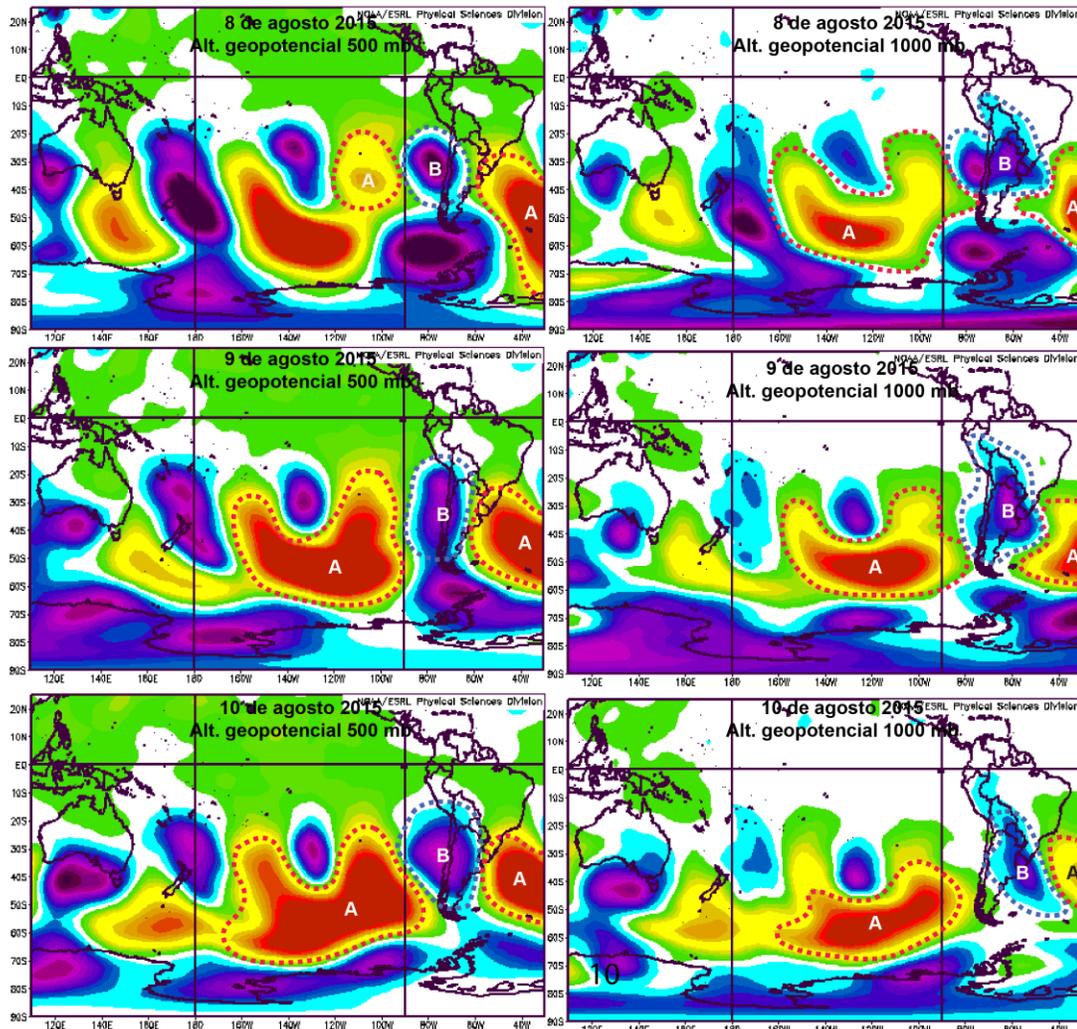


Figura 75. Figuras de re-análisis para la anomalía de Altura Geopotencial para los días 8-9-10 de agosto de 2015. Izquierda: 500 mb, derecha: 1000 mb. A: presión alta de la vaguada profunda. B: presión baja de la vaguada profunda.

En la Figura 75 se puede observar, durante los días de la tormenta, la formación de una extensa **Vaguada Profunda**, producto de la unión de dos bajas al norte y al sur de Chile, entre dos altas, una al oeste sobre el Pacífico y la otra en el Atlántico. Esta **Vaguada** se observa mejor desarrollada en altura (500 mb), y transporta sistemas frontales desde latitudes medias y altas, de oeste a este, y las desplaza entre la circulación ciclónica y anticiclónica hacia el norte. El día 9 de agosto es cuando la **Vaguada** se presenta de forma más desarrollada, extendiéndose desde la costa sur de Perú, hasta la Península Antártica. Las circulaciones de vientos, observadas anteriormente, obedecen principalmente a las direcciones de ciclón y anticiclón de las bajas y altas respectivamente, formándose un “canal” de circulación de vientos a ambas alturas, que son responsables del transporte de humedad de los sistemas frontales.

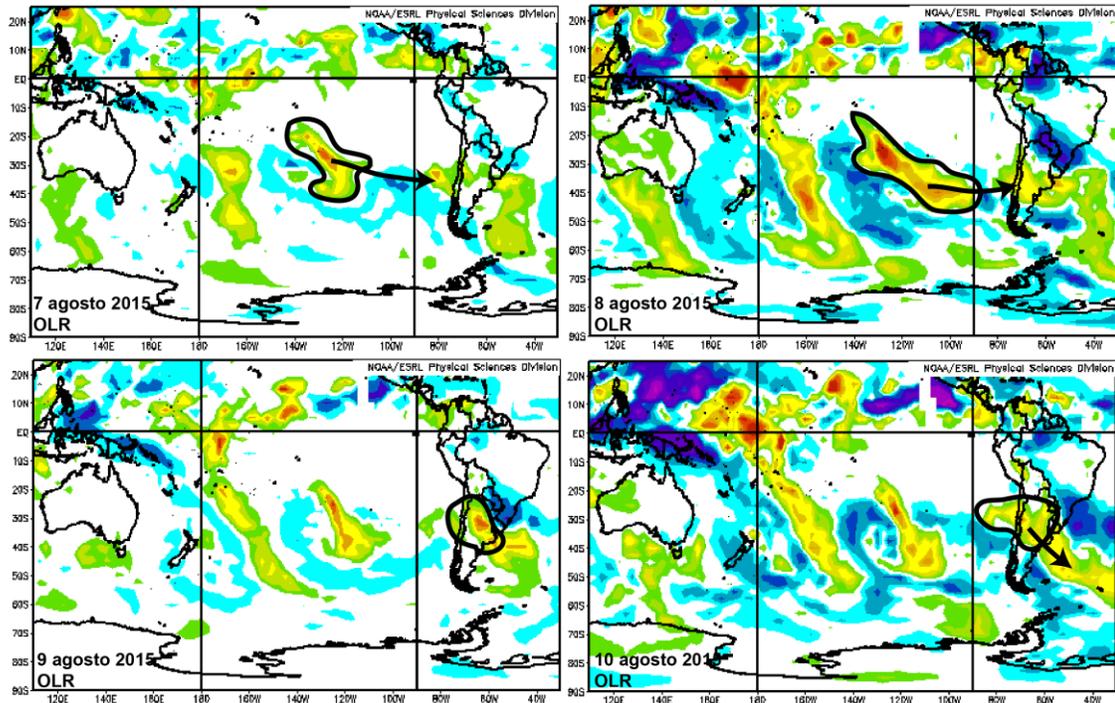


Figura 76. Figuras de re-análisis para anomalía de OLR para los días 7-8-9-10 de agosto de 2015. Contorno indica concentración de nubosidad, flecha indica desplazamiento.

La humedad, en este caso, provino del oeste en latitudes medias y, en vez de desviarse hacia el sur (como debería suceder por el **APSO**), siguió una trayectoria definida por las altas y bajas de la vaguada profunda, llegando a las latitudes del norte de Chile y generando la precipitación que se observó en esta fecha (Figura 76).

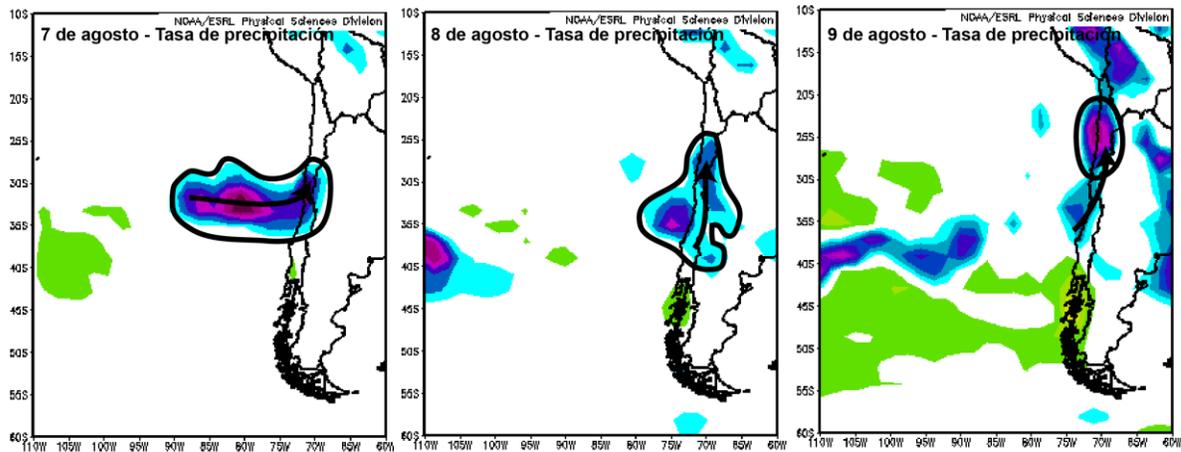


Figura 77. Figuras de re-análisis de anomalía de Tasa de Precipitación (mm/día) para los días 7-8-9 de agosto de 2015. Los colores fríos indican anomalía positiva. Flecha indica transporte de la precipitación, y el contorno encierra las precipitaciones de la tormenta.

De acuerdo a lo mostrado en la Figura 77, la precipitación inicialmente llegó a latitudes de Chile central, desplazándose luego hacia el norte, siendo el 9 de agosto el *peak* de la tormenta en el norte de Chile. Las precipitaciones se concentraron más al norte de Chañaral, evitando mayores efectos en la hoya hidrográfica del río Salado.

6 DISCUSIÓN

Una vez caracterizado el aluvión de marzo de 2015, desde el punto de vista geológico e histórico-meteorológico, corresponde las discusiones acerca de los tres tipos de factores determinantes del aluvión: factores condicionantes, gatillantes e intensificadores (Figura 78).

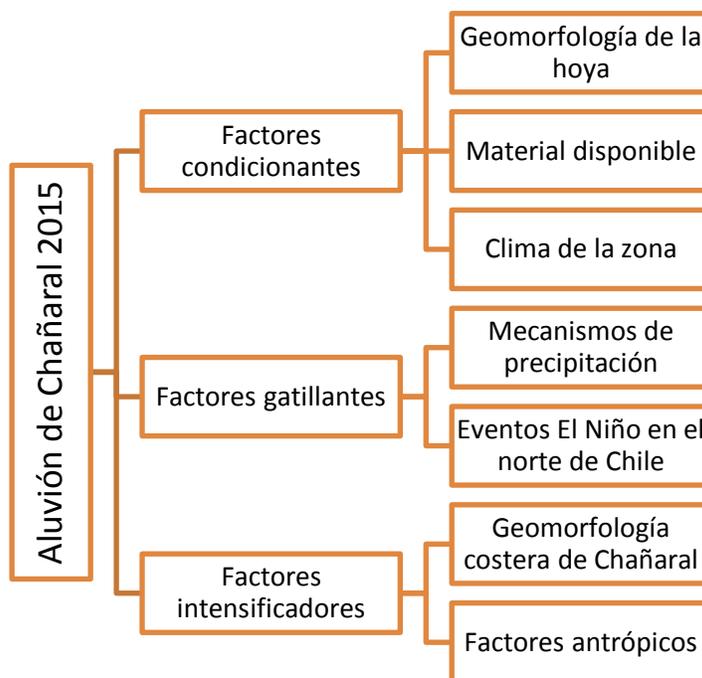


Figura 78. Mapa conceptual que resume las discusiones en sus tres ejes, basado en los factores que determinan la ocurrencia y magnitud del aluvión: factores condicionantes, gatillantes e intensificadores.

6.1 Factores condicionantes del aluvión

Se entienden como factores condicionantes de un aluvión a las condiciones previas o el escenario previo al evento meteorológico que desencadena el aluvión. Hay una serie de factores que, en combinación, permiten determinar la posibilidad de ocurrencia de este tipo de remoción, como la magnitud e intensidad de éste. Para la zona de estudio, y en general, para las distintas cuencas del norte árido y semi-árido de Chile, son tres los factores condicionantes: la morfología de la hoya del río Salado, el origen del material transportado y el régimen climático dominante en esta zona. Se responde la pregunta sobre cómo cada factor condicionó la ocurrencia e intensidad de este aluvión en Chañaral.

6.1.1 Geomorfología de la hoya del río Salado

En el Capítulo 2 se describió tanto la geomorfología de la zona, como la hoya hidrográfica del río Salado. Uno de los primeros factores a destacar es la gran pendiente y sus cambios a medida que el río Salado desciende por su cuenca. Volviendo a la Figura 10, existe un cambio abrupto de pendiente en el paso de Pre-Cordillera a Depresión Central, indicando por un cambio de altura de 1800 metros en sólo 40 kilómetros, pese a que los valles se encuentran bien incisos en la morfología de la zona. Esto es importante, ya que tanto las altas pendientes como sus cambios, condicionan la dinámica del transporte del aluvión, desde el momento en el que surge

en la Pre-Cordillera, hasta que desemboca en la bahía de Chañaral, incrementando la energía del flujo a medida que desciende por la hoya.

Aparte del aspecto general de la hoya y su relación con la geomorfología local, se deben tomar en cuenta los afluentes del río Salado y cómo estos aportan al volumen total del flujo. En la Figura 11 del Capítulo 2 se observa cómo estos tributarios van uniéndose al río Salado, sobre todo en la zona de la Cordillera de Domeyko, antes del salar de Pedernales, donde se tienen numerosos cauces con dirección norte-sur que luego se unen al río Salado al tomar rumbo este-oeste. Lo más destacable de esto es que todos los tributarios de la cuenca se encausan en un solo canal al llegar a Chañaral (Figura 79), es decir, no hay una subdivisión de canales en la incisión de la Cordillera de la Costa, a diferencia de lo que ocurre, por ejemplo, en Antofagasta y Tocopilla.



Figura 79. Imagen satelital de Chañaral, donde se destacan las quebradas que llegan directamente a la costa.

Se deben reconocer estas características de la hoya, sobre todo la forma en cómo los cauces inciden en la geomorfología de la zona, en particular la Cordillera de la Costa, ya que finalmente dan una idea de la magnitud del flujo final que desemboca en la ciudad de Chañaral. Comparativamente, en Antofagasta desembocan cerca de 4 hoyas importantes, y al menos 9 menores, de acuerdo a Vargas *et al.* (2000) (Figura 80), las que en 1991 generaron varios aluviones que afectaron distintas localidades de la ciudad. De igual forma, en Tocopilla se presenta una geomorfología similar a la hoya de Antofagasta (Figura 81), donde también en agosto de 2015 se tuvo más de un flujo que afectó la ciudad.

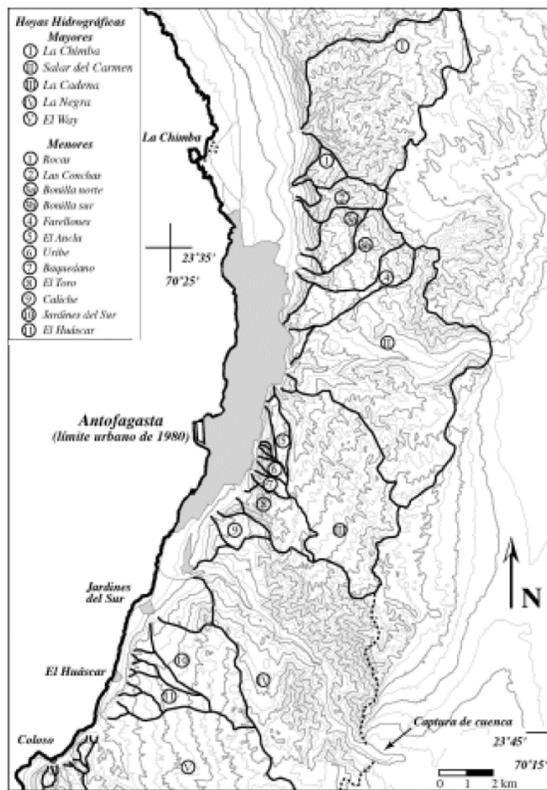


Figura 80. Mapa topográfico del área de Antofagasta y sus alrededores, indicando los límites de las hoyas hidrográficas que drenan la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa. Extraído de Vargas *et al.* (2000).

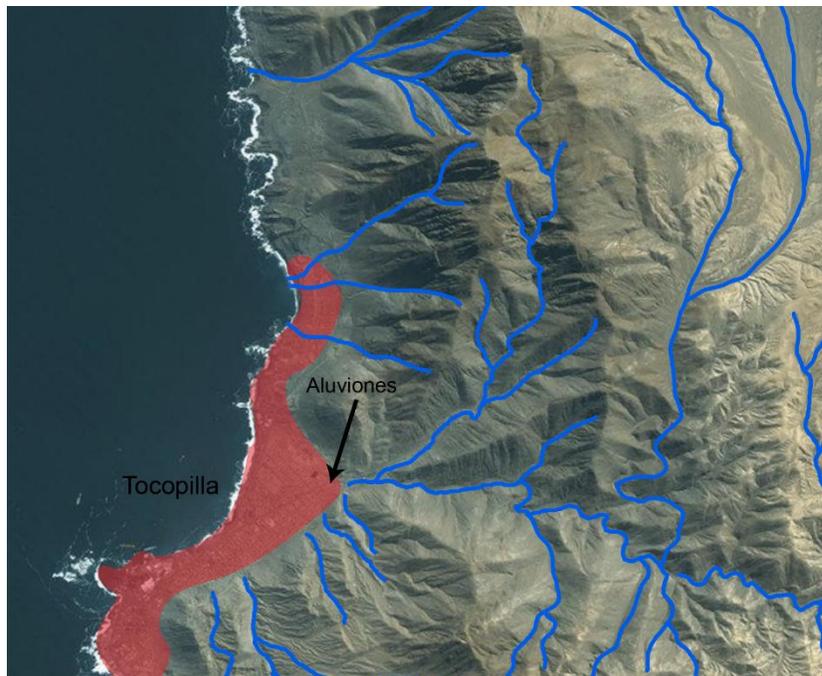


Figura 81. Imagen satelital de la zona de la Cordillera de la Costa donde se encuentra la ciudad de Tocopilla (latitud 22°S). El área de la ciudad se encuentra marcado con rojo, los afluentes y quebradas se marcan con líneas azules. Se indica la zona donde desembocaron los aluviones en agosto de 2015.

Entonces, un factor condicionante importante, y que diferencia este aluvión de los ocurridos en Antofagasta y Tocopilla, es cómo desemboca el río: si a través de una o

múltiples quebradas, lo que se relaciona directamente con la forma en que los ríos cortan la Cordillera de la Costa en cada zona. En el caso de Chañaral, todos los afluentes se terminan concentrando en una sola desembocadura, lo que tiene directa influencia en la extensión y depositación del aluvión en la ciudad.

6.1.2 Fuente y disponibilidad de sedimentos

Se observa un cambio en las unidades geológicas de la zona de acuerdo a las unidades morfoestructurales en las que se encuentra la hoya del Salado. Resumiendo lo indicado en el Marco Geológico (Capítulo 2), se tiene que: en la **Cordillera de la Costa** afloran unidades metamórficas del Paleozoico, y volcánicas y plutónicas del Mesozoico; en la **Depresión Central** afloran unidades estratificadas, pórfidos y plutones del Mesozoico, además de depósitos semi y no-consolidados, plutones y pórfidos del Cenozoico; más hacia el este, en la **Pre-Cordillera**, se observan unidades estratificadas y plutónicas del Paleozoico, estratificadas del Mesozoico, y depósitos ignimbríticos y del salar del Cenozoico; finalmente, en la **Cordillera de Domeyko**, más allá del salar de Pedernales, se encuentran unidades volcánicas y plutónicas asociadas al arco actual (Cenozoico). Adicionalmente, se tienen depósitos del Cuaternario de los cauces de la hoya del río Salado. La pregunta que queda es a qué unidades o depósitos corresponde el material transportado y depositado en Chañaral tras el aluvión, y desde dónde se transportó este material.

Como se mostró en el Capítulo 3, la composición, en general, de los sedimentos de las muestras tomadas del aluvión tendió a los fragmentos líticos, en particular, fragmentos líticos de origen ígneo (volcánico y plutónico) (ver Figura 41, Figura 42, Figura 43 y Figura 44). Es una tendencia que presentan todas las muestras analizadas, tanto para las mayores a 2 mm como para las menores, pese a que algunas muestras no se analizaron de manera más detallada. Una tendencia destacable es la mayor presencia de fragmentos líticos sedimentarios en las muestras mayores a 2 mm, aunque esto se debe a la resistencia de ese tipo de rocas y a la menor cantidad de muestras menores a 2 mm. analizadas. Corresponde, entonces, asociar esta composición a la geología de la hoya hidrográfica del río Salado.

Los depósitos no consolidados y semi-consolidados parecen, a primera vista, la principal fuente de material transportado por el aluvión. A lo largo de los cauces de la hoya del río Salado se tienen depósitos aluviales activos asociados a *mudflows*, con tamaños de grava a limo y mala selección, depósitos coluviales en las quebradas adyacentes a los cauces, sin matriz fina y de composición monomíctica (asociada a las unidades rocosas de las que se desprendieron), y depósitos coluviales inactivos en algunas zonas, de tamaño grava a limo y litológicamente controlados por el drenaje del río Salado (formando terrazas fluviales y marinas).

Corriente arriba, ya en la Depresión Central, aparecen dos unidades no consolidadas importantes: los depósitos aluviales y coluviales antiguos (**DACA**) y las gravas de Atacama (**GdA**). Los **DACA** son de composición monomíctica, por lo general, con tamaños de grava a arena y niveles limitados de limo, con cementación de yeso y carbonato. Bajo estos depósitos, las **GdA** son de composición polimíctica, con tamaños que varían de ripio y grava hasta arena gruesa, en general estando los depósitos consolidados o cementados. La depositación de las **GdA** se asocia a un ambiente fluvial y aluvial que fue perdiendo su capacidad de transporte debido a un cambio

climático, de semiárido a hiperárido, donde los sedimentos son propios de la disección fluvial en el arco antiguo de la Cordillera de la Costa (Riquelme *et al.*, 2003). El análisis de muestras de las **GdA**, realizado para el trabajo de Nalpas *et al.* (2008), indica que la composición para los clastos más gruesos es dominada por fragmentos andesíticos y, en menor medida, elementos plutónicos y sedimentarios (como calizas). Para las facies arenosas de esta unidad, también se tiene una dominancia volcánica en su composición, con una menor cantidad de fragmentos intrusivos y sedimentarios (ver Tabla 16). La fuente potencial de estos sedimentos, volcánicos y plutónicos, se distribuye a lo largo de la cuenca, desde la Cordillera de la Costa a la Pre-Cordillera, mientras que los fragmentos sedimentarios provienen de la Pre-Cordillera hacia el Salar de Pedernales (Nalpas *et al.*, 2008). Se puede concluir, inicialmente, que las **GdA** tienen la misma tendencia de los sedimentos transportados por la hoya del río Salado desde su formación, y que podrían eventualmente haber aportado parte del material al aluvión del 2015 (y posiblemente a aluviones históricos).

Tabla 16. Composición mineralógica de algunas arenas de las Gravas de Atacama. Extraída y modificada de Nalpas *et al.* (2008).

Muestra	Tamaño	Composición
03AVG4 log 1	60 μ m – 2 mm	- Cuarzo mono y policristalino, plagioclasa, botita, epidota - Frag. Líticos: rocas volcánicas (rocas felsíticas, hidrotermal) - Cemento calcáreo
03AVG05 log 1	60 μ m – 2 mm	- Cuarzo monocristalino, plagioclasa - Fragmentos líticos: caliza (micrita, calizas oolíticas), rocas magmáticas y/o metamórficas (cuarzo + feldespato) y rocas volcánicas (granos felsíticos, microlíticos y lathwork, hidrotermal) - Cemento calcáreo
03AVFA110 log 12	60 μ m – 1 mm	- Cuarzo mono y policristalino, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y epidota - Fragmentos líticos: rocas volcánicas (rocas felsíticas, granos microlíticos y lathwork, hidrotermal), rocas magmáticas y/o metamórficas (cuarzo + feldespato potásico, cuarzo + plagioclasas, cuarzo + plagioclasa + feld-K, cuarzo + micas), caliza cristalina - Cemento calcáreo
03AVGA290 log 12	60 μ m – 700 μ m	- Cuarzo mono y policristalino, plagioclasa, biotita, epidota. - Fragmentos líticos: rocas volcánicas (granos microlíticos, hidrotermal), rocas magmáticas y/o metamórficas (cuarzo + plagioclasa) - Cemento calcáreo
03AVFA520 log 12		- Cuarzo monocristalino, biotita, plagioclasa, feld-K, epidota - Fragmentos líticos: rocas volcánicas (rocas felsíticas), rocas magmáticas y/o metamórficas (cuarzo + feldespato) - Cemento calcáreo

Jordan *et al.* (2015) mencionan que existe una combinación de factores para la acumulación de agua y sedimentos que se transportaron río abajo. Aducen que las cuencas de grandes pendientes, sobre todo las conectadas a la Cordillera de Domeyko, como la del río Salado, en conjunto con suelos menos permeables (ricos en arcillas y sulfatos) y grandes áreas expuestas de roca (junto con sus coluvios asociados), fueron factores importantes y determinantes para la gran magnitud de inundación río abajo. Sin estos factores, se dice que el agua habría sido absorbida por los suelos de la región. Jordan y compañía (2015) catalogan la “escorrentía superficial” (*surface runoff*), es decir, la erosión de las laderas de los cerros adyacentes a los cauces producto de las lluvias, como uno de los factores más importantes de transporte y fuente de material para el aluvión de 2015 (Figura 82).



Figura 82. Escorrentía superficial en laderas de cerros adyacentes al cauce del río Salado. Foto tomada en el camino entre Diego de Almagro y Salvador.

Este *surface runoff* se asocia directamente al aporte de material directo desde las **GdA** y otros depósitos no consolidados de la Depresión Central y el paso a la Pre-Cordillera, y, de acuerdo a Jordan *et al.* (2015), corresponden la mayor fuente de sedimentos transportados por el aluvión. Sin embargo, en base a observaciones realizadas río arriba, más allá de las zonas de dominio de estos depósitos no consolidados y semi-consolidados, se tiene que existe un aporte de sedimentos provenientes de las formaciones rocosas de esta zona, que fueron erodadas producto de las fuertes lluvias, sumado a la inestabilidad de laderas, los coluvios y zonas debilitadas debido a la actividad de las fallas de esta zona. Desde la localidad de Llanta se observó el límite de la escorrentía superficial de las laderas de los depósitos no consolidados mencionados anteriormente, y empieza a observarse material derrumbado cerro arriba, indicando, además, que a esta altura el flujo contaba con una gran energía, cortando y bloqueando caminos (Figura 83). Este material, sumado al material fino presente en el mismo cauce, habría sido tanto o más importante que el aporte de las **GdA** y de otros depósitos de la Depresión Central a través de la escorrentía superficial de las laderas, debido a el aporte en fuerza que le dio al aluvión río arriba.



Figura 83. Corte del camino producto del flujo descendiente de las quebradas. Observar coluvios recientemente removidos de las formaciones rocosas. Fotografía tomada en el camino entre Llanta y Potrerillos.

En este sentido, se difiere con Jordan *et al.* (2015), desestimando la importancia de las Gravas de Atacama y del *surface runoff* como la principal fuente de sedimento y mecanismo de transporte al cauce, ya que se observó directamente el aporte por derrumbe de formaciones rocosas. La composición de las Gravas de Atacama reflejan la composición de las unidades rocosas que comprenden la hoya del río Salado, considerando que se asocian a ambientes fluviales y aluviales, por lo que su semejanza con las muestras en Chañaral sólo indican que ambos depósitos son de la misma cuenca, y como tales, comparten la misma geología en su origen. En la hoya del río Salado se presentan unidades volcánicas, plutónicas y sedimentarias de gran extensión que, debido a la construcción geomorfológica, hace que sus afloramientos sean inestables, sumado al efecto de las numerosas fallas de orientación norte-sur que se ubican cerca del nacimiento del río. No se descartan las Gravas de Atacamas ni los depósitos aluviales y coluviales antiguos como fuente de material, pero no es la única fuente, ya que el flujo se encontraba lo suficientemente cargado de sedimento antes de llegar a la Depresión Central, lo que hace pensar tanto en la fuerza de las precipitaciones como en la debilidad de los taludes donde afloran estas formaciones rocosas en la hoya, sumado a las altas pendientes que se encuentran en la transición Pre-Cordillera – Depresión Central.

6.1.3 Clima de la zona

De acuerdo a lo mencionado en el Capítulo 2, la zona de estudio se ubica en una zona de transición entre el clima semiárido de la IV Región de Coquimbo y el clima hiperárido del desierto de Atacama. La Figura 18 del Capítulo 2 muestra un resumen de los factores sinópticos que influyen en el clima de la zona. De acuerdo a las mediciones de precipitación en la zona, no se tiene una gran magnitud de estas, registrándose principalmente las asociadas a las lluvias altiplánicas de verano en la alta cordillera y eventos puntuales asociados a El Niño (Figura 84).

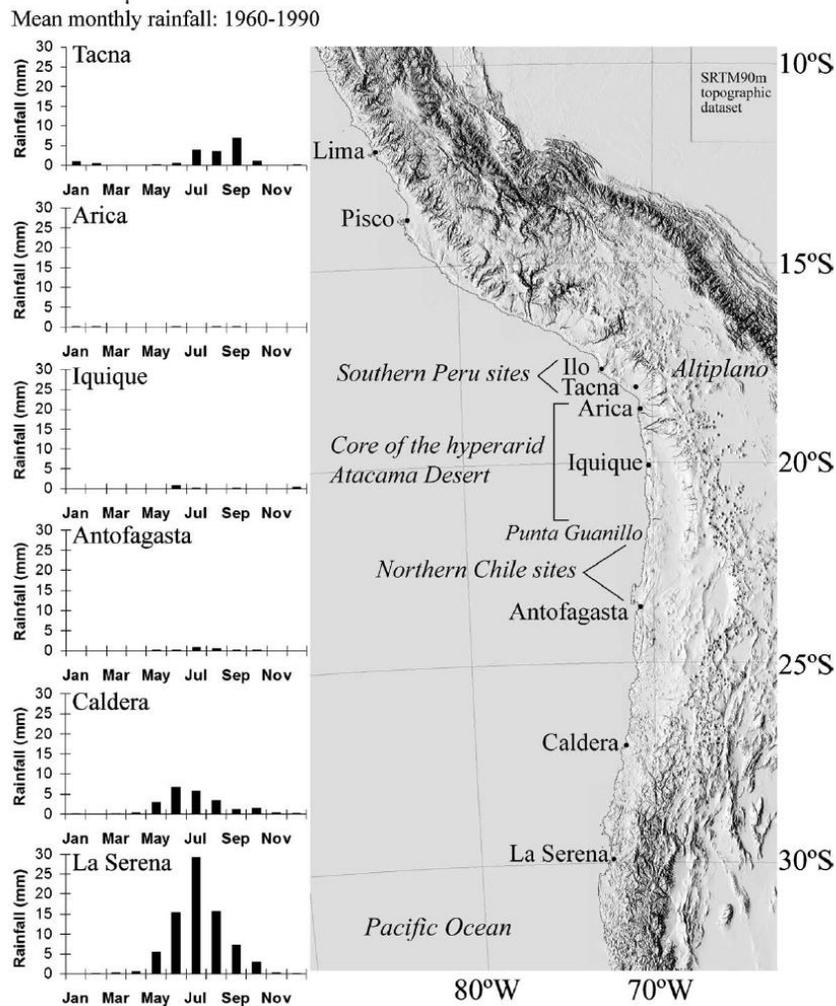


Figura 84. Geomorfología regional del norte de Chile y el sur de Perú, y precipitación mensual en estaciones costera a lo largo del desierto hiper-árido de Atacama durante el período de 1960-1990. La cantidad total de lluvia disminuye fuertemente desde el clima semi-árido de La Serena (30°S) a la costa hiper-árida entre Antofagasta (23°S) y la región de Ilo-Tacna (17°S). El núcleo de la costa hiper-árida del desierto de Atacama se sitúa cerca de los 20°S. Notar que cerca de la latitud de Chañaral (cerca de Caldera), aún se observan precipitaciones en invierno asociadas al régimen climático de la región semi-árida. Extraída de Vargas *et al.*, 2006.

Los máximos de precipitación en esta zona de transición, en las regiones costeras, ocurren durante el invierno austral, de forma más común durante episodios El Niño, en conjunto de una debilitación del APSO y/o mecanismos de bloqueo, bajas segregadas, vaguadas profundas o una combinación de alguno de estos (Vargas *et al.*, 2006). La aridez de la zona, que se ha mantenido al menos durante la historia reciente, es condicionante para la formación de aluviones, ya que la baja recurrencia de precipitaciones se asocia a eventos extraordinarios de gran magnitud, que reactivan los cauces de la hoya de forma abrupta y provocando grandes inundaciones y aluviones.

Hay evidencias del Pleistoceno tardío y Holoceno, que indican la existencia de flujos de detritos en climas áridos, debido a eventos extremos de precipitación producto de episodio El Niño. En particular, se tiene que para el norte de Chile, en comparación con el sur de Perú, hay una menor cantidad de depósitos de flujos de detritos, lo que indicaría que la hiperaridez del norte de Chile no siempre fue así, y que se fue

desarrollando un cambio climático en dicha zona, como lo indica el aumento de los eventos extremos que generaron flujos de detritos (Vargas *et al.*, 2006).

Entonces, un clima árido, como el de la zona de estudio, es condicionante para la ocurrencia de flujo de detritos y otros tipos de aluviones, dado el carácter aislado de los eventos extremos de precipitación, asociados a episodios El Niño u otros episodios climáticos de mayor escala. También se relaciona, en cierta medida, con los tipos de suelos que se desarrollaron en esta región, con la formación de los depósitos no consolidados o semi-consolidados (como las Gravas de Atacama) y con la acumulación de material sedimentario en los cauces de la hoya, donde la circulación de agua es intermitente.

6.2 Factores gatillantes del aluvión

El factor gatillante del aluvión en sí fue la tormenta del 24 de marzo de 2015, donde precipitó una cantidad de agua, capaz de transportar sedimentos desde la alta Pre-Cordillera, afectando distintas localidades ubicadas en el cauce del río Salado como Llanta, Diego de Almagro, El Salado y Chañaral. Sin embargo, no siempre que precipita en estas latitudes se genera un aluvión de esta magnitud. Como se mencionó en los Capítulos 4 y 5, existen distintos mecanismos de precipitación en la zona, asociados a fenómenos climáticos de escala media a mayor, como lo es el “Invierno Boliviano” o episodios El Niño/La Niña. Existen factores que van más allá de la simple ocurrencia del aluvión por precipitaciones, como la ubicación de la mayor cantidad de agua caída, el mecanismo asociado, la altura de las isotermas, etc., lo que finalmente permitirá concluir las condiciones óptimas para que ocurra un aluvión de esta magnitud, en vez de una inundación o crecida del río Salado. En esta sección se volverá a analizar tanto el evento del 2015 como los aluviones históricos y el de Tocopilla del mismo año, para así poder responder estas interrogantes acerca de los factores gatillantes.

6.2.1 Comparación de mecanismos de precipitación en eventos históricos

En los Capítulos 2 y 5 ya se ha definido de forma detallada tanto el mecanismo de origen, como las características y los efectos de la tormenta ocurrida el 24 de marzo de 2015 en el norte de Chile. Cabe destacar que hay ciertos factores de este evento meteorológico que fueron determinantes en su intensidad y su capacidad de gatillar un aluvión de tal magnitud. Estos factores son principalmente la disponibilidad de agua (traducida en el agua precipitada en el evento), la ubicación del máximo de precipitaciones (en este caso, en las zonas altas de la Pre-Cordillera hacia el descenso a la Depresión Central) y la alta temperatura del aire durante la tormenta, que se traduce como una alta isoterma cero. En particular, para la tormenta de marzo de 2015, se tuvo una gran cantidad de agua, proveniente de la costa del norte de Perú y sur de Ecuador, que precipitó en forma de agua y nieve en el norte de Chile, afectando incluso la zona central (a la latitud de Santiago). Por otro lado, el grueso de estas precipitaciones, al darse en una zona de alta pendiente, es determinante como gatillante de aluviones, al menos para una hoya hidrográfica como la del río Salado. Se puede mencionar que existió un efecto orográfico influyente en el desencadenamiento de estas precipitaciones, al estar en este marcado cambio en altura. Finalmente, de acuerdo al informe del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (2015), el mecanismo ciclónico que generó las precipitaciones, transportando el vapor desde latitudes menores, advectó altas temperaturas a lo largo de Chile, detectándose temperaturas entre los 16 y 20°C a los 2000 m.s.n.m., estimándose la isoterma cero

cerca de los 5000 metros, al menos en la zona de Atacama, generándose precipitaciones donde en otro tipo de eventos se generaban nevazones.

Estos factores mencionados no son los únicos que determinan la gran magnitud del evento (de acuerdo al informe mencionado anteriormente, como los trabajos de Bozkurt *et al.* y Barrett *et al.*, 2016), sin embargo, son útiles para comparar la tormenta gatillante del aluvión de Chañaral del 2015 con los aluviones históricos estudiados en el Capítulo 4 y 5, y con el aluvión de Tocopilla del mismo año. Para el caso del aluvión de Tocopilla, hay un factor geomorfológico que hace que sea distinto de los aluviones en la hoya del río Salado (mencionado en los factores condicionantes), pero para el resto de los eventos se asumen los mismos factores condicionantes (misma geomorfología de la cuenca, disponibilidad de material y clima).

La Figura 85 muestra un resumen de las diferencias en los factores gatillantes de los aluviones o inundaciones para los eventos estudiados (los de Chañaral de 1972, 1983, 1991 y 2015, y el de Tocopilla del 2015). Las precipitaciones que generaron el aluvión de 1972 ocurrieron en un contexto de lluvias altiplánicas (o “Invierno Boliviano”), donde, por lo general, la isoterma cero se ubica en alturas que pueden llegar a los 5000 m.s.n.m., y las precipitaciones se concentran en zonas más altas, debido a que provienen del altiplano (Garreaud *et al.*, 2003). De acuerdo a los datos recopilados de este aluvión, la cantidad de agua precipitada fue lo suficiente para generar un aluvión de gran magnitud, afectando localidades desde Potrerillos hasta Chañaral, en la cuenca del río Salado, por lo que de acuerdo a los datos presentados, el de 1972 fue un evento gatillante capaz de generar un aluvión similar al del 2015, aunque su origen está asociado al mecanismo de “Invierno Boliviano”.

El evento de 1983, como se mencionó en el Capítulo 5, presenta un mecanismo similar al del 2015 (Baja Segregada, pero sin Anticiclón de Bloqueo), por lo que es probable que gran parte de la precipitación se haya concentrado entre la Depresión Central y la Pre-Cordillera. De acuerdo a los datos encontrados de este evento, la isoterma cero podría haberse ubicado cerca de los 3000 a 3500 m.s.n.m., debido a que se registraron nevazones en las zonas de Potrerillos y El Salvador, aunque de igual forma se puede asociar un efecto orográfico gatillante de estas precipitaciones. Otra diferencia importante con el 2015, radica en la cantidad precipitada, la cual fue inferior de acuerdo a los datos manejados, de manera que el río Salado creció, provocando inundaciones en localidades río abajo, pero sin alcanzar a ser aluvión.

Para 1991, se observó en el Capítulo 5 que la tasa de precipitación se concentró en la costa y zonas centrales del norte de Chile (Figura 74), y el mecanismo fue un Anticiclón de Bloqueo que desvió un frente de latitudes medias hacia el norte, por lo que, de acuerdo también con los datos recopilados sobre esta tormenta en Chañaral (Capítulo 4), gran parte de las precipitaciones se concentraron entre Chañaral y Diego de Almagro. Se registraron, de igual forma, precipitaciones a la altura de Potrerillos y Diego de Almagro, pero en forma de nieve, por lo que se puede asumir que la isoterma cero se ubicó cerca de los 3000 m.s.n.m., aunque en Antofagasta, de acuerdo a Garreaud y Rutllant (1996), la isoterma alcanzó los 5000 metros, puede que a estas latitudes haya descendido. El agua precipitada en Chañaral superó los 40 mm., lo que generó inundaciones en El Salado y Chañaral, pero no así un aluvión, ya que no se tienen precipitaciones en altura.

Para el aluvión de Tocopilla no se tienen los mismos factores condicionantes, ya que la geomorfología de la hoya hidrográfica no es la misma. Las precipitaciones, de acuerdo a lo mencionado principalmente por la prensa, se concentraron sobre la Cordillera de la Costa, donde la presencia del farellón costero fue determinante para la ocurrencia del aluvión en esta zona. La isoterma cero fue, de todas maneras, alta (5000 m.s.n.m.), y la cantidad de agua caída fue moderada pero lo suficientemente alta como para generar aluviones bajo esta configuración condicionante en esta zona. Durante este evento, el río Salado sufrió una leve crecida, sin generar mayores problemas a las localidades como Chañaral, donde la ausencia de precipitaciones a mayor altura fue determinante para que no ocurrieran mayores problemas durante este evento.

Si se asumen los mismos factores condicionantes para la ocurrencia de aluviones en esta cuenca, el aluvión de 2015 fue un evento considerablemente mayor, en comparación con los eventos meteorológicos pasados. Esto se puede observar en la columna mostrada en el Capítulo 4, donde el depósito del aluvión de 2015 es más potente (pese a que no se ha considerado un factor de compactación todavía) y se asocia a una facies intermedia y de mayor energía que los depósitos aluviales más antiguos, donde se encuentran niveles más finos. Puede ser comparable con el evento de 1877, el cual tiene un mecanismo similar, y pudo haberse dado en condiciones gatillantes muy similares.

6.2.2 Tormentas en el norte de Chile y El Niño/Oscilación del Sur

La ocurrencia de estos eventos de precipitación o tormentas en el norte de Chile no es al azar, y está asociada a fenómenos climáticos de escala global. Vargas *et al.* (2000) hablan de la relación entre eventos El Niño y aluviones en Antofagasta, proyectándose al norte de Chile en general. Se menciona una gran relación entre aluviones en las regiones del norte de Chile y eventos EN de intensidad moderada a alta, para los últimos 100 años, e incluso extendiéndose en el Holoceno, de acuerdo a Ortega *et al.* (2012). De acuerdo a estos autores, las lluvias en el desierto de Atacama, por lo general, ocurren durante el invierno de la fase de desarrollo de eventos El Niño, lo que hace que la ocurrencia de este aluvión en un caluroso mes de marzo de 2015 sea bastante insólita. Sólo se tiene un evento de precipitaciones generador de aluvión en Chañaral durante el verano, y el mecanismo asociado se liga directamente al “Invierno Boliviano”, el cual se intensifica durante episodios de La Niña (Garreaud *et al.*, 2003). Bozkurt *et al.* (2016) plantean la fuerte influencia de las anomalías positivas de TSM (o SST) en distintas zonas El Niño (1+2 para dicha publicación, 3.4 para este trabajo, ver

Figura 86), por lo que la temperatura de la superficie del mar es una variable determinante a la hora de comparar este aluvión con eventos anteriores en la misma zona, de un punto de vista más global y respondiendo a los ciclos del ENOS.

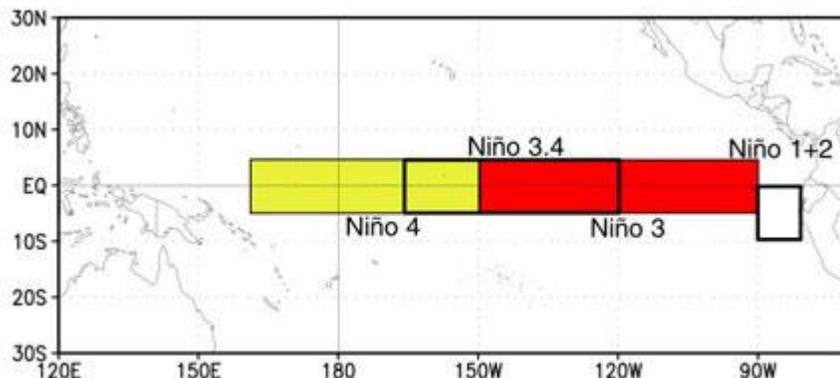


Figura 86. Ubicación de las 4 regiones o zonas El Niño. El cuadro amarillo representa el área de la zona Niño 4, recuadro de borde negro la zona Niño 3.4, cuadro rojo la región Niño 3 y el cuadro blanco, cerca de la costa Oeste de Sudamérica, la región Niño 1+2. Extraída de *ENSO Cycle: Recent Evolution, Current Status and Predictions*, NOAA (2016).

Los trabajos mencionados anteriormente asocian entonces, directamente la mayoría de los eventos aluviales en el norte de Chile a tormentas anómalas producto de episodios El Niño. El aluvión de 1877, uno de los de mayor magnitud del siglo XIX (y de la historia conocida de Chañaral) de acuerdo a las crónicas de la época (Vicuña Mackenna, 1877), muestra señales de haber sido muy parecido al del 2015, y de acuerdo a los datos de Índice de Oscilación del Sur (IOS o SOI), se desarrolló en pleno episodio El Niño (ver Figura 87).

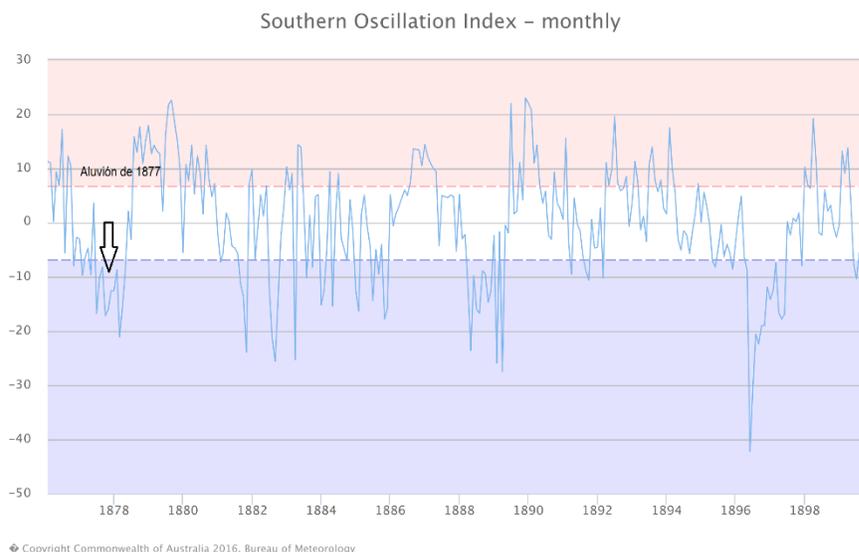


Figura 87. Índice de Oscilación del Sur (IOS) para los años 1876-1899. La flecha indica cuándo ocurrió el aluvión de Chañaral de 1877, durante una fase negativa de la Oscilación del Sur. Modificada del Bureau de Meteorología de Australia (2016).

Para el período entre 1940 y 2015, se puede observar en la Figura 88 que todos los eventos estudiados en este trabajo, salvo el de 1972, se encontraron en un contexto de El Niño (SOI negativo, fase cálida de la Oscilación del Sur).

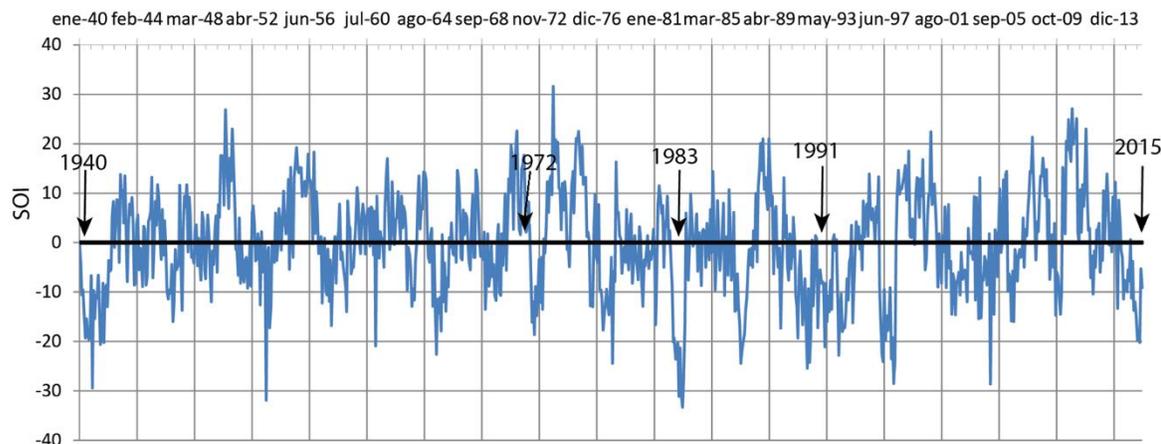


Figura 88. Gráfico de SOI (Tahiti-Darwin) para los años 1940 - 2015. Aparecen rotulados los eventos aluviales y de inundación en Chañaral. Datos extraídos de Bureau of Meteorology, Gobierno de Australia (2016).

En el caso de 1940, no se encontraron los datos disponibles para realizar re-análisis y así encontrar el mecanismo de precipitación, pero se puede observar que se encuentra en un contexto de El Niño. Posiblemente, dado su magnitud, puede estar ligado a una precipitación en cordillera, quizás similar al 2015, ya que no se menciona en la prensa de la época estudiada que dicho evento esté relacionado al “Invierno boliviano”, siendo que fue un aluvión de gran magnitud. Para el aluvión de 1972 sí se tiene un mecanismo de lluvias estivales altiplánicas, donde se puede observar que ocurre en el contexto de una fase terminal de La Niña y de transición hacia El Niño, la que, de acuerdo a Garreaud *et al.* (2003) intensifica la actividad y extensión del “Invierno Boliviano”, lo que habría podido genera precipitaciones más intensas y extensas para este evento.

Para el evento de 1983, los mecanismos entre este y el 2015 son muy similares (con la excepción del Anticiclón de Bloqueo), sin embargo, pese a que hubiera lluvia concentrada en la Pre-Cordillera, los efectos no fueron tan catastróficos. Una posible explicación radica en la TSM de la zona Niño 3.4, donde se puede observar que durante marzo de 2015 hay un *peak* de temperatura, en comparación con el promedio, mientras que para 1983, donde la tormenta ocurrió entre junio y julio, la TSM se encontraba por debajo de la media climatológica, pese a encontrarse en un año fuerte de El Niño (Figura 89). Entonces, la principal diferencia entre estos eventos radica en la disponibilidad de agua, la que se refleja en la TSM, que se transportó por las bajas segregadas respectivas, haciendo que la tormenta de 1983 tuviera una menor cantidad de agua precipitada en altura, en comparación al 2015, generando una inundación no tan catastrófica para las localidades del río Salado. Esto es interesante, ya que refuerza la gran importancia de la TSM para la ocurrencia de este tipo de eventos de gran magnitud, ya que se pensaba que por lo general los aluviones son más comunes en etapas de invierno de El Niño, sin considerar el factor de humedad disponible como algo importante para tomar en cuenta.

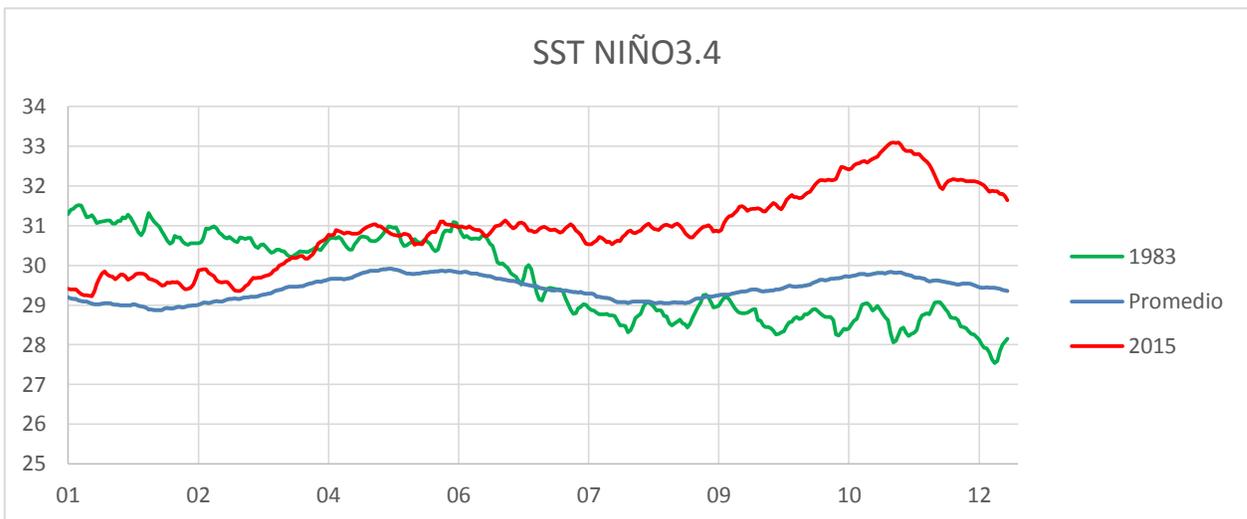


Figura 89. Gráfico anual de TSM en la zona El Niño 3.4 para los años 1983 (verde) y 2015 (rojo). La curva azul es la SST promedio climatológica. Eje horizontal corresponde a los meses, eje vertical a la TSM. Datos extraídos de Climate Explorer.

Finalmente, para el aluvión de 1991, se tiene un período de moderado a fuerte de El Niño, una gran precipitación registrada tanto en Antofagasta como en Chañaral (superior a la media anual), y aun así no se registró un aluvión en la hoya del río Salado pese a la presencia de agua precipitable en la zona. En este caso, y como se mencionó anteriormente, obedece directamente a la ubicación del núcleo de las precipitaciones, donde en este caso fue más cercana a las costas del norte de Chile, donde la geomorfología de la hoya no fue propicia para la generación de un aluvión en esta longitud.

6.2.3 Factores antrópicos intensificadores de eventos El Niño

Una de las mayores interrogantes que dejó este aluvión, desde el punto de vista meteorológico, fue su ocurrencia durante el verano austral, dado que la tendencia siempre fue que este tipo de eventos son más comunes durante el invierno, cuando estos están asociados a episodios El Niño. La pregunta es si hay un factor adicional para tomar en cuenta a la hora de explicar por qué ocurre este aluvión durante esa fecha, bajo las muchas condiciones que se dieron para que ocurriera.

Los eventos de El Niño de 1997/98 y de 1982/83 fueron eventos extremos, en comparación a los anteriores, donde se presentó una extensión pronunciada hacia el este del *warm pool* del Pacífico oeste, y el desarrollo de convección atmosférica, aumentando de manera considerable la cantidad de lluvia en el Pacífico este ecuatorial, normalmente frío y seco (Cai *et al.*, 2014) Se suma a estos eventos extremos de El Niño el del 2015/16, llamado coloquialmente “El Niño *Godzilla*” debido a sus “monstruosos” números. Este aumento de eventos extremos hace pensar que existe una conexión con el calentamiento global o cambio climático de origen antrópico, lo que podría eventualmente generar más eventos de precipitaciones extremas en el norte de Chile capaces de generar aluviones.

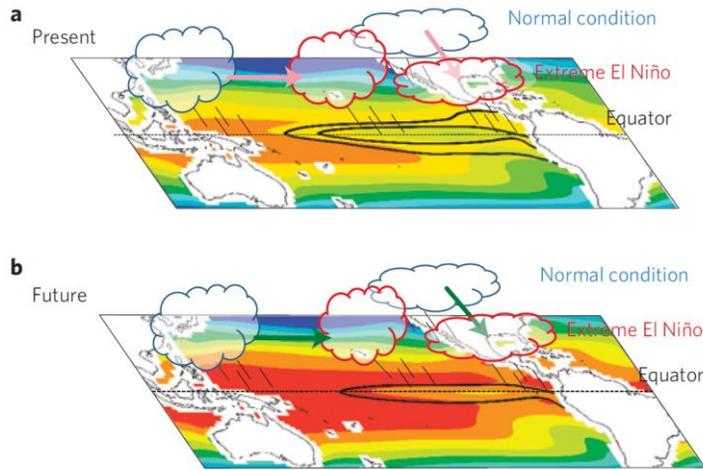


Figura 90. Representación esquemática del mecanismo de incremento de ocurrencias de eventos El Niño extremos bajo condiciones de calentamiento global tanto para el presente (a) como para el futuro (b). Nubes azules indican posiciones normales de convección y rojas, durante eventos El Niño extremos. Colores indican TSM promedio, y los contornos negros indican anomalías de TSM. Extraída de Cai *et al.* (2014).

Tanto para el presente como para el futuro, de acuerdo a la Figura 90 (Cai *et al.*, 2014), las zonas de convección en el Pacífico oeste y las latitudes de la ZCIT se desplazan de sus posiciones normales (indicado por las nubes azules en la figura) hacia el Pacífico ecuatorial este durante un evento El Niño extremo (indicado por nubes rojas). Bajo condiciones de calentamiento inducido por gases invernadero, el calentamiento ocurre a una tasa más rápida en el Pacífico este ecuatorial disminuyendo los gradientes zonales y meridionales de TSM. Concluyen, finalmente, que a partir de estos cambios en el régimen de la TSM, y de la reorganización de la convección atmosférica, se espera que en el futuro haya una mayor ocurrencia de eventos meteorológicos devastadores asociados a eventos El Niño que tendrían profundas implicancias en el clima del siglo XXI. Estas conclusiones son interesantes, debido a que uno de los factores determinantes del evento del 2015, y que lo diferencia de los eventos antiguos, es la anomalía de TSM en las zonas Niño 3.4 y 1+2, donde se espera el mayor cambio de acuerdo a los modelamientos.

De acuerdo al informe del IPCC sobre los cambios en el ENOS en el futuro (Christensen *et al.*, 2013), hasta ahora hay un aumento en la TSM de 1,5°C, y una expansión del *warm pool*. En base a modelos, teoría y observaciones, se presume que en un futuro bajo el cambio climático, existiría un debilitamiento de los vientos alisios, un aplanamiento de la termoclina, reducción de la surgencia pese a que el gradiente vertical de temperatura aumentaría, y la TSM aumentando más en el Ecuador que en latitudes mayores (lo que es importante considerando nuevamente la influencia de esta variable en este evento, como se mencionó en Bozkurt *et al.* 2016). La Figura 91 muestra la comparación entre las condiciones normales, condiciones El Niño y El Niño bajo el cambio climático.

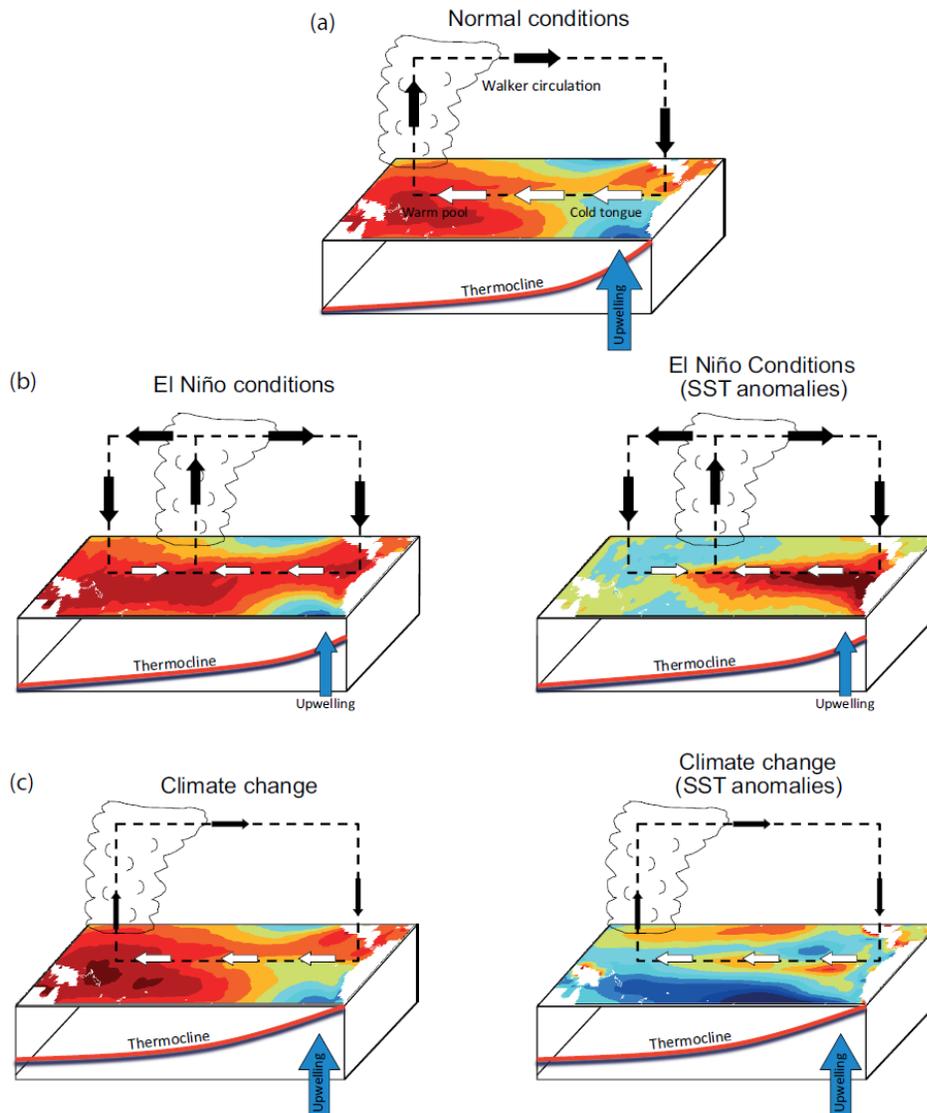


Figura 91. Esquema idealizado que muestra las condiciones atmosféricas y oceánicas del Pacífico tropical y sus interacciones durante condiciones normales, condiciones El Niño y condiciones en un mundo más caliente. (a) Condiciones climáticas promedio del Pacífico tropical, indicando TSM, estrés superficial de viento y la circulación de Walker asociada, la posición promedio de la convección, la surgencia promedio y la posición de la termoclina. (b) Muestra las condiciones durante eventos El Niño y las anomalías de TSM. (c) Muestra las condiciones con cambio climático durante eventos El Niño. Diagramas con campos absolutos de TSM se muestran a la izquierda y con anomalías de TSM a la derecha. Para el cambio climático, las anomalías son expresadas de acuerdo al cambio de temperatura promedio, de manera que los colores azulados indican un calentamiento menor que el promedio de la cuenca. Extraída de Christensen *et al.*, 2013 (Informe del IPCC sobre el Cambio Climático).

Queda comprobar de manera más directa si existe una relación entre este tipo de eventos, tanto en su ocurrencia como el momento del año en el que ocurre y los cambios producidos por el calentamiento global. Pero con los datos presentados, existe un buen indicio, que puede vincular estos efectos de origen antrópico con estos eventos extremos.

6.3 Factores intensificadores del aluvión

Teniendo ya los factores condicionantes y gatillantes del aluvión, se puede tener una idea básica de la ocurrencia de estos fenómenos en la zona de estudio. Sin embargo, hay factores que van más allá de estos factores, que incrementan los efectos y consecuencias del aluvión. Hay factores que se sumaron en el aluvión del 2015: algunos naturales que también fueron determinantes en aluviones históricos, y otros de origen antrópico, asociados al desarrollo de las ciudades y pueblos en la hoya del río Salado, y de las actividades industriales (como la minería).

6.3.1 Geomorfología costera de la bahía de Chañaral

De acuerdo a lo discutido anteriormente, uno de los factores condicionantes del aluvión es el hecho de que toda la hoya hidrográfica del río Salado desemboca en una sola quebrada en la bahía de Chañaral, por lo que se puede considerar que durante los aluviones se encauza en un solo canal una gran cantidad de material y agua, arrasando con las localidades río arriba (Diego de Almagro y El Salado), recibiendo aportes de todos los afluentes en el camino, y finalizando en Chañaral. Es importante saber si existe un factor geomorfológico de la costa que determine la forma en que el aluvión afecta la ciudad.

En este sentido, hay que saber si existen terrazas marinas y depósitos aluviales antiguos en la playa. Por ejemplo, para el caso de Antofagasta, existe un farellón o escarpe costero (ausente en la latitud de Chañaral) asociado a la Cordillera de la Costa, y existe una franja de terrazas marinas donde se disponen abanicos aluviales que fluctúan en altura de 0 a 250 m.s.n.m. (Vargas *et al.*, 2000; Figura 92). Estos son factores geomorfológicos costeros determinantes e intensificadores para el aluvión de Antofagasta de 1991.

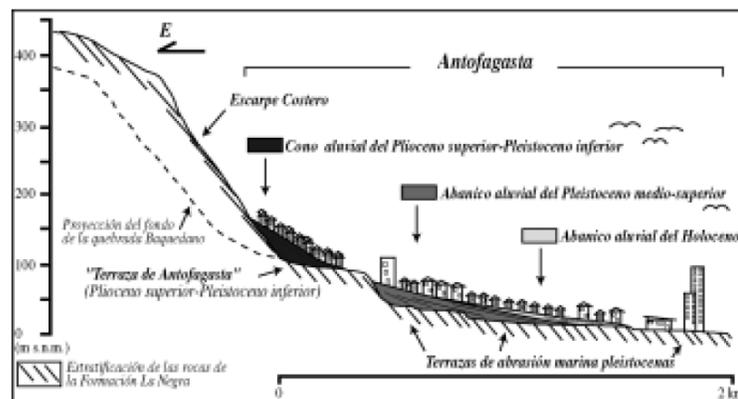


Figura 92. Esquema geomorfológico de la ciudad de Antofagasta tras el escarpe costero, en el sector de la quebrada Baquedano. Los flujos aluviales parecen encajados en las quebradas hasta desembocar en la franja costera. Extraído de Vargas *et al.* (2000).

En el caso de Chañaral, en primer lugar, no se tiene un escarpe costero como en Antofagasta, si no que el río disecta y erosiona la Cordillera de la Costa o suficiente como para que la pendiente, en la zona de desembocadura, no sea tan pronunciada. Se pueden reconocer al menos dos terrazas o niveles costeros que contienen, de acuerdo al marco geológico (Capítulo 2), depósitos aluviales previos. Se observa una terraza que va desde el nivel del mar hasta cerca de los 15 a 25 m.s.n.m., donde se observa un leve pronunciamiento de la pendiente. La segunda terraza, que va desde los

15 o 25 metros hasta los cerros del basamento metamórfico-intrusivo de la zona (aproximadamente, hasta los 65 m.s.n.m.), contiene los depósitos aluviales antiguos reconocidos en las cartas de esta zona. Estas alturas se determinaron a partir de datos de *Google Earth* y de la USGS, donde en la Figura 93 se pueden observar perfiles que indican el cambio topográfico producto de estas terrazas en la desembocadura del río Salado.

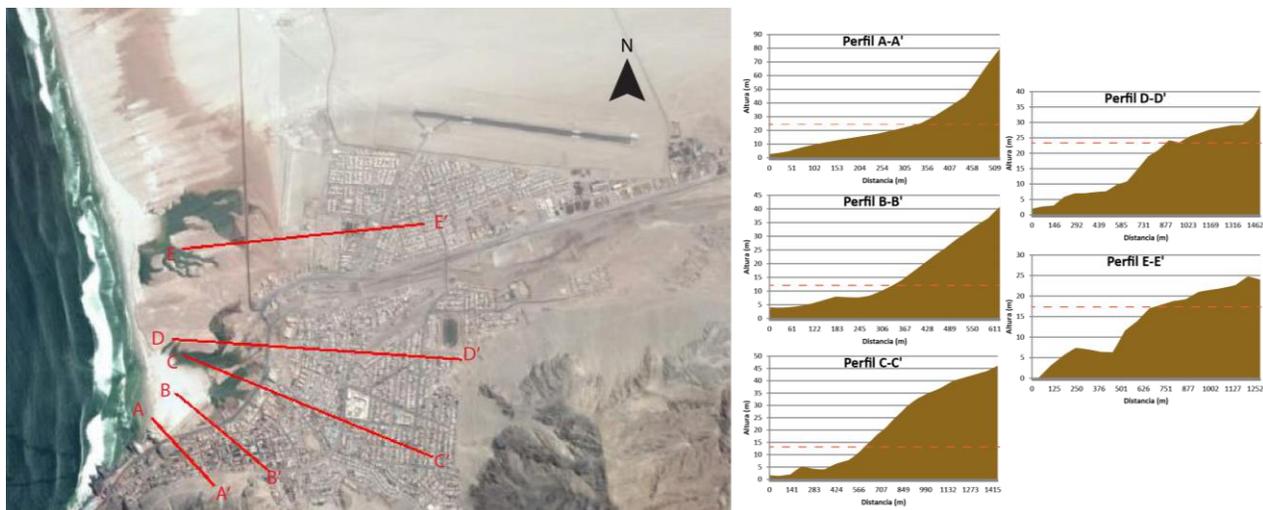


Figura 93. Imagen satelital de la ciudad de Chañaral, con 5 perfiles trazados que ilustran los cambios topográficos que evidencian las terrazas marinas en la bahía de Chañaral. La línea roja discontinua indica el posible límite entre terrazas, a través de los cambios de pendiente en los perfiles.

La fuerza del aluvión proviene del cambio de pendiente ocurrido entre la Pre-Cordillera y la Depresión Central, ya que desde esa altura empieza a arrasar los asentamientos ubicados en el cauce del río Salado. En este caso, y a diferencia de lo ocurrido en Antofagasta y Tocopilla, no hay un mayor cambio de pendiente en la desembocadura, por lo que no hay un cambio considerable de energía en el aluvión al llegar a Chañaral. Sin embargo, de acuerdo a lo observado en los depósitos asociados al desborde sur (facies c, d y e), los límites laterales y terminales del flujo, tanto el depósito como la inundación (Figura 26 y Figura 27) pareciera estar relacionado al cambio de pendiente entre las dos terrazas inferidas. En este sentido, las terrazas no generaron una mayor modificación en la energía del flujo que llegó a la ciudad (la cual era ya bastante alta), pero sí influyeron en la depositación final del flujo en el desborde sur (y probablemente en el norte), delimitándolo. En la Figura 94 se puede observar este cambio de pendiente entre terrazas, reflejado en la disposición de la ciudad, donde existe un límite de inundación/depósito del aluvión dado por este cambio, y si se observan los perfiles de inundación y depósito del Capítulo 3 (Figura 27), se ve que los orientados este-oeste (del A'-A al E'-E) muestran la limitación lateral hacia el este, donde se pueden apreciar los quiebres topográficos asociados a las terrazas, lo que se observa de igual forma en los perfiles de la Figura 93. Entonces, se observa la tendencia de la disminución de alturas de inundación y depósito, tanto de oeste a este, como de norte a sur, demostrando la importancia del factor geomorfológico en cómo se dispuso y desvió el flujo hacia el sur.



Figura 94. Foto de la calle Merino Jarpa con Comercio, mirando hacia el este. Se destaca el cambio de pendiente en la elevación de la ciudad, asociado al cambio entre terrazas. Polígono rojo marca el escarpe entre las terrazas Extraída de Google Street View, 2012.

A partir de estas observaciones, se puede considerar que la geomorfología de la costa de Chañaral, en particular las disposiciones de las terrazas marinas, tiene una gran importancia a la hora de la llegada del flujo (en uno o más pulsos) a la ciudad de Chañaral. En particular, se destaca que el desborde sur ocurre y se limita por el cambio entre terrazas. En este sentido, se puede decir que la presencia de las terrazas marinas es un factor intensificador del aluvión, dado que desvía gran parte del flujo hacia el sur, y hacia el norte en menor medida. Sin embargo, hay otros factores que sumados al de las terrazas, también influyen en la disposición del depósito del aluvión en Chañaral.

6.3.2 Factores antrópicos intensificadores

Aparte de los factores intensificadores naturales mencionados anteriormente, hay otros que son de origen humano, y que puede haber diferenciado e intensificado este aluvión en comparación a los eventos históricos estudiados. Uno de estos fue la ausencia de piscinas de decantación y barreras fluviales en el río Salado, al menos entre El Salado y Chañaral, antes de la desembocadura. La función de estas piscinas es recibir parte de los desbordes río arriba para disminuir los efectos del aluvión río abajo. La ausencia de estas pudo ser determinante a la hora de frenar o mitigar parcialmente los efectos del gran volumen de flujo que llegó a Chañaral. En Taltal, las piscinas contuvieron durante un tiempo las aguas hasta que se desbordaron, junto que parte del flujo se desvió al costado de estas (Naranjo y Olea-Encina, 2015), por lo que si bien las piscinas no son una mediada capaz de detener la totalidad del flujo que viene río arriba, algo podría haber mitigado los devastadores efectos del aluvión, y la ausencia de estas medidas se puede catalogar como un factor intensificador (Figura 95).



Figura 95. A la izquierda, piscinas de decantación en la quebrada de Taltal, antes de llegar a la desembocadura en la ciudad. A la derecha, captura de video que muestra el aluvión desplazándose al suroeste de las piscinas de decantación. Imágenes extraídas de Google Earth (2013) y Youtube (2015), respectivamente.

Al momento de entrar el flujo a la ciudad de Chañaral, este se canalizó por el cauce natural del río, sin afectar en un principio las viviendas ubicadas a la entrada este de la ciudad. Sin embargo, acercándose al centro de la ciudad, el flujo se desborde en gran medida hacia el sur, y en menor medida hacia el norte (existe también material que continuó hacia el oeste, posiblemente, pero este se encuentra bajo el mar). La causa de este desborde y colapso del cauce se explicó en primera instancia a través de los cambios geomorfológicos de la bahía (las terrazas marinas mencionadas en la parte anterior), pero también pudo haber un factor relacionado a la arquitectura urbana de la ciudad sobre el cauce del río Salado. El aluvión se desplazó por el cauce hasta que llegó a las canaletas que pasan por debajo de la carretera Panamericana, las cuales eran de un tamaño demasiado inferior como para dejar pasar la gran magnitud del flujo que llegó, bloqueándolas y desviando el flujo fuera de la dirección de la carretera, hacia el sur (ver Figura 96). Esto también podría haber derribado la carretera, como se observó después del aluvión (formó parte de los socavones encontrados a lo largo de la playa de Chañaral).



Figura 96 Canaletas del cauce del río Salado donde la carretera colapsó. Notar el tamaño de los túneles.

Durante los días posteriores al aluvión, en la prensa se declaraba que en un principio el puente antes del de la calle Merino Jarpa (más al este) fue el que provocó el colapso y posterior desborde al sur (ver Figura 97). Sin embargo, no se encontraron evidencias de esto en los depósitos adyacentes a este puente, e incluso las evidencias en terreno indican que el flujo pasó por encima de este puente, sin derribarlo. Es en el lugar donde el cauce se desvía hacia el sur, siguiendo la dirección de la carretera Panamericana norte, donde la canalización se ve completamente sobrepasada, ocurre el colapso del puente nuevo de la carretera y el flujo se desvía gran parte hacia el sur. Esta idea es incluso corroborada por testigos visuales de la ciudad que vieron este colapso de la carretera y posterior desborde. Cabe mencionar que este desvío del cauce es relativamente nuevo, ya que antes la carretera Panamericana pasaba por la calle Merino Jarpa, que cruzaba el cauce del río a través de un badén.



Figura 97. Esquema infográfico que explica el supuesto motivo de desborde al sur del aluvión de Chañaral, donde se menciona un puente por donde el flujo no podría haber pasado, lo que habría generado el colapso hacia el sur. Extraído de LUN.com, 2015.

Otro factor intensificador del efecto del aluvión en la ciudad de Chañaral fue la orientación de las calles y las construcciones en el sector céntrico o casco histórico de Chañaral, afectado por el desborde sur del flujo. Estas calles presentan por lo general una orientación norte-sur, con calles principales no muy anchas en algunos casos, y calles perpendiculares que formaban cuadradas de áreas no muy extensas. En este sentido, las calles actuaron como un cauce nuevo del río al verse imposibilitado pasar hacia el oeste, donde la estrechez de algunas aumentaron considerablemente la altura de inundación y depósito, como se pueden observar en los perfiles de la Figura 27 del Capítulo 3. Cabe mencionar que la disposición de la ciudad también se subordina a la geomorfología de las terrazas marinas, tomando las calles la orientación del límite entre terrazas. Se puede decir que en primer orden el flujo se desvía al sur debido a la configuración geomorfológica de las terrazas marinas y el bloqueo hacia el oeste que

sufrió el cauce, y la forma de las calles agravó más los efectos de este desborde (ver Figura 98).



Figura 98. Imagen satelital de Chañaral después del aluvión. Se encuentra mapeado los depósitos dejados por el aluvión (color pardo). La línea gris indica la carretera nueva construida antes del aluvión. La línea azul indica el cauce del río Salado luego de la construcción de la carretera. La flecha curva indica la zona donde el puente de la carretera colapso y el flujo avanzó hacia el mar y hacia el sur, desbordándose en la dirección que indica la flecha.

En resumen, se tienen dos tipos de factores intensificadores: naturales y antrópicos. El factor natural, que al final es uno de los más determinantes, es la presencia de al menos dos terrazas marinas, que modulan la depositación del flujo en el desborde sur. A este factor intensificador se le suma en bloqueo del cauce hacia el oeste en el puente de la carretera, y la orientación norte-sur de las calles que facilitó el encausamiento del flujo y aumentó las alturas de depositación e inundación en el desborde sur. La ausencia de algunas medidas de mitigación, como piscinas por ejemplo, también se considera como factor intensificador.

6.4 Alcances y sugerencias del trabajo

Este trabajo deja abiertas muchas aristas desde las cuales afrontar la problemática del aluvión de Chañaral del 2015. Queda hacer un trabajo de mayor profundidad de re-análisis, tanto para los eventos históricos estudiados acá, como para otros eventos no detectados o más antiguos, utilizando distintas herramientas para modelar lo ocurrido en el pasado. Esto permitiría conocer más sobre los mecanismos que generan precipitación en estas latitudes, y contextualizarlas en fenómenos climáticos de escala global como El Niño o La Niña. Esto se puede vincular también a los trabajos realizados por Vargas, Ortlieb y Ortega, entre otros, sobre la materia (Ortega *et al.*, 2012; Ortlieb, 1995; Vargas *et al.*, 2000, 2006).

Otra labor interesante, para conocer más sobre la dinámica del flujo que pasó por el río Salado, es la de realizar un modelamiento de este, para así encontrar más información sobre las condiciones hidrológicas de la hoya del río Salado y la fuerza que tomó el flujo en base a la geomorfología de esta.

También se pueden estudiar los depósitos de flujos de detritos, presentes a lo largo de los cauces de la cuenca y en la playa, y vincularlos a eventos del pasado y episodios El Niño, y posibles cambios climáticos de la zona durante los últimos miles de años, de manera similar a lo realizado por Ortega el 2014, para depósitos de Los Vilos y la Cuarta Región.

A partir de lo estudiado en este trabajo, se tienen una serie de sugerencias, tanto para la población de Chañaral y localidades cercanas del norte de Chile, como para las autoridades y quienes tomen decisiones importantes sobre estas zonas. Se debe trabajar en la construcción de medidas de mitigación efectivas para la cuenca del río Salado, y para cuencas similares que hayan sufrido en el pasado eventos aluviales de gran magnitud, considerando que es muy probable que la recurrencia e estos eventos extremos pueda aumentar. Piscinas decantadoras, barreras para el río en caso de crecidas, y sistemas de alerta temprana en el caso de lluvias en la cordillera o precordillera. También se deben definir en el plan regulador las zonas de riesgo en las ciudades de Chañaral, El Salado y Diego de Almagro, para impedir o desincentivar la construcción de viviendas en zonas por donde se pueda desbordar los flujos del río.

Por otro lado, debe existir una mayor información de la población sobre este tipo de eventos, informando acerca de su origen, cómo y por qué ocurren, y qué hacer en caso de que ocurran eventos así. Es la misma gente de la zona la que debe resguardar la seguridad propia y de sus vecinos, y no solamente ante catástrofes naturales como el aluvión (que de todas maneras posee factores intensificadores de origen antrópico), si no que de otras problemáticas que afectan día a día la población (no hay que olvidar que Chañaral es una de las ciudades más contaminadas de Chile, principalmente debido a los depósitos de relave dejados en la playa durante el siglo XX).

Finalmente, también es importante tomar conciencia de cómo el ENOS afecta a Chile. El país está al debe en medidas de respuesta a este tipo de episodios climáticos, que traen grandes consecuencias para el país y su gente, no sólo en forma de aluviones o lluvias en el norte, si no que también problemas asociados a sequías, incendios forestales, surgencia costera, cambios en el ecosistema, etc. El Niño y La Niña son capaces de generar grandes problemas en el país, casi tan comparable como los terremotos y los volcanes, pero se tiene la ventaja de que estos eventos pueden predecirse o anticiparse. Es deber de la academia y de las autoridades trabajar en pos de generar conciencia de cómo afecta estos fenómenos al país, sobre todo considerando las evidencias que indican un aumento en la recurrencia de eventos extremos de precipitación (El Niño) o de sequía (La Niña), entre otras consecuencias del ENOS.

7 CONCLUSIÓN

En este trabajo se estudió la geología y los registros históricos, tanto del aluvión del 24 de marzo de 2015 de Chañaral, como de eventos previos, deduciendo los factores geológicos, geomorfológicos, meteorológicos, climáticos y antrópicos que influyeron en su impacto en la ciudad. De manera más ordenada, se clasificaron estos factores como factores condicionantes, gatillantes e intensificadores del aluvión.

En primer lugar, el flujo correspondiente al aluvión es del tipo *mudflow* o flujo de barro: gran carga de sedimentos finos, alta energía y turbulencia, como se pudo observar en su granulometría y sedimentología. Este tipo de flujo fue resultado de la gran cantidad de agua precipitada, principalmente en la zona de la Pre-Cordillera, donde nace la cuenca del río Salado; la gran disponibilidad de material coluvial, aluvial y remoción de taludes rocosos, en conjunto de sedimentos finos; y finalmente la marcada pendiente de la cuenca al cambiar de unidad morfoestructural (de Pre-Cordillera a Depresión Central), donde este paso le otorga mayor energía al flujo descendiente.

Los factores condicionantes determinados para este aluvión, y probablemente para los aluviones históricos, son la combinación de la geomorfología de la cuenca, la disponibilidad de sedimentos y el clima de la zona. La hoya del río Salado es una cuenca extensa hacia la Pre-Cordillera y la Depresión Central, pero a medida que se desplaza río abajo, los afluentes confluyen cada vez más, desembocando toda la hoya en un solo cauce en la ciudad de Chañaral. Esto es importante, ya que se tiene una amplia superficie que recibe agua precipitada, gatillante del transporte de material que genera aluviones. En este sentido, el material transportado tiene dos importantes componentes, no exclusivas entre sí: los depósitos no consolidados, tanto del cauce como de unidades no o semi-consolidadas en la Depresión Central, y material erosionado de las unidades y formaciones rocosas por efecto de las fuertes lluvias en altura. El clima es determinante, ya que la aridez y la baja recurrencia de lluvias en la zona desestabilizó las laderas o taludes de las zonas con unidades rocosas en la Pre-Cordillera, aportando material adicional del que no se encuentra consolidado (y, en consecuencia, de más fácil remoción), además de preservar sedimentos en los cauces debido a la intermitencia del río.

El factor gatillante fue el evento de precipitaciones en la hoya. Sin embargo, se deben dar condiciones propicias para que estas sean de suficiente intensidad como para generar aluviones de gran magnitud en la hoya del río Salado. Las precipitaciones deben concentrarse mayoritariamente en una zona alta, como entre la Depresión Central y la Pre-Cordillera, lo que permite otorgarle una mayor energía al flujo. Por otro lado, la isoterma debe ser lo suficientemente alta como para permitir precipitaciones en esta altura, es decir, superar al menos los 4000 m.s.n.m., ya que la nieve no genera transporte de sedimentos. Finalmente, debe haber una cantidad de agua lo suficiente como para ser capaz de transportar una gran cantidad de material desde el origen del río hasta la desembocadura en Chañaral, en conjunto con lo transportado por los afluentes. Esto depende tanto del mecanismo de precipitación como del contexto climático global en el que se encuentre, como el ENOS en este caso. No hay ningún mecanismo en particular que sea óptimo para generar este tipo de aluviones, aunque pareciera que las Bajas Segregadas y el “Invierno Boliviano” suelen reunir las condiciones óptimas mencionadas anteriormente, estando en un contexto ENOS

propicio para tener la disponibilidad de agua. Para el caso de las Bajas Segregadas o mecanismos que se intensifican durante episodios El Niño, la TSM juega un rol muy importante a la hora de determinar la cantidad de agua, y mediante teleconexión, juntar las condiciones de precipitación en altura y temperaturas cálidas del aire en altura (isoterma cero alta). Para el caso del “Invierno Boliviano”, excepcionalmente se da en un contexto de transición La Niña/El Niño, ya que durante esta fase de la Oscilación del Sur, los efectos y duración de las precipitaciones en el altiplano durante el verano se ve intensificados. De acuerdo a la bibliografía consultada y los datos estudiados de los aluviones históricos, por lo general cuando se tiene tormentas asociadas a episodios El Niño, estas ocurren durante el invierno. Es por esto que llama mucho la atención la ocurrencia de este evento en el fin del verano, durante el inicio de un episodio El Niño extremo, con una anomalía de TSM muy alta, al menos en la zona Niño 3.4. Esta extraña ocurrencia de la precipitación puede obedecer precisamente a un evento extremo El Niño, de los cuales se han tenido antes en los años 1983 y 1997, y ahora finalizando, el 2015, los que pueden haber tenido su origen, al menos en la intensidad, en factores de cambio climático antrópico.

Por último, los factores intensificadores son una combinación de factores naturales que se amalgamaron con factores antrópicos. Por un lado, está la ausencia de medidas de mitigación, al menos cerca de la ciudad de Chañaral, que ante cualquier evento de este tipo va a recibir la mayor parte del flujo, en comparación con otras localidades de la hoya. Por otro lado, se tiene la presencia de terrazas marinas que modelan la geomorfología de la bahía de Chañaral, la cual genera un cambio de pendiente al llegar al centro de la ciudad, lo que se suma a la arquitectura urbana de la ciudad y la recanalización del río Salado al llegar a su desembocadura. La suma de estos factores explica tanto el desborde hacia el sur, como los socavones en la playa y el derribo de la carretera, que evidencian una gran fuerza del flujo al llegar a su zona terminal. Queda la interrogante de que si la salida del río hacia el mar hubiera estado despejada, y con suficiente espacio, tal como se fue encauzando en la entrada de Chañaral, habría causado los mismo efectos en la ciudad. Ya que existe una fuerte componente geomorfológica que permite que el flujo se pueda desbordar tanto al norte como al sur, es muy probable que los efectos no hubieran sido muy catastróficos. Una posible idea es encontrar imágenes de la desembocadura en el pasado, lo más cercano posible a los eventos históricos estudiados, para así determinar si una salida más expedita del río hacia la costa habría mitigado los efectos del aluvión en la ciudad o no.

A modo de conclusión general, el aluvión de Chañaral de 2015 es un evento que no tiene parangón con los eventos históricos más recientes, tanto por su magnitud como por su fuerza (de acuerdo a los grandes socavones dejados en la playa lo que eventos anteriores al parecer no siempre pudieron dejar). Como tal, es un evento que quedará en el registro geológico, y responde a una confluencia de factores condicionantes (geomorfología, sedimentos disponibles y clima), gatillantes (precipitaciones sobre la Pre-Cordillera, con una isoterma cero alta y una gran cantidad de agua, bajo un contexto anómalo y extremo de El Niño durante la transición entre verano y otoño) e intensificadores (las terrazas costeras como arquitectura básica sobre la cual se construyó la ciudad, la falta de medidas mitigantes río arriba, y el bloqueo y desvío de la desembocadura natural del río Salado en la bahía de Chañaral).

8 BIBLIOGRAFÍA

- ACEITUNO P. 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review* 116:505-523.
- ACEITUNO P. 1989. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part II: Upper-air circulation. *Journal of Climate* 2:341-355.
- BARRETT B., CAMPOS D., VICENCIO VELOSO J. y RONDANELLI R. 2016. Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile. En revisión.
- BETANCOURT J.L., LATORRE C., REICH J.A., QUADE J. y RYLANDER K.A. 2000. A 22,000 year record of monsoonal precipitation from Northern Chile's Atacama Desert. *Science* 289:1542-1546.
- BOZKURT D., RONDANELLI R., GARREAUD R. y ARRIAGADA A. 2016. Impact of warmer eastern tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama floods. En revision.
- BRAVARD J-P. y PEIRY J-L. 1999. The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. En: MARRIOTT S.B. y ALEXANDER J. (Eds.) *Floodplains: Interdisciplinary approaches*. London, Geological Society of London, Special Publications 163:259-268.
- CAI W. "et al". 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change* 4:111-116.
- CASTRUCCIO A. 2008. Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el Volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el Volcán Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geología. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 187p.
- CHRISTENSEN J.H., KRISHNA KUMAR K. "et al". 2013. Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. En: STOCKER T.F. "et al". *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge y Nueva York, Cambridge University Press. pp. 1217-1308.
- CLIMATE PREDICTION CENTER y INTERNATIONAL RESEARCH INSTITUTE FOR CLIMATE AND SOCIETY. 2016. El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Diagnostic Discussion [en línea]. Climate Prediction Center, National Centers for Environmental Prediction. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensodisc_jun2015/ensodisc.html> [consulta: junio 2015]
- COLLINSON J.D. 1996. Alluvial sediments. En: READING H.G. (Ed.) *Sedimentary Environments: Processes, facies and Stratigraphy*. 3ª ed. Oxford, Blackwell Publishing. pp. 37-82.
- CONTRERAS J.P., RAMÍREZ C., GARRIDO N. y NÚÑEZ G. 2015. Caracterización hídrica de los aluviones del 25 y 26 de marzo de 2015 en la cuenca del Río El Salado, Región de Atacama, Chile. En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno: AT3, SIM12 Los aluviones de Atacama: context, causas y efectos: 6 de octubre de 2015. Chile, La Serena, Casino Enjoy Coquimbo. Sociedad Geológica de Chile. pp. 4.
- CORNEJO P., MPODOZIS C. y TOMLINSON A.J. 1998. Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería. Esc. 1:100.000. Color.
- CORNEJO P., RIQUELME R. y MPODOZIS C. 1998. Mapa Geológico de la Hoja Salvador, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería. Esc. 1:100.000. Color. Versión preliminar.
- CORTÉS M. 2010. La muerte gris de Chañaral: El libro negro de la División Salvador de CODELCO Chile. Chañaral, Chile. Agrupación Ecológica Chadenatur. 146p.
- CURTIS S. y ADLER R. 2000. ENSO indices base don patterns of satellite derived precipitation. *Journal of Climatology* 13:2786-2793.

- DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA UNIVERSIDAD DE CHILE. 2015. Caracterización Meteorológica de la tormenta del 24 al 26 de Marzo de 2015 en Atacama y Antofagasta. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. pp. 23.
- FIGUEROA D. y MOFFAT C. 2000. On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the Chilean coast. *Geophysical Research Letters*, 27(23):3905-3908.
- FOLK R.L. 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6(2):73-93.
- FOLK R.L. y WARD W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(1):3-26.
- FUENZALIDA H., SÁNCHEZ R. y GARREAUD R. 2005. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research* 110. pp. 10.
- GARREAUD R. y RUTLLANT J. 1996. Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el período 1991-1993. *Atmósfera* 9:251-271.
- GARREAUD R., VUILLE M, y CLEMENT A.C. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194 (1-3):5-22.
- GARRIDO N. "et al". 2015. Definición de áreas de evacuación, acopio y reconstrucción post aluviones 03/2015 en las comunas de Chañaral, Salado y Diego de Almagro, III Región, Chile. En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno: AT3, SIM12 Los aluviones de Atacama: context, causas y efectos: 6 de octubre de 2015. Chile, La Serena, Casino Enjoy Coquimbo. Sociedad Geológica de Chile. pp. 4.
- GERENCIA DE Sustentabilidad, Seguridad y Salud Ocupacional. 2015. Informe Evento Meteorológico 24-25-26 Marzo 2015. División Salvador, CODELCO, Chile. 30p.
- GODOY E. y LARA L. 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°5-6. Esc. 1:100.000. Color.
- GODOY E. y LARA L. 1999. Hoja Puerto Flamenco, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°15. Esc. 1:100.000. Color.
- GODOY E. y LARA L. 2005. Hoja El Salvador Occidental, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°90. Esc. 1:250.000. Color.
- GONZÁLEZ F., GRIJALBA V., VARGAS G. y GONZÁLEZ J. 2015. Mapeo de la inundación y depósitos de Chañaral de marzo de 2015. En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno: AT3, SIM12 Los aluviones de Atacama: context, causas y efectos: 6 de octubre de 2015. Chile, La Serena, Casino Enjoy Coquimbo. Sociedad Geológica de Chile. pp. 4.
- GRIJALBA V., GONZÁLEZ F., VARGAS G. y GONZÁLEZ G. 2015. Granulometría y facies de los sedimentos del aluvión de Chañaral de marzo de 2015. En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno: AT3, SIM12 Los aluviones de Atacama: context, causas y efectos: 6 de octubre de 2015. Chile, La Serena, Casino Enjoy Coquimbo. Sociedad Geológica de Chile. pp. 4.
- JORDAN T. "et al". 2015. Hydrological and geomorphological consequences of the extreme precipitation event of 24-26 March 2015, Chile. En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno: AT3, SIM12 Los aluviones de Atacama: context, causas y efectos: 6 de octubre de 2015. Chile, La Serena, Casino Enjoy Coquimbo. Sociedad Geológica de Chile. pp. 4.
- JULIÁ C., MONTECINOS S. y MALDONADO A. 2008. Características Climáticas de la Región de Atacama. En: SAQUEO F.A., ARANCIO G. y GUTIERREZ J.R. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación. 3ª ed. La Serena, Chile, Ediciones Universidad de la Serena. pp. 25-42.

- KALNAY E. "et al". 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77:437-471.
- KEEFER D.K., MOSELEY M.E. y DEFRANCE S.D. 2003. A 38000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194:41-77.
- KNMI CLIMATE explorer [en línea] <<https://climexp.knmi.nl/>> [consulta: marzo – abril 2016]
- LARA L. y GODOY E. 1998. Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°4. Esc. 1:100.000. Color.
- LIEBMANN B. y SMITH C. 1996. Description of a complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77:1275-1277.
- MARSHALL D. 1996. TernPlot: An Excel spreadsheet for plotting ternary diagrams [para descargar]. *Computers and Geosciences* 22(6):697-699. <http://d32ogooqmya1dw8.cloudfront.net/files/NAGTWorkshops/petrology/ternplot--an_excel_plotting_pr.xls>.
- MATTHEWS S., CORNEJO P. y RIQUELME R. 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta geológica de Chile Serie Geología Básica N°102. Esc. 1:100.000.
- METEOROLOGÍA CHILE. 1902-1942. Anuario Meteorológico [1900-1940]. Oficina Meteorológica de Chile.
- MONROY O., SERAZZI G., HERRERA A. y SERAZZI P. 2000. Chañaral: Una historia en el desierto, 1833-2000. Copiapó, Imprenta de la Universidad de Atacama. 243p.
- MYCIELSKA-DOWGIALLO E. y LUDWIKOWSKA-KEDZIA M. 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geólogos* 17(4):189-203.
- NALPAS T., DABARD M-P., RUFFET G., VERNON A., MPODOZIS C., LOI A. y HÉRAIL G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459:161-173.
- NASA EARTH Observatory. 2015. El Niño conditions are growing stronger [en línea]. NASA Earth Observatory, Estados Unidos. <<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=86341>> [consulta: agosto 2015].
- NICHOLS G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy* 2ª ed. Oxford, Wiley-Blackwell. 432p.
- NIEMEYER H. 1980. Hoyas hidrográficas de Chile: Tercera Región. Chile, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas. 41p.
- NOAA/ESRL PHYSICAL SCIENCES DIVISION, Boulder Colorado. 2005. Daily Mean Composites [en línea]. <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>> [consultas: diciembre 2015 a marzo 2016].
- NOVOA J., TRACOL Y. y LÓPEZ D. 2008. Paisajes Eco-Geográficos de la Región de Atacama. En: SAQUEO F.A., ARANCIO G. y GUTIERREZ J.R. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación. 3ª ed. La Serena, Chile, Ediciones Universidad de la Serena. pp. 13-24.
- ORTEGA C. 2014. Variabilidad climática en la costa semiárida de Chile (30°-32°S) durante los últimos 13.000 años. Tesis para optar al grado de Doctora en Ciencias, mención Geología. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 182p.
- ORTEGA C., VARGAS G., RUTLLANT J., JACKSON D. y MÉNDEZ C. 2012. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research* 78:513-527.

- ORTLIEB, L. 1995. Eventos El Niño y episodios lluviosos en el desierto de Atacama: el registro de los últimos dos siglos. *Bulletin de L'institut Français d'études Andines* 24(3):519-537.
- PASSEGA R. 1964. Grain size representation by CM Patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34(4):830-847.
- PE G.G. y PIPER D.J.W. 1975. Textural recognition of mudflow deposits. *Sedimentary Geology* 13:303-306.
- PETTIJOHN F.J. y POTTER P.E. 1964. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Berlin, Springer-Verlag. 382p.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. y SIEVER R. 1973. Sand and Sandstone. Berlin, Springer-Verlag. 631p.
- PHILIPPI R.A. 1860. Viaje al Desierto de Atacama hecho de orden del Gobierno de Chile en el verano 1853-1854. Chile. 270p.
- QUINN W. 1993. The large-scale ENSO event, the El Niño and other important regional features. *Bulletin de L'institut français d'études Andines* 22(1):13-34.
- RIQUELME R., MARTINOD J., HÉRAIL G., DARROZES J. y CHARRIER R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361:255-275.
- ROMERO H., SMITH P., MENDONGA M. y MÉNDEZ M. 2013. Macro y mesoclimas del altiplano andino y desierto de Atacama: desafíos y estrategias de adaptación social ante su variabilidad. *Revista de geografía Norte Grande* 55:19-41.
- RUTLLANT J. y FUENZALIDA H. 1991. Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 11:63-76.
- TOMLINSONS A.J., CORNEJO P. y MPODOZIS C. 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama. Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N°14. Esc. 1:100.000. Color.
- VARGAS G., ORTLIEB L., RONDANELLI R., ORTEGA C., GRIJALBA V., GONZÁLEZ F. y GONZÁLEZ J. 2015. Impactos de El Niño Godzila en perspectiva histórica y geológica (presentación). En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno: AT3, SIM12 Los aluviones de Atacama: context, causas y efectos: 6 de octubre de 2015. Chile, La Serena, Casino Enjoy Coquimbo. Sociedad Geológica de Chile.
- VARGAS G., ORTLIEB L. y RUTLLANT J. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile* 27(2):155-174.
- VARGAS G., RUTLLANT J. y ORTLIEB L. 2006. ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°-24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249:467-483.
- VICUÑA MACKENNA, B. 1877[1970]. El Clima de Chile. Buenos Aires, Editorial Francisco de Aguirre. 399p.
- VISHER G. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39(3):1074-1106.

ANEXO A. Datos de muestras

Tabla 17. Todos los datos pertinentes a las muestras tomadas en terreno. Las coordenadas se encuentran en UTM y el peso está medido en gramos. En las facies, cada letra corresponde a una de las facies definidas en el capítulo 3, donde (i) significa parte inferior del depósito y (s) parte superior, y Col. corresponde a depósito de la columna elaborada del socavón de la playa. En la composición, los valores de la izquierda corresponden a los sedimentos mayores a 2 mm y los de la derecha, a los menores a 2 mm.

Muestra	Ubicación		Peso	Facies	Granulometría					Composición					
	E	N			Promedio	Mediana	Selección	Asimetría	Curtosis	Cuarzo	Feldespatos	Líticos			Met.
											Int.	Ext.	Sed.		
CH1501	337879	7084872	413,2	E (i)	2,906	2,042	2,283	0,618	1,753	30/10	25/15	15/0	0/75	30/0	0/0
CH1502	337879	7084872	435,4	E (s)	3,654	2,724	2,696	0,504	0,871	-	-	-	-	-	-
CH1503	338019	7084982	420	Col.	2,139	1,985	0,464	0,400	0,949	-	-	-	-	-	-
CH1504	338019	7084982	535	Col.	1,895	1,810	1,177	0,284	1,436	-	-	-	-	-	-
CH1505	338019	7084982	455,2	Col.	2,074	2,041	0,904	0,248	1,514	-	-	-	-	-	-
CH1506	338019	7084982	460	Col.	5,547	5,318	2,144	0,191	0,839	-	-	-	-	-	-
CH1507	338019	7084982	750,5	Col.	4,870	4,833	2,625	0,075	0,709	-	-	-	-	-	-
CH1508	338019	7084982	511,4	Col.	3,176	2,356	2,041	0,634	1,881	-/6	-/85	-/0	-/6	-/3	-/0
CH1509	338019	7084982	455,1	Col.	4,485	3,970	1,909	0,435	1,147	-	-	-	-	-	-
CH1510	338019	7084982	494,9	Col.	6,265	6,204	1,787	0,081	1,055	-	-	-	-	-	-
CH1511	338019	7084982	369,1	Col.	6,369	6,176	1,762	0,195	0,939	60/0	10/0	15/5	0/50	15/45	0/0
CH1513	338019	7084982	842,5	Col.	1,803	1,387	2,242	0,421	1,628	40/20	25/30	10/0	5/40	15/5	5/5
CH1514	338403	7085359	1106,9	B (i)	-0,224	-1,854	3,688	0,873	1,061	10/46	15/8	0/0	70/45	0/1	5/0
CH1515	338403	7085359	2333,4	B (s)	-3,859	-4,527	3,130	0,543	1,429	-	-	-	-	-	-
CH1516	338393	7085332	1362,3	D (i)	-0,976	-2,126	2,946	0,659	1,185	35/40	20/15	5/5	10/20	30/15	5/5
CH1517	338393	7085332	1201,2	D (s)	2,952	1,732	2,849	0,608	0,898	35/25	25/30	15/5	10/25	10/10	5/5
CH1518	338407	7085533	1517,4	B (i)	-1,003	-1,447	2,845	0,383	1,435	20	20	15	10	30	10
CH1519	338407	7085533	1599,4	B (s)	-3,246	-4,149	3,082	0,614	1,387	20/19	30/25	15/0	5/45	25/1	5/10
CH1521	338266	7085521	1867,3	C	-1,545	-1,520	3,293	0,149	1,111	10/25	20/25	0/0	64/40	1/1	5/9
CH1522	342357	7085979	965,7	Ext.	5,651	5,505	2,587	0,064	0,892	50	10	20	5	10	5
CH1523	338157	7085008	3068,2	B.1	-1,149	-2,302	2,800	0,698	2,198	10/15	15/20	0/0	65/50	5/10	5/5
CH1524	338173	7085064	2250,3	B (s)	-2,245	-2,228	0,896	-0,083	0,826	20	30	15	10	20	5
CH1525	338173	7085064	2632,4	B (i)	1,535	1,022	2,224	0,477	1,664	30	20	20	10	15	5
CH1526	338263	7085154	3442,2	D (s)	-0,287	-0,359	2,672	0,199	1,689	35	20	5	15	20	5
CH1527	338263	7085154	2664,6	D (i)	-2,897	-3,561	3,042	0,485	1,414	20/35	25/15	25/5	5/15	20/20	5/10
CH1528	338331	7085235	2596,1	B (i)	-0,192	-1,289	3,262	0,542	1,194	-	-	-	-	-	-
CH1529	338331	7085235	3331,3	B (s)	-1,581	-2,914	3,613	0,570	1,087	20	25	15	10	25	5
CH1530	338255	7085342	3258	B (s)	0,555	-0,197	2,963	0,416	1,167	30	25	15	5	20	5
CH1531	338255	7085342	2628,8	B (i)	-0,423	-1,753	3,143	0,640	0,986	15	25	20	10	25	5
CH1532	339233	7085846	2477,2	A	-0,426	-1,502	3,035	0,611	1,086	20	30	25	10	10	5
CH1533	338800	7085682	2250,5	A	2,203	1,716	3,310	0,259	1,120	25	25	15	10	20	5
CH1534	338105	7086136	2501,1	C	-1,290	-2,223	3,444	0,428	1,023	15/15	20/40	0/0	50/25	0/0	15/20

ANEXO B. Datos de inundación y depósito

Tabla 18. Datos de alturas de inundación y depósito. La altitud se mide en metros sobre el nivel del mar, y las alturas de inundación y depósito se encuentran en metros.

E	Ubicación		Alturas		Límite inundación	Muestra	Comentario
	N	Altitud	Inundación	Depósito			
338742	7085735	-	-	-	Sí	-	En calle que paso por debajo del paso nivel (lim. Inund.)
338800	7085682	-	-	-	-	CH1533	Se toma muestra de depósito en barras de contención
338382	7085583	-	3,25	2,5	-	-	Se vuelven a tomar medidas en la COPEC
338429	7085683	-	1,95	1,4	-	-	
338476	7085694	-	-	-	Sí	-	Restaurant Nicolás
338105	7086136	-	-	0,42	-	CH1534	Depósito sobre el nivel del relave en el socavón norte.
337962	7084893	6	-	1,25	-	-	
338034	7084893	8	2,7	1,2	-	-	
338410	7084898	10	-	3	-	-	
338312	7085519	10	2,83	1,7	-	-	
338312	7085096	-	-	-	Sí	-	
338344	7085096	10	3	2,1	-	-	
338390	7085176	11	3,2	2,3	-	-	
337906	7085326	14	1,1	0,6	-	-	
337889	7084809	11	1,3	0,69	-	-	
337801	7084859	10	0,2	0,1	-	-	
337879	7084832	10	1,2	-	-	-	
338019	7084872	5	-	0,62	-	-	
338221	7084982	10	2	1	-	-	
338403	7085359	11	3,1	2,2	-	CH1514/15	
338407	7085533	10	-	3	-	CH1518/19	
338475	7085699	14	0,2	0,1	-	-	
338375	7085664	10	3,4	1,4	-	-	
338266	7085521	8	2,3	1,8	-	CH1521	
338407	7085589	10	3,7	2,6	-	-	
337928	7084898	9	-	1,1	-	-	
338083	7084898	9	2,7	1,16	-	-	
338157	7085008	9	2,43	1,2	-	CH1523	
338173	7085064	7	2,42	1,2	-	CH1524/25	
338234	7085101	7	2	1	-	-	
338263	7085154	7	2,3	1,4	-	CH1526/27	
338266	7085261	8	2,16	1,9	-	-	
338343	7085260	10	2,63	2,2	-	-	
338438	7085235	15	2,7	2	-	-	
338331	7085235	9	3,5	2,05	-	CH1528/29	
338229	7084983	11	2	1	-	-	
338228	7085010	10	2,1	1,5	-	-	
338255	7085342	8	-	1,32	-	CH1530/31	
338276	7085370	9	1,55	1,15	-	-	
338355	7085448	9	2,3	1,3	-	-	

338416	7085496	10	4,2	3,2	
338438	7085451	11	3,5	2,5	
338458	7085463	12	3,4	2,7	
338482	7085530	11	3,35	2,95	
338594	7085558	13	3,7	2,5	
338594	7085474	-	-	-	Sí
338888	7085605	17	2,4	1,2	
339140	7085681	22	2,1	1,05	
339197	7085783	21	3	0,65	
339208	7085809	21	2	0,95	
339233	7085837	21	2,2	1,6	
338226	7085597	8	2,1	1,05	
338232	7084975	-	-	-	Sí
338687	7085549	-	-	-	Sí
339621	7085973	-	-	-	Sí
338417	7085231	-	-	-	Sí
338236	7084969	-	-	-	Sí
338497	7085439	-	-	-	Sí
338795	7085562	-	-	-	Sí
339203	7085846	-	-	-	Sí

ANEXO C. Curvas absolutas y acumulativas de todas las muestras

En el presente anexo se presentarán las curvas granulométricas de todas las muestras por separado, tanto las absolutas como las acumulativas.



Figura 99. Curvas granulométricas absolutas de las muestras CH1501 a CH1510. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso y horizontal a tamaño de grano en escala phi.

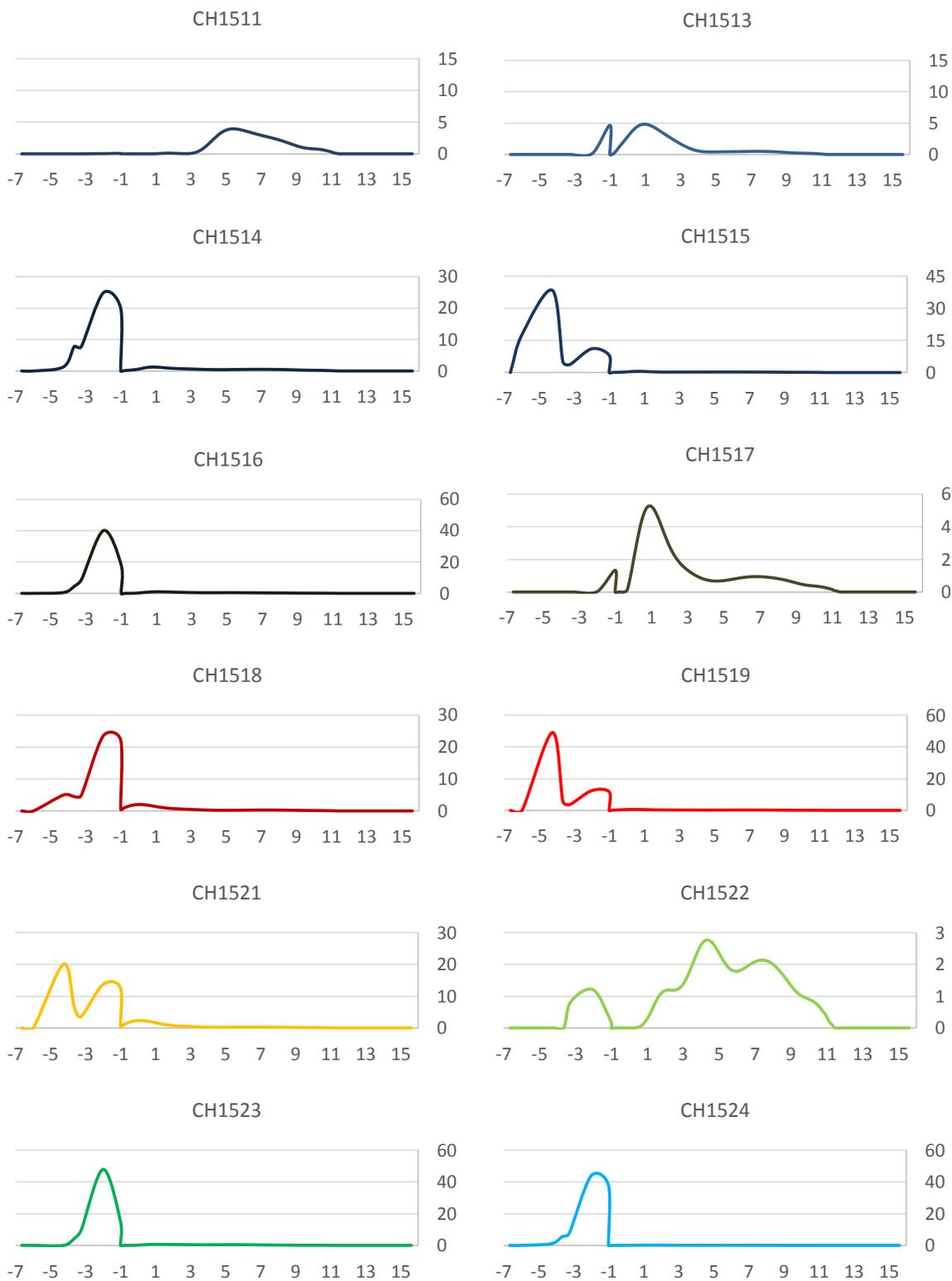


Figura 100. Curvas granulométricas absolutas de las muestras CH1511 a CH1524. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso y horizontal a tamaño de grano en escala phi.

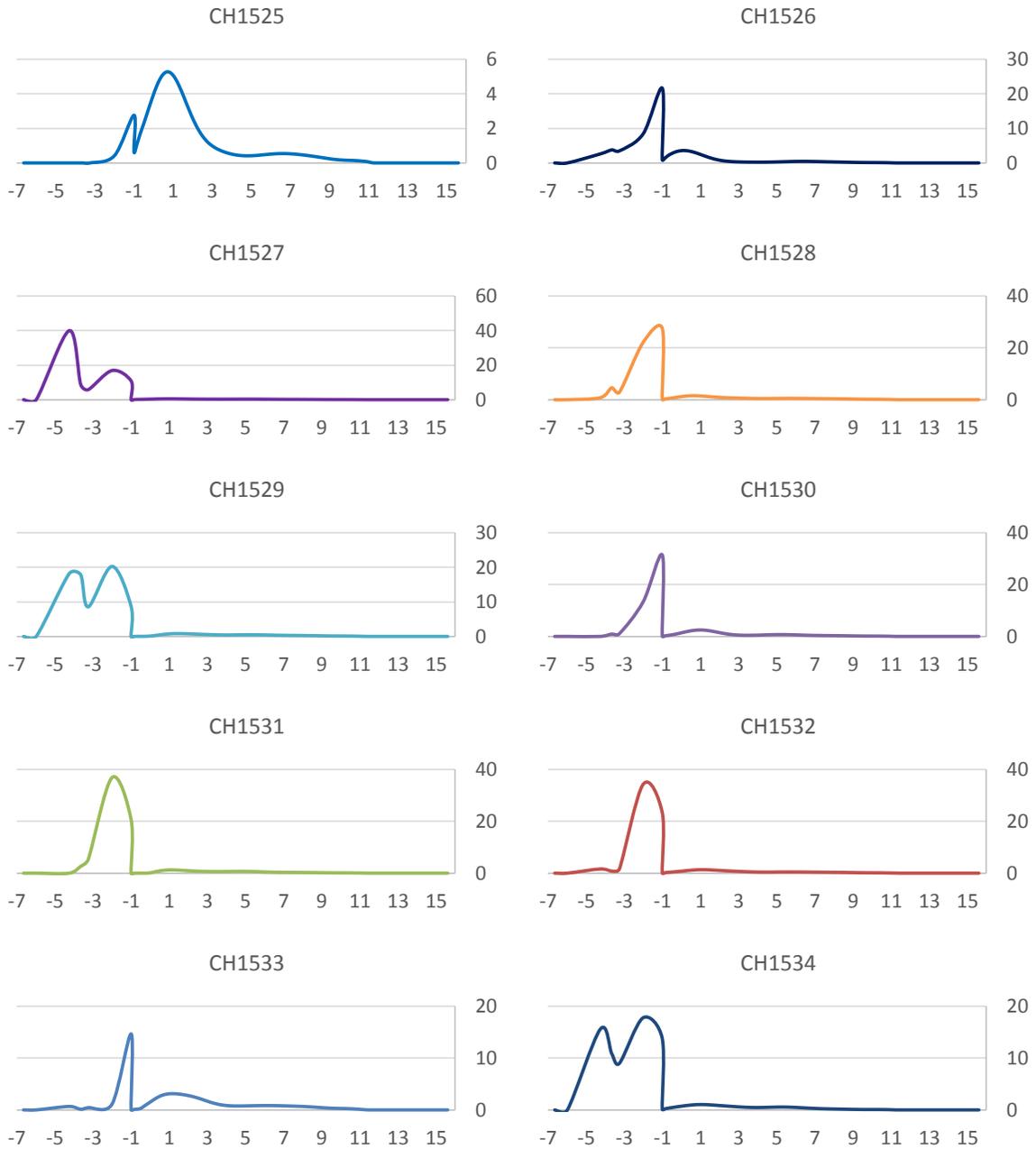


Figura 101. Curvas granulométricas absolutas de las muestras CH1525 a CH1534. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso y horizontal a tamaño de grano en escala phi.

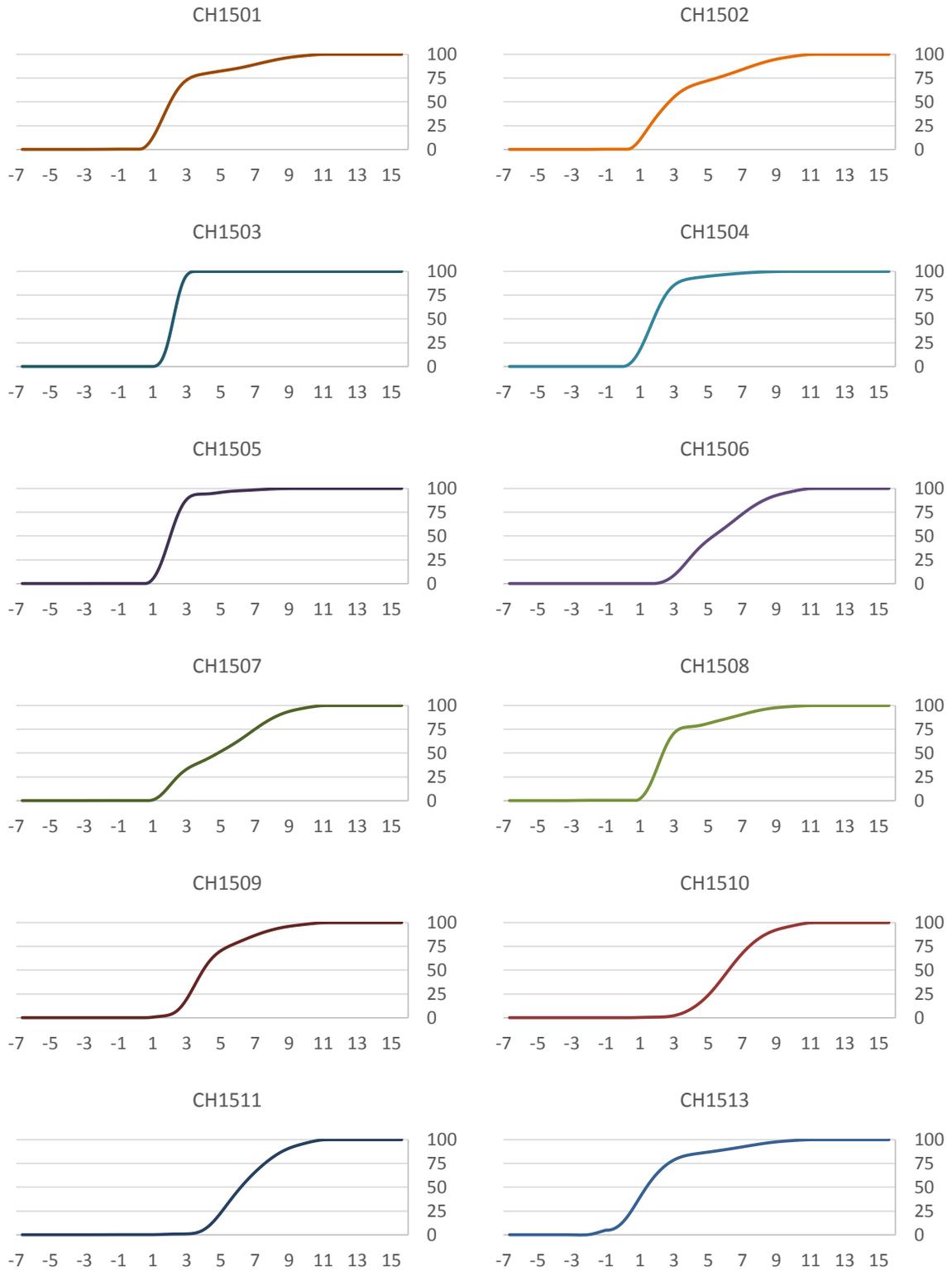


Figura 102. Curvas granulométricas acumulativas de las muestras CH1501 a CH1513. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso (acumulativo) y horizontal a tamaño de grano en escala phi.

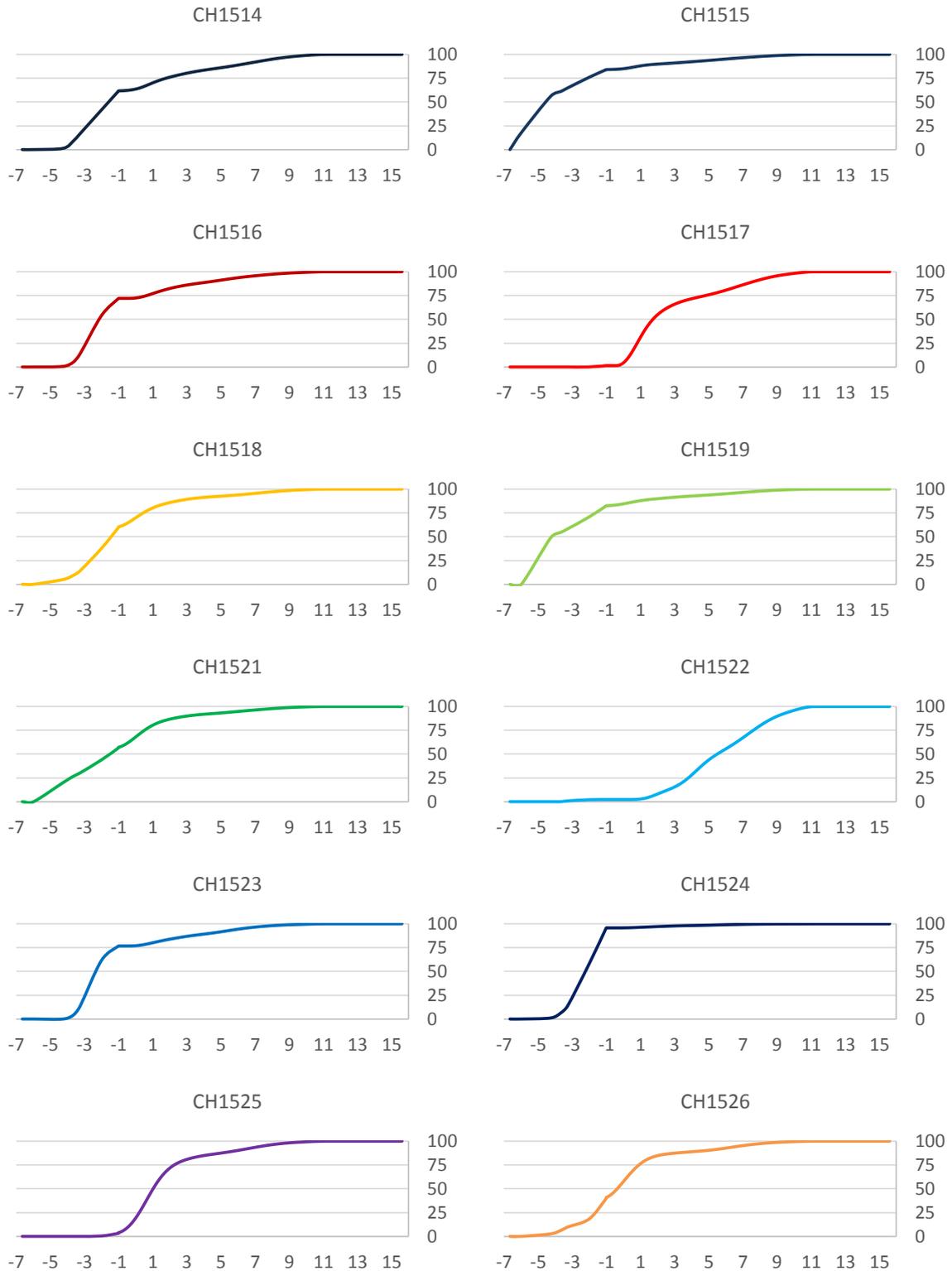


Figura 103. Curvas granulométricas acumulativas de las muestras CH1514 a CH1526. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso (acumulativo) y horizontal a tamaño de grano en escala phi.

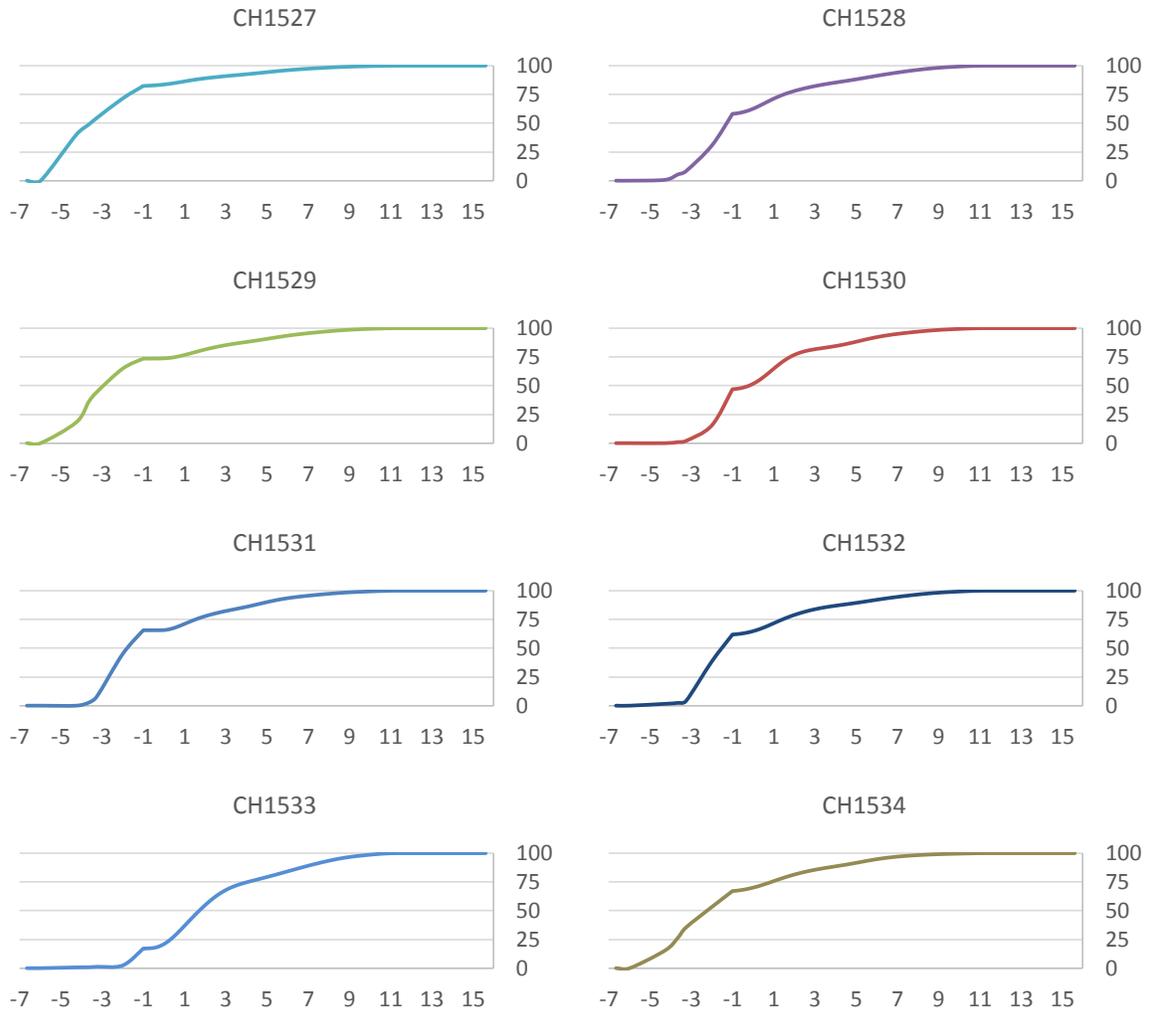


Figura 104. Curvas granulométricas acumulativas de las muestras CH1527 a CH1534. Eje vertical corresponde a porcentaje en peso (acumulativo) y horizontal a tamaño de grano en escala phi.

ANEXO D. Figuras de re-análisis

A continuación se presentan las figuras de re-análisis del aluvión de Chañaral del 25 de marzo del 2015. Se presentarán las figuras de anomalía de geopotencial, viento zonal y OLR para alturas de 500 y 1000 mb, para los días 24, 25 y 26 de marzo.

D.1 Aluvión de Chañaral de 2015

D.1.1 Geopotencial

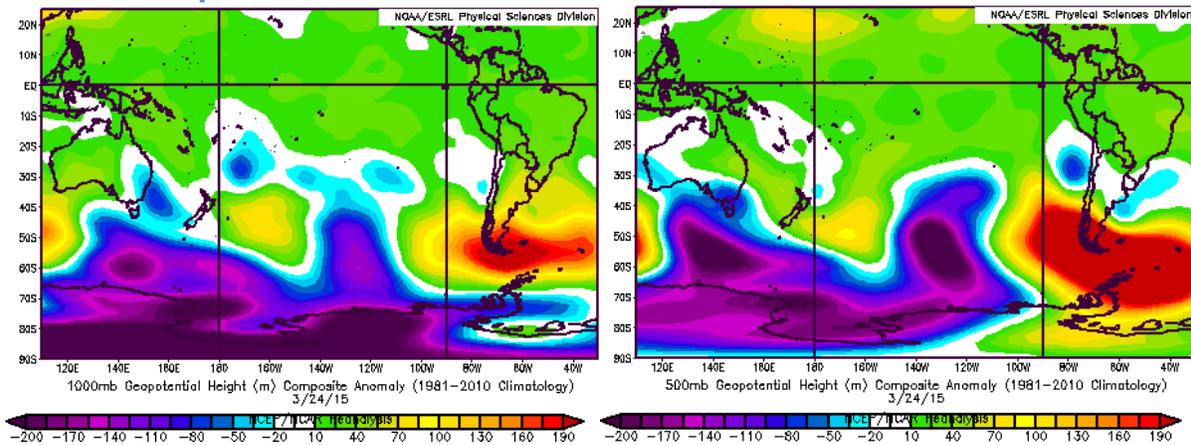


Figura 105. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 24 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

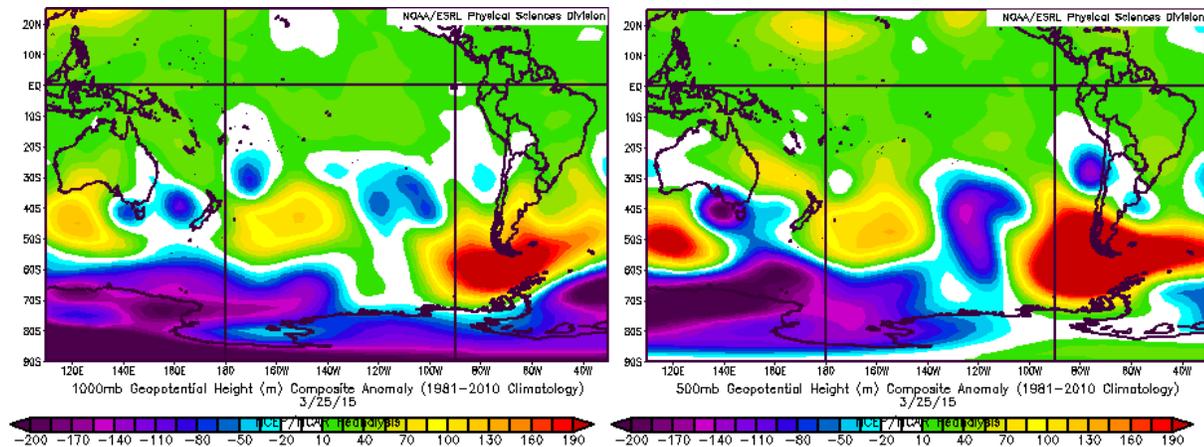


Figura 106. Anomalía de altura geopotencial (presión) medida en m para el 25 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

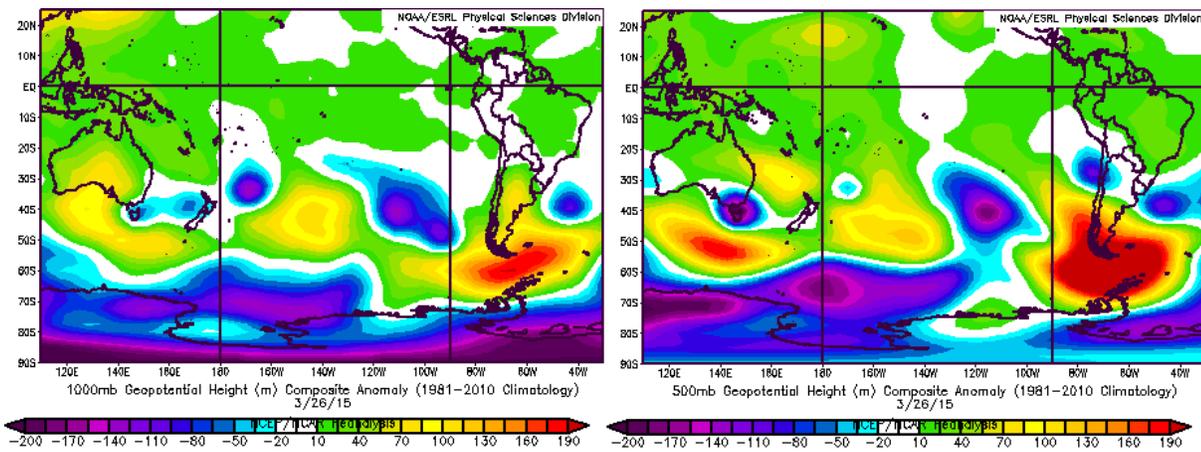


Figura 107. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 26 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.1.2 Viento zonal

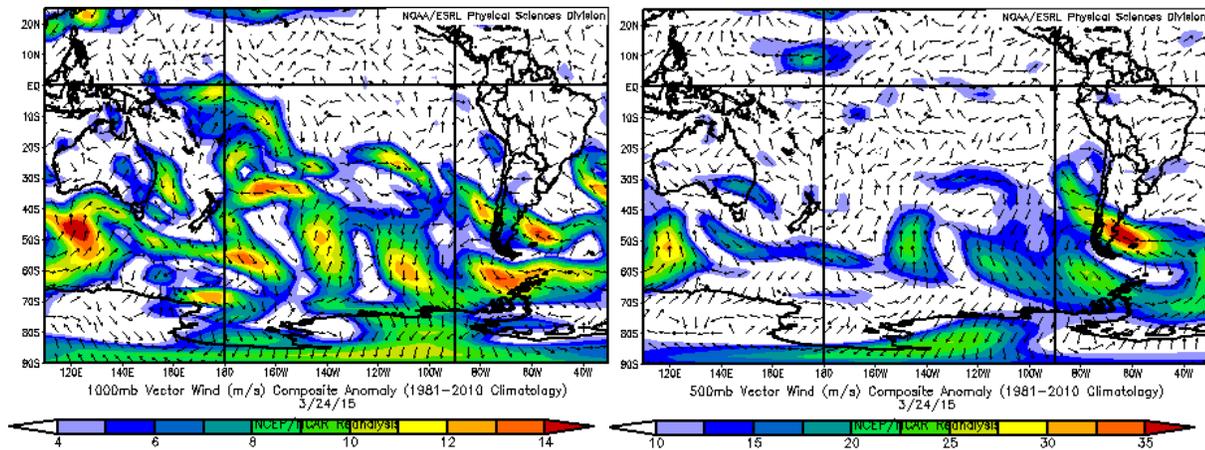


Figura 108. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 24 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

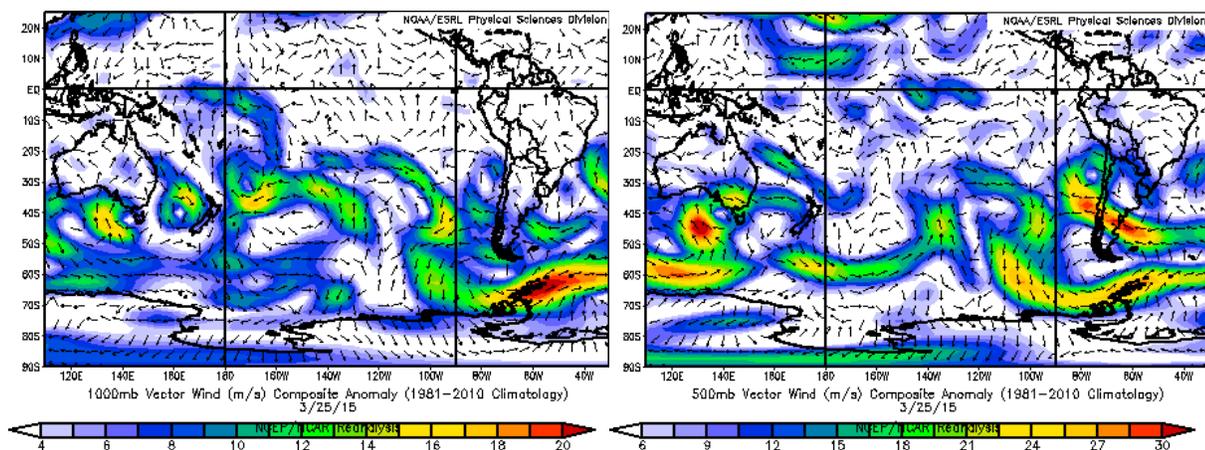


Figura 109. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 25 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

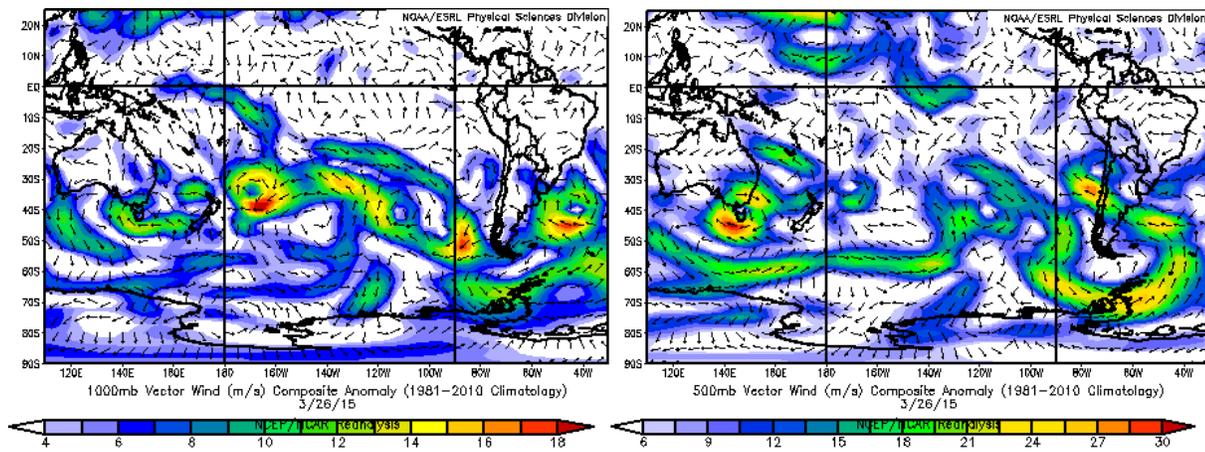


Figura 110. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 26 de marzo de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.1.3 OLR (no interpolado)

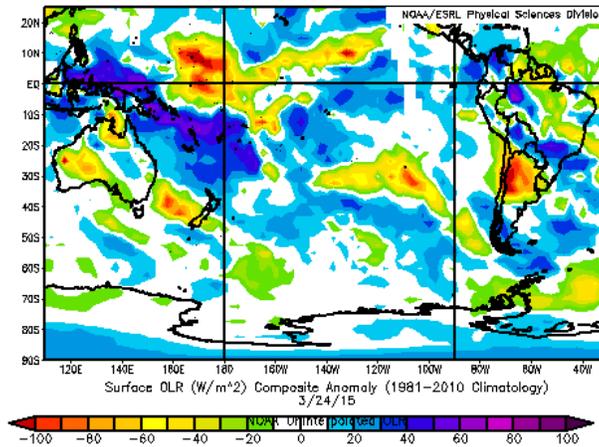


Figura 111. Anomalia de OLR (no interpolado), medido en W/m², para el 24 de marzo de 2015.

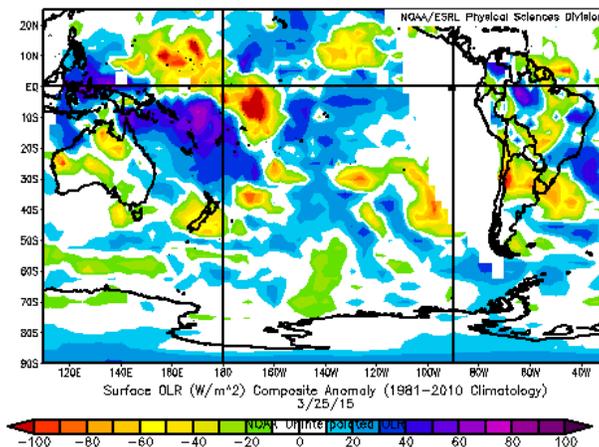


Figura 112. Anomalia de OLR (no interpolado), medido en W/m², para el 25 de marzo de 2015.

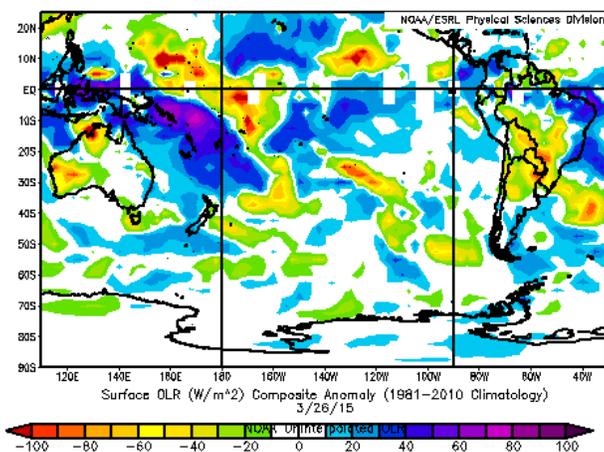


Figura 113. Anomalia de OLR (no interpolado), medido en W/m², para el 26 de marzo de 2015.

D.2 Aluvión de 1972

D.2.1 Geopotencial

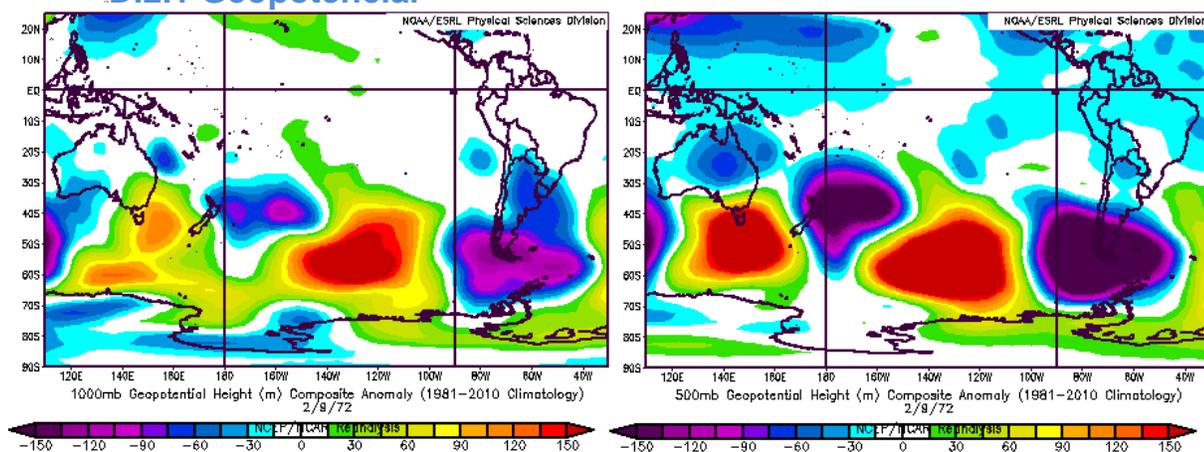


Figura 114. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 9 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

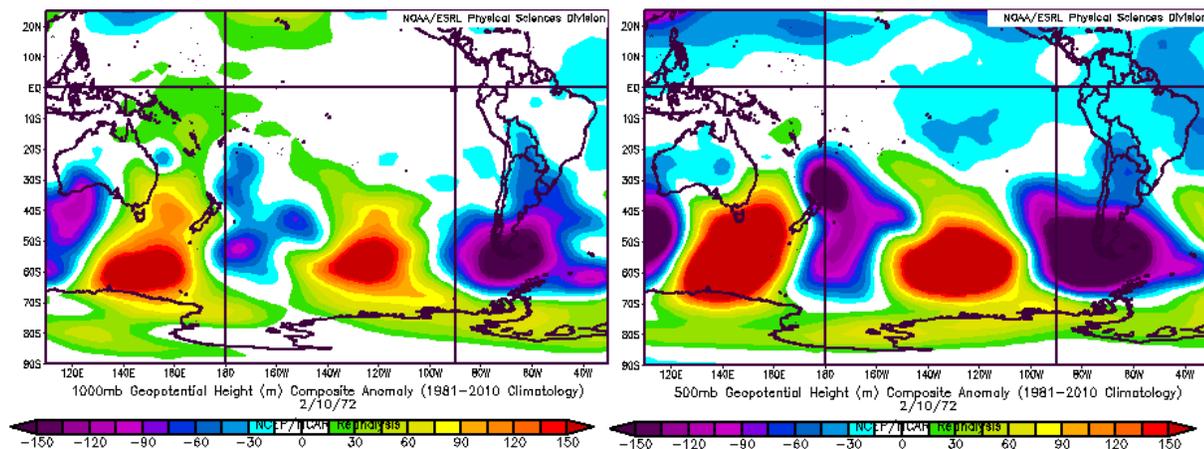


Figura 115. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 10 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

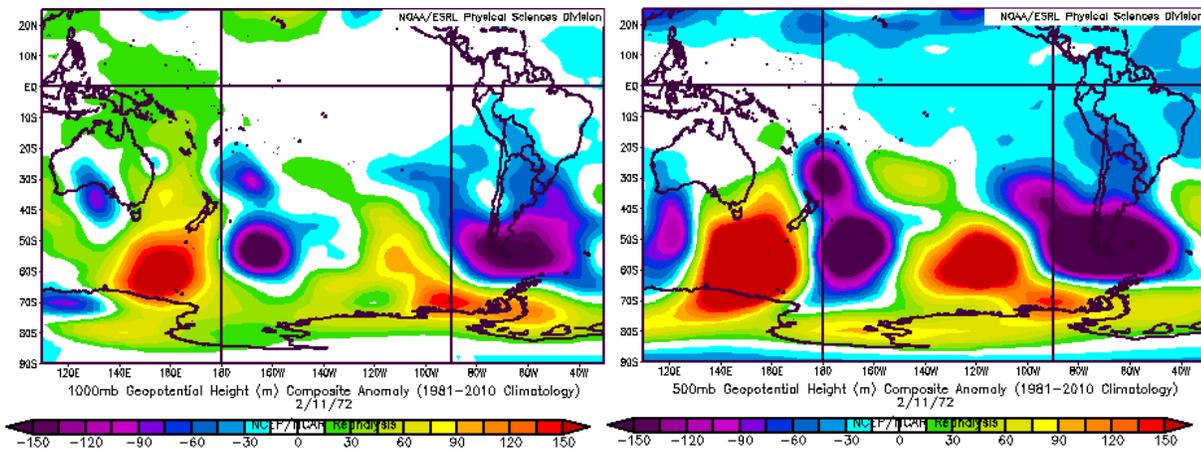


Figura 116. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 11 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.2.2 Viento zonal

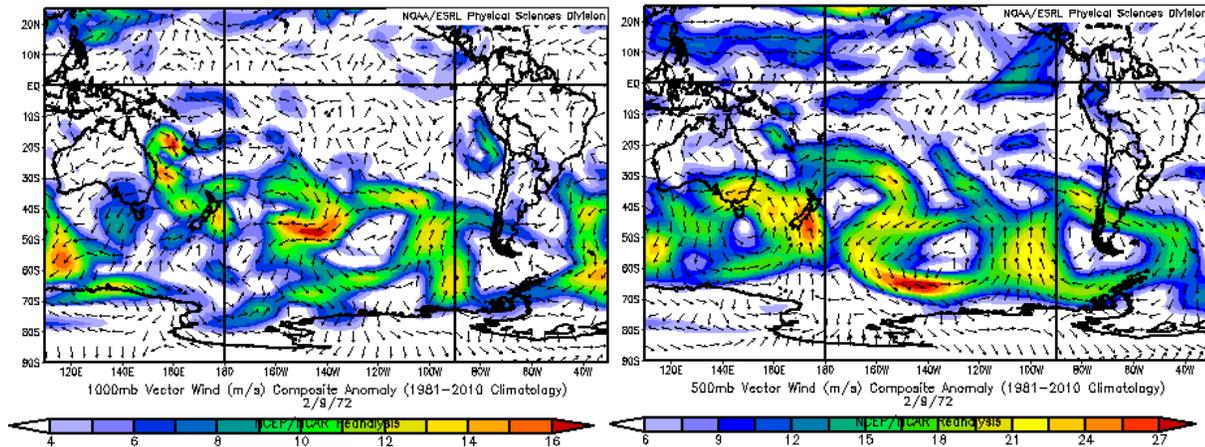


Figura 117. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 9 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

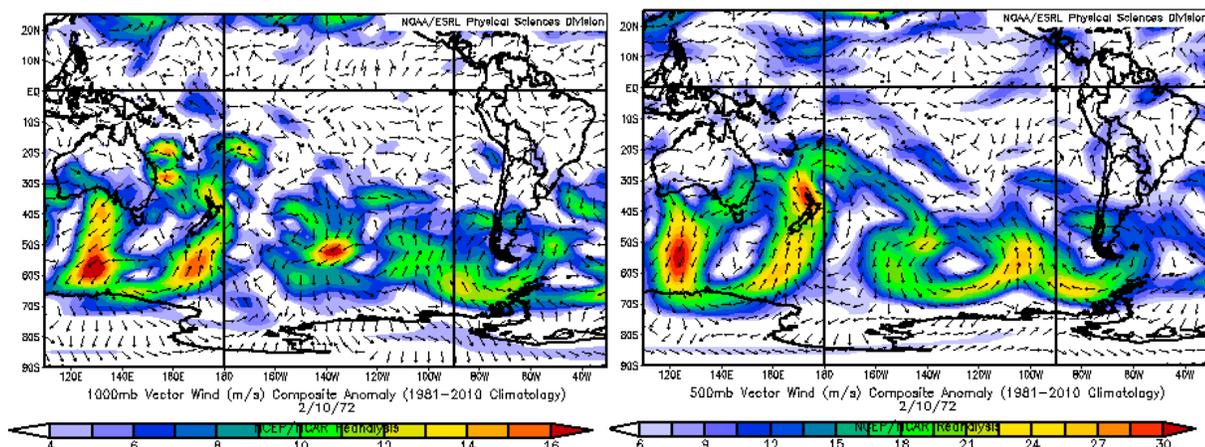


Figura 118. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 10 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

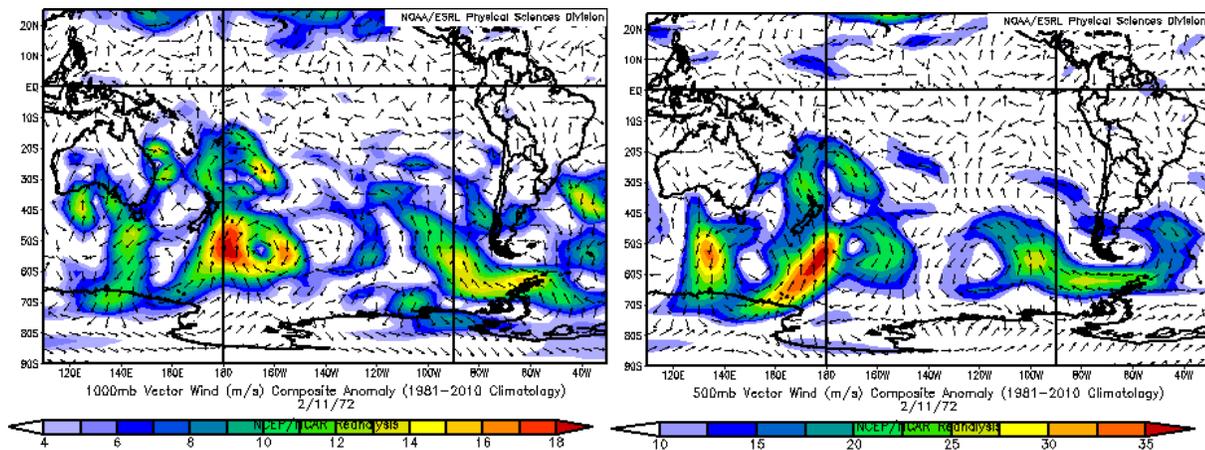


Figura 119. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 11 de febrero de 1972. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.3 Inundación de 1983

D.3.1 Geopotencial

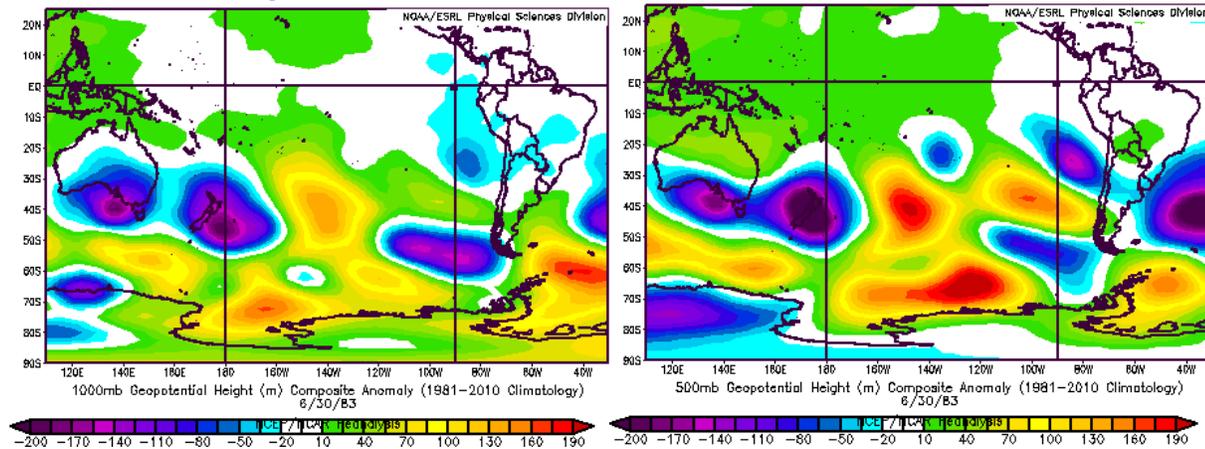


Figura 120. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 30 de junio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

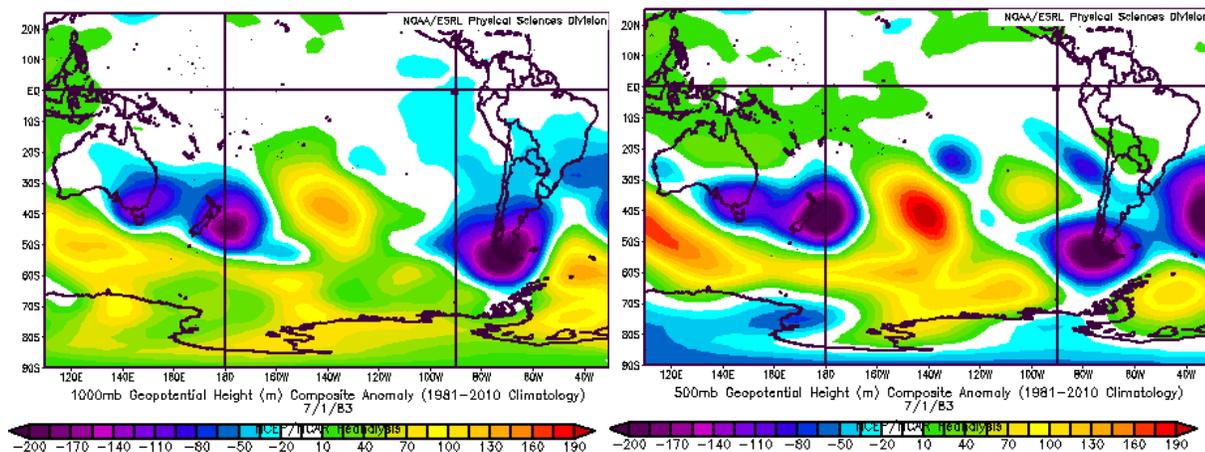


Figura 121. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 1 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

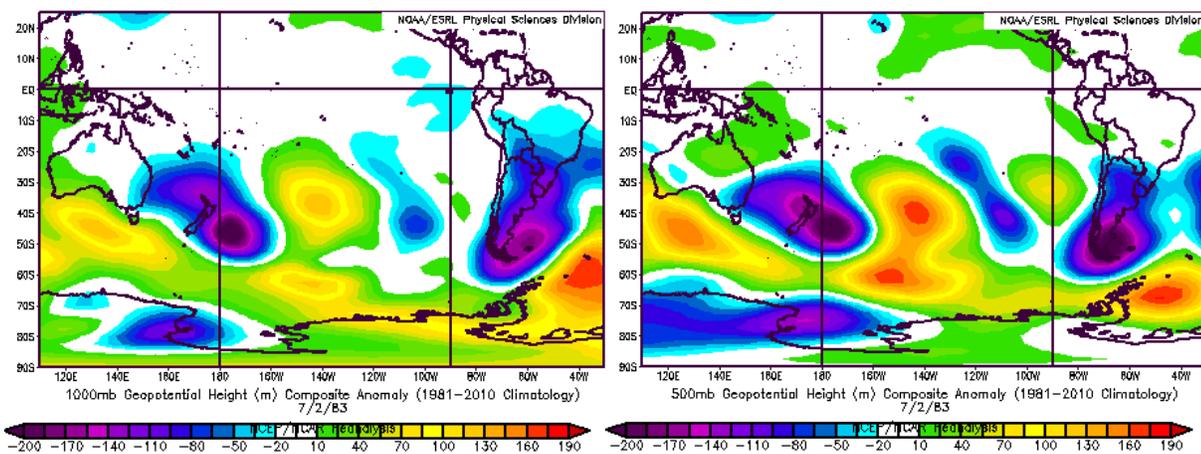


Figura 122. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 2 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.3.2 Viento zonal

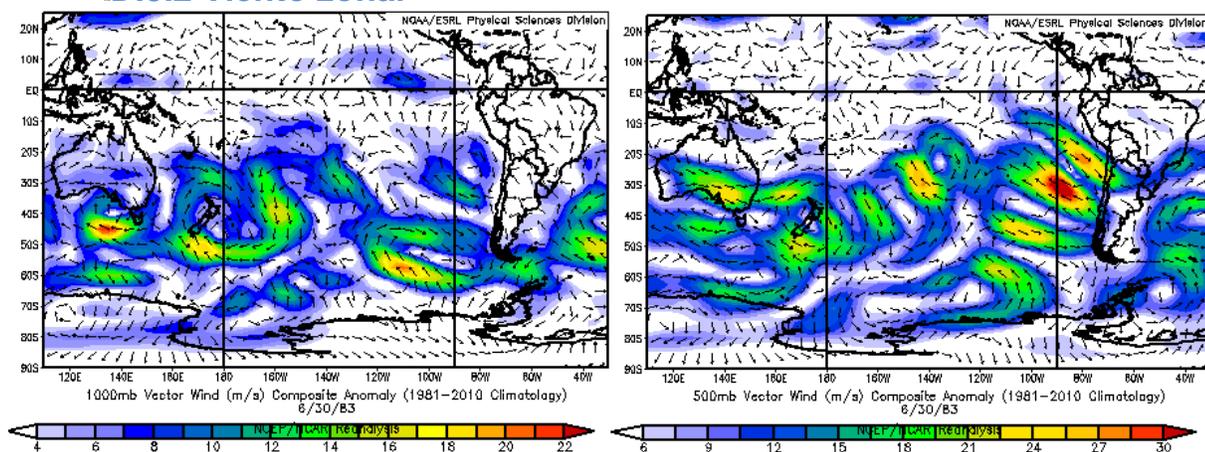


Figura 123. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 30 de junio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

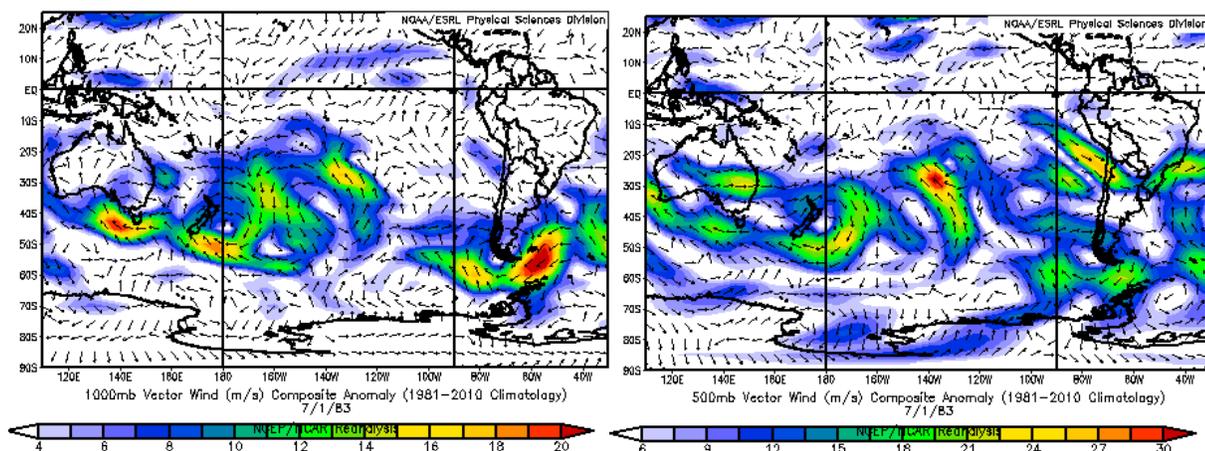


Figura 124. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 1 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

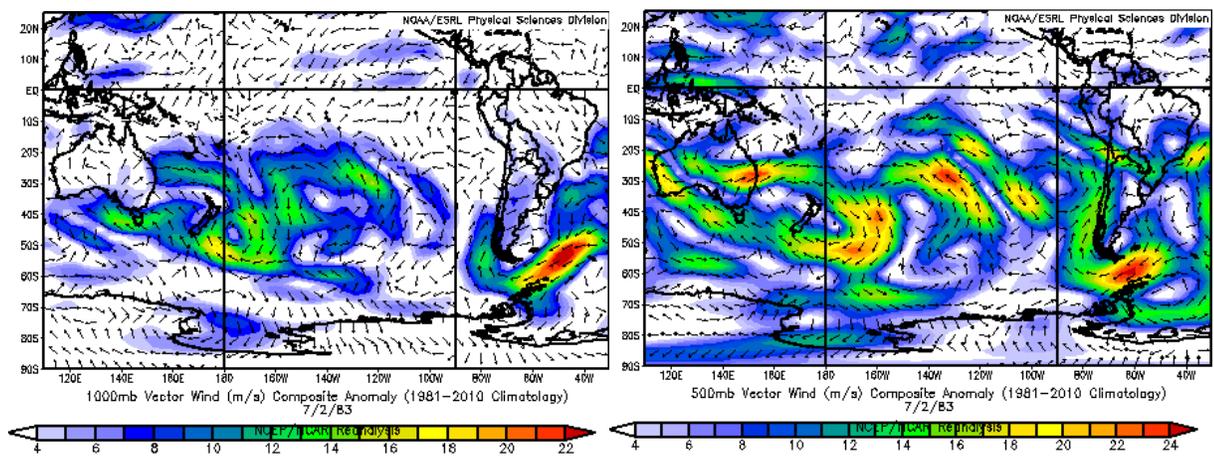


Figura 125. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 2 de julio de 1983. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.3.3 OLR (interpolado)

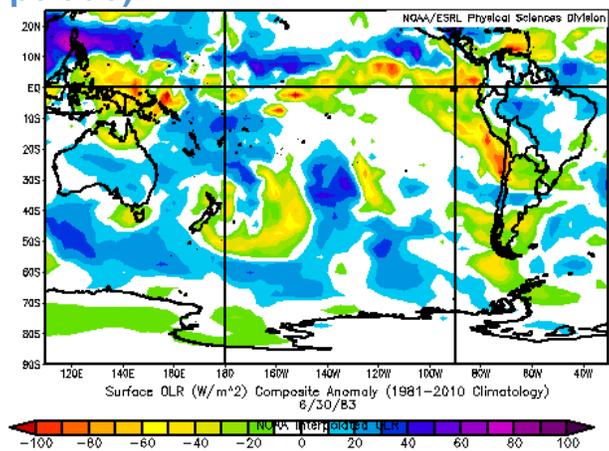


Figura 126. Anomalia de OLR (interpolado), medido en W/m2, para el 30 de junio de 1983.

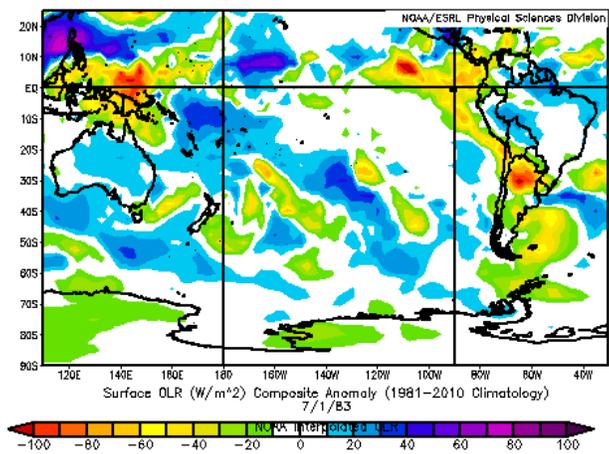


Figura 127. Anomalia de OLR (interpolado), medido en W/m2, para el 1 de julio de 1983.

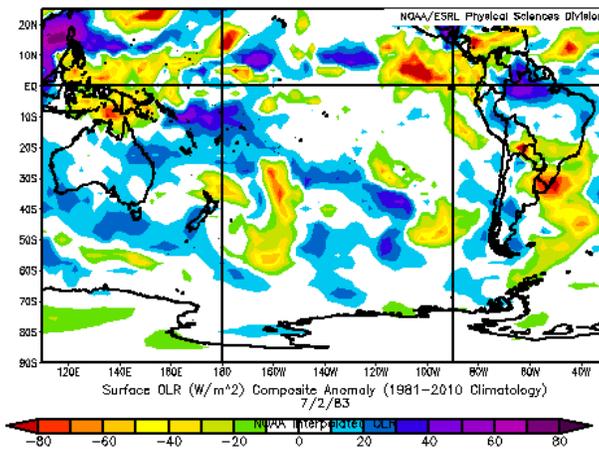


Figura 128. Anomalia de OLR (interpolado), medido en W/m^2 , para el 2 de julio de 1983.

D.4 Inundación de 1991

D.4.1 Geopotencial

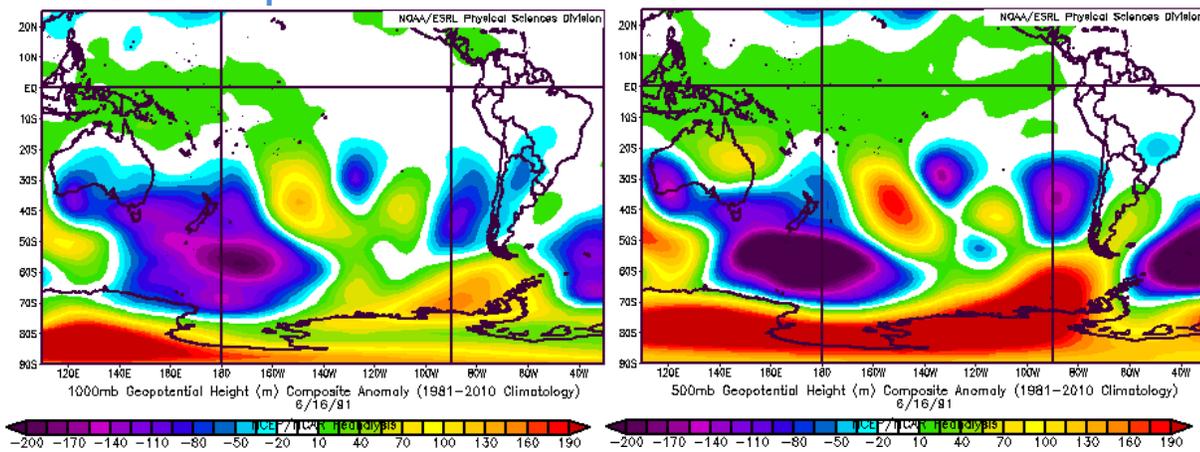


Figura 129. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 16 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

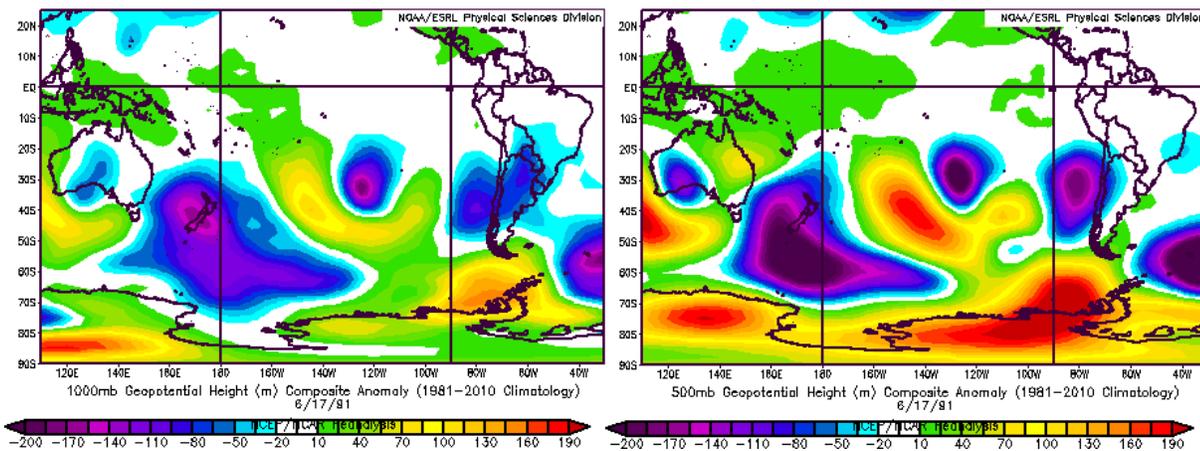


Figura 130. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 17 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

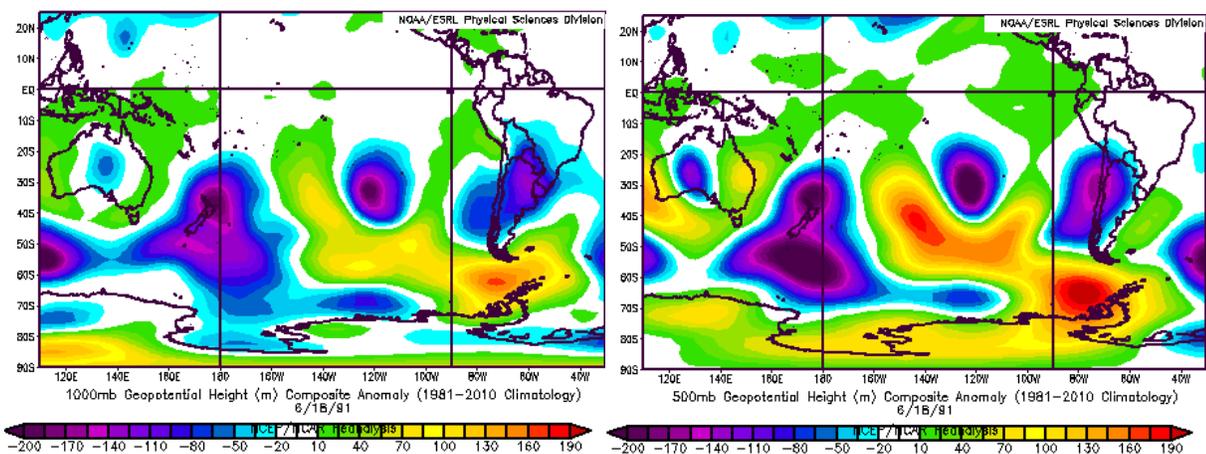


Figura 131. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 18 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

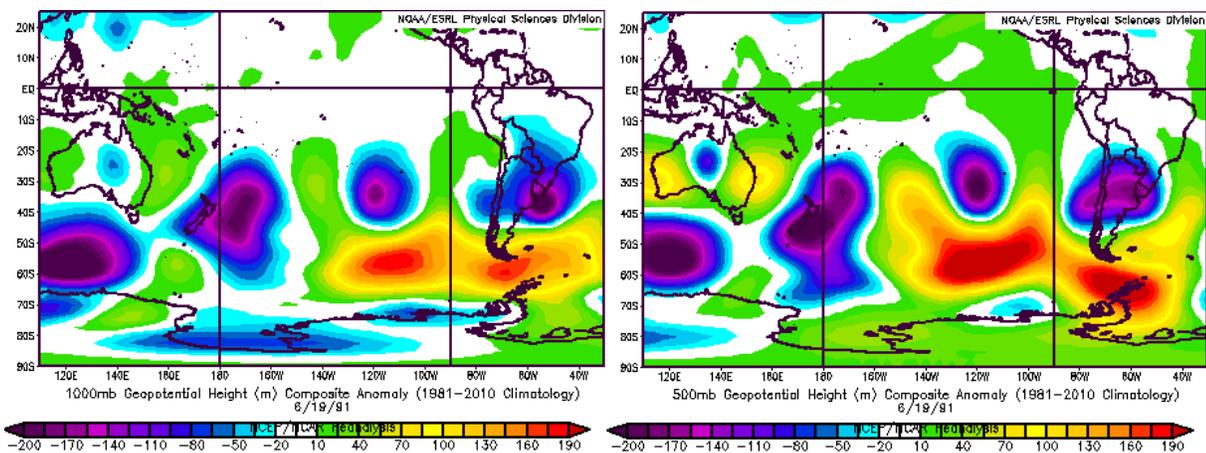


Figura 132. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 19 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.4.2 Viento zonal

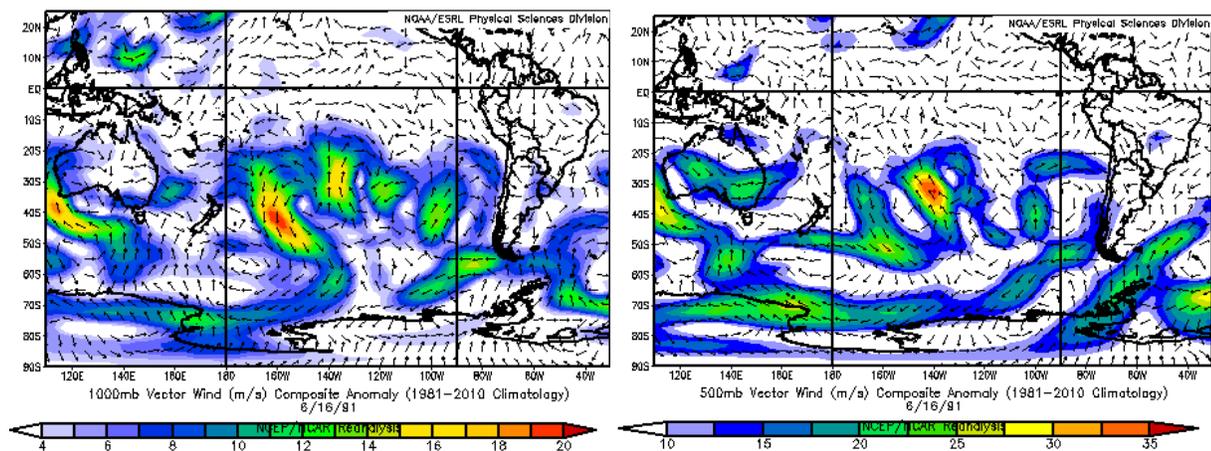


Figura 133. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 16 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

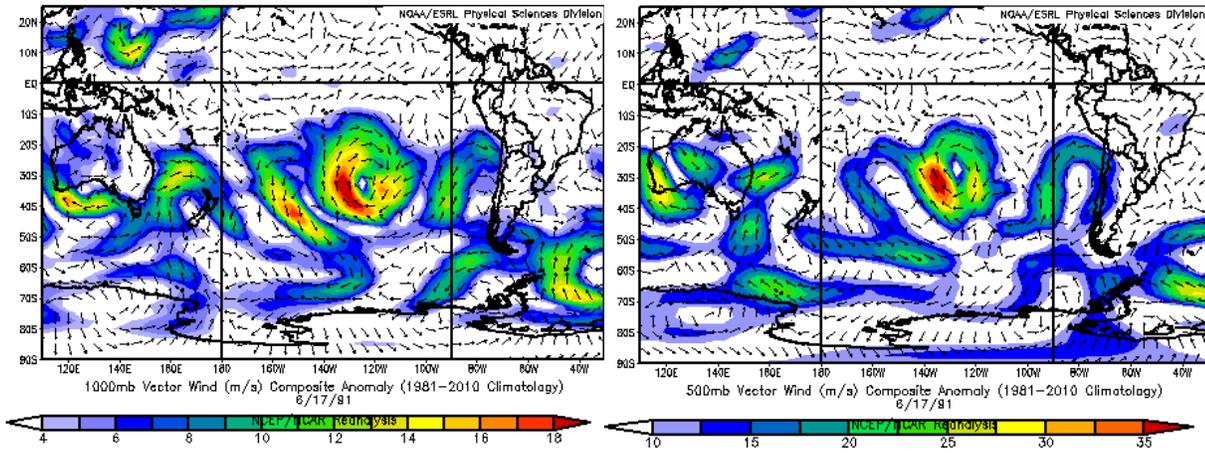


Figura 134. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 17 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

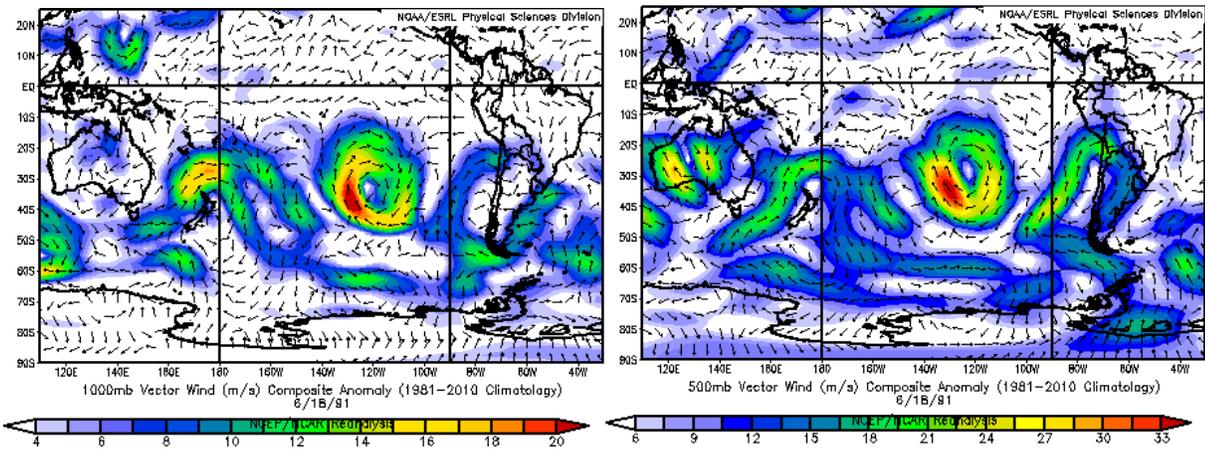


Figura 135. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 18 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

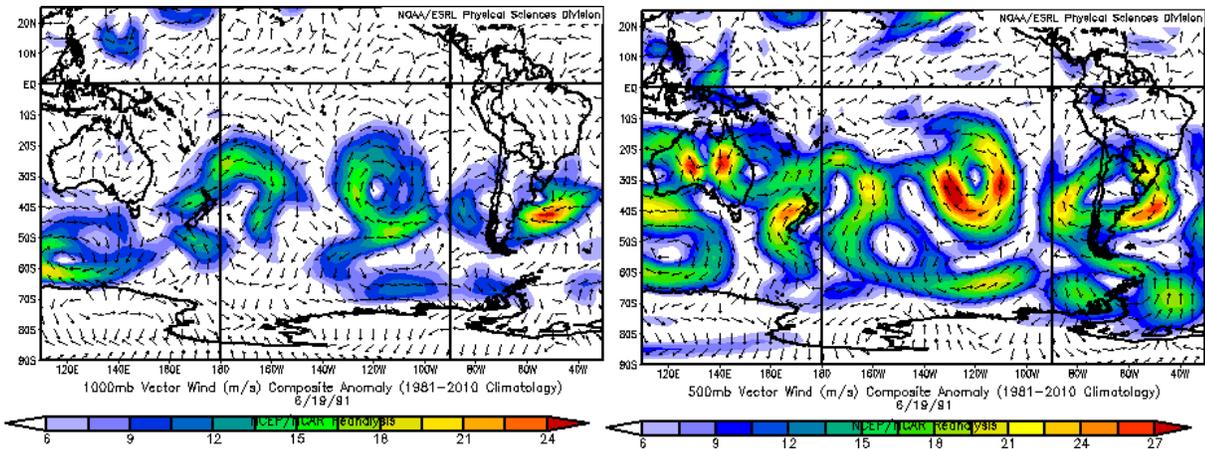


Figura 136. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 19 de junio de 1991. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.4.3 OLR (interpolado)

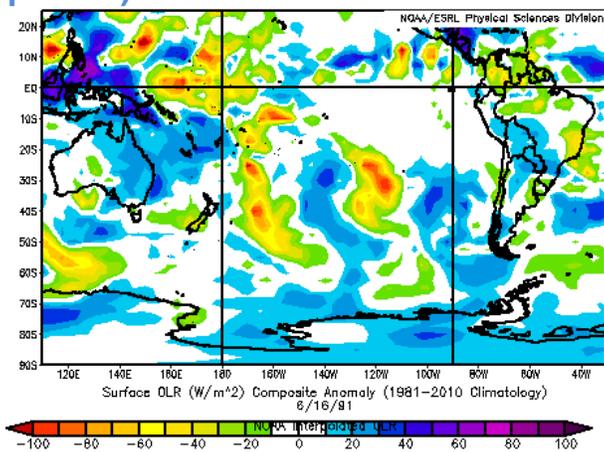


Figura 137. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m2, para el 16 de junio de 1991.

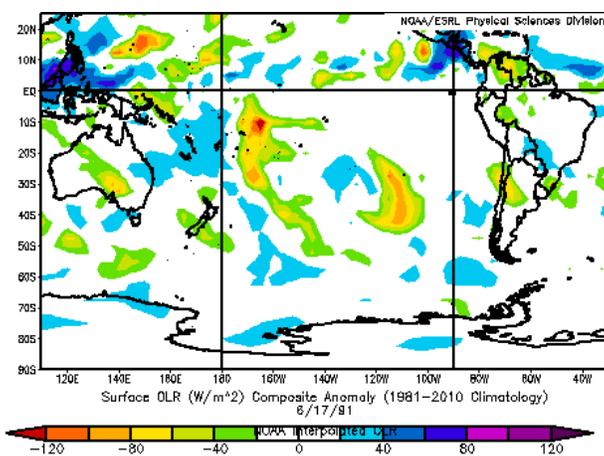


Figura 138. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m2, para el 17 de junio de 1991.

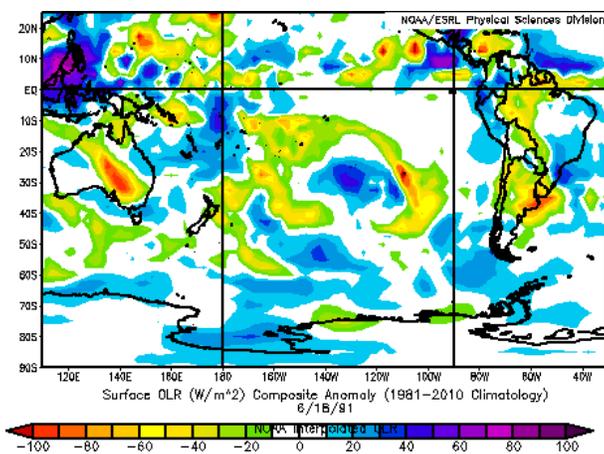


Figura 139. Anomalía de OLR (interpolado), medido en W/m2, para el 18 de junio de 1991.

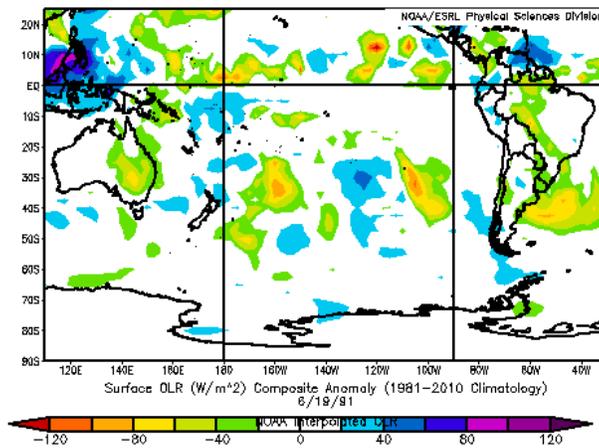


Figura 140. Anomalia de OLR (interpolado), medido en W/m^2 , para el 19 de junio de 1991.

D.5 Aluvión de Tocopilla de 2015

D.5.1 Geopotencial

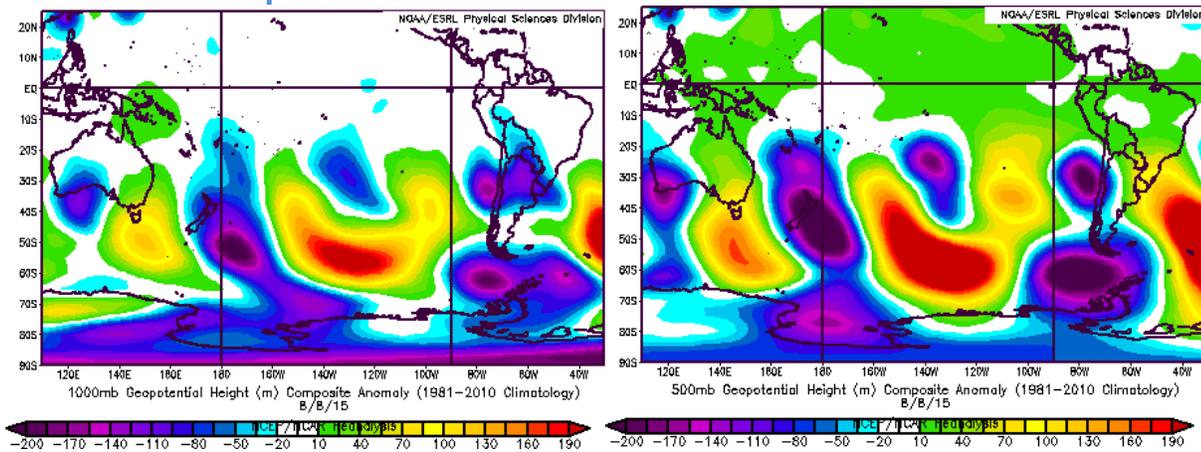


Figura 141. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 8 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

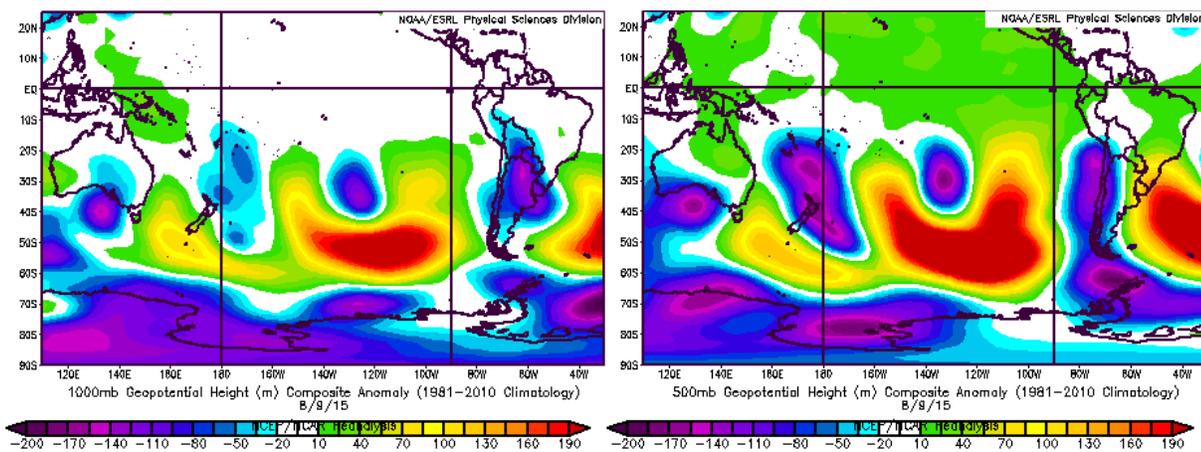


Figura 142. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 9 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

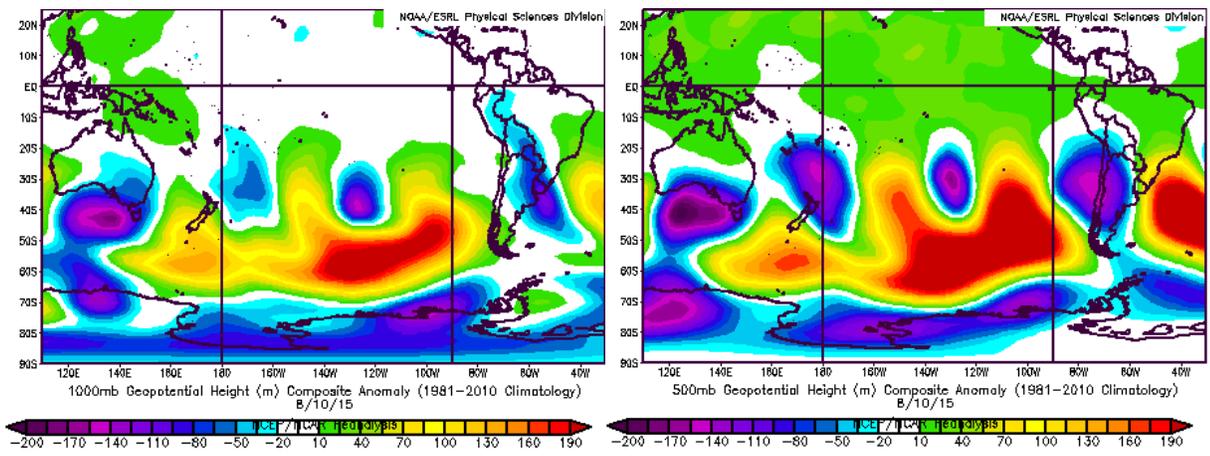


Figura 143. Anomalia de altura geopotencial (presión) medida en m para el 10 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.5.2 Viento zonal

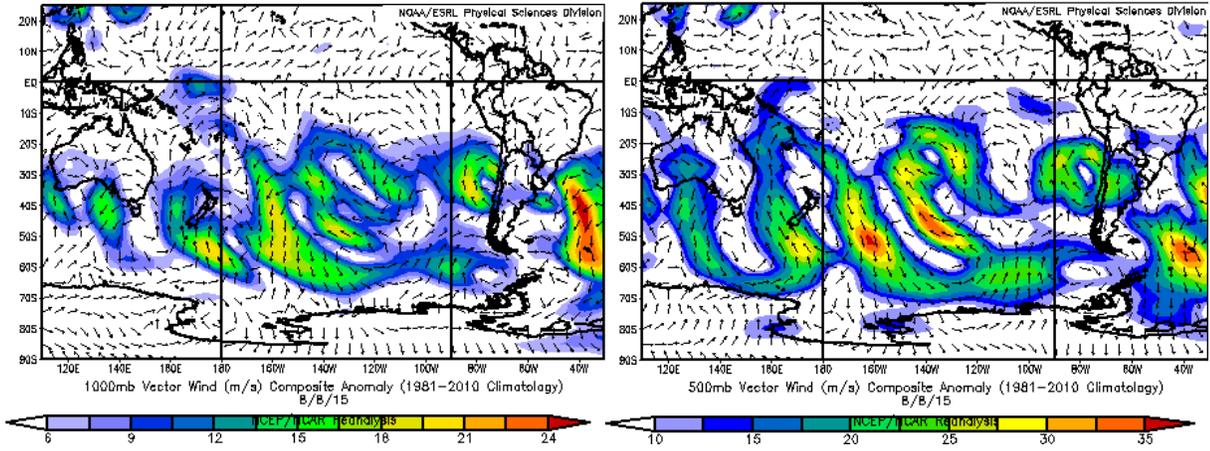


Figura 144. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 8 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

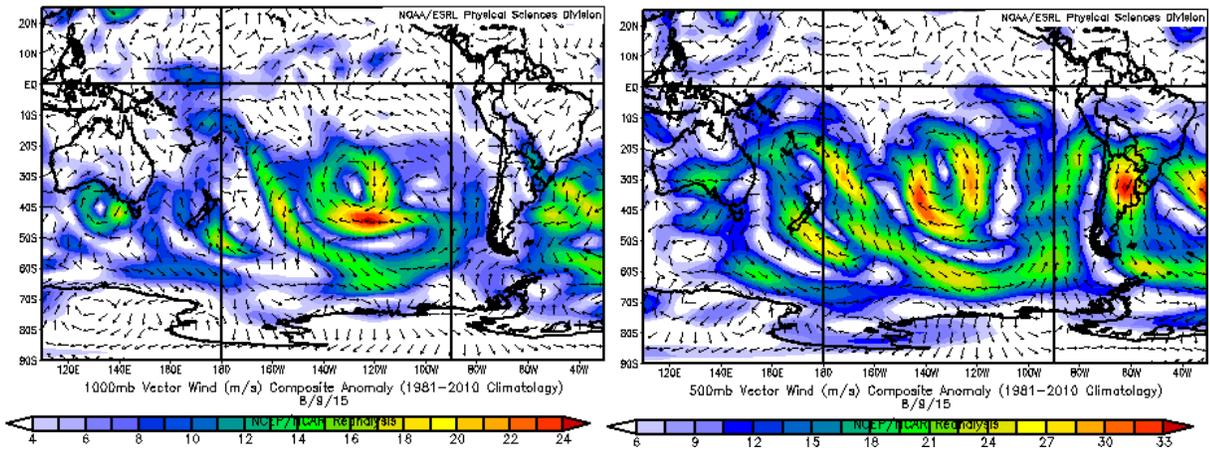


Figura 145. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 9 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

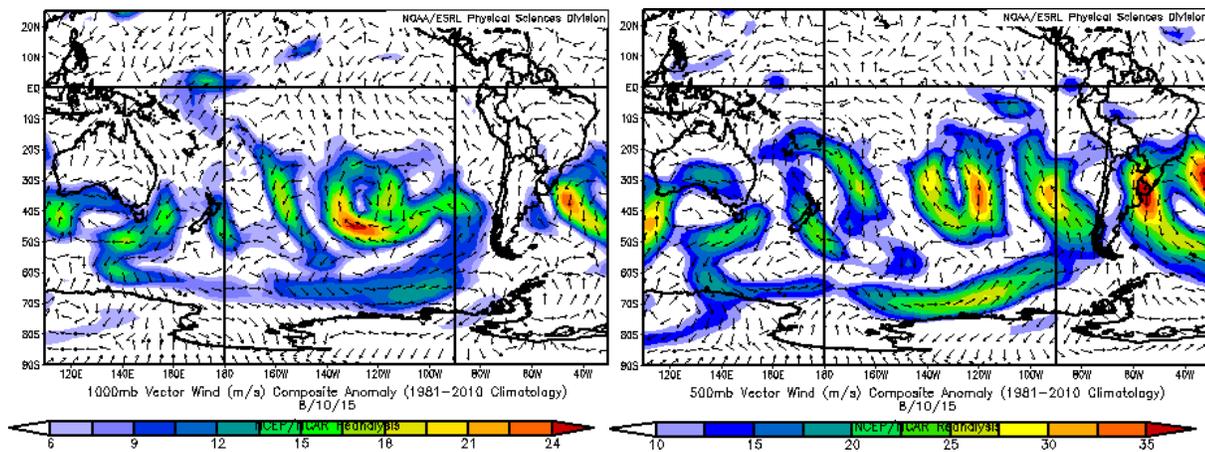


Figura 146. Anomalia de viento zonal, medido en m/s, para el 10 de agosto de 2015. Izquierda: 1000 mb, derecha: 500 mb.

D.5.3 OLR (no interpolado)

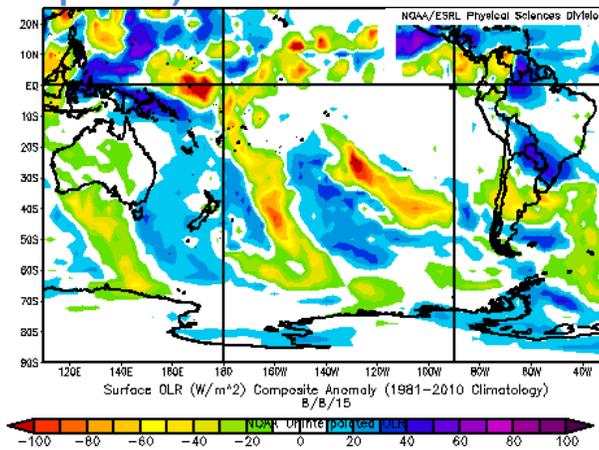


Figura 147. Anomalia de OLR (no interpolado), medido en W/m^2 , para el 8 de agosto de 2015.

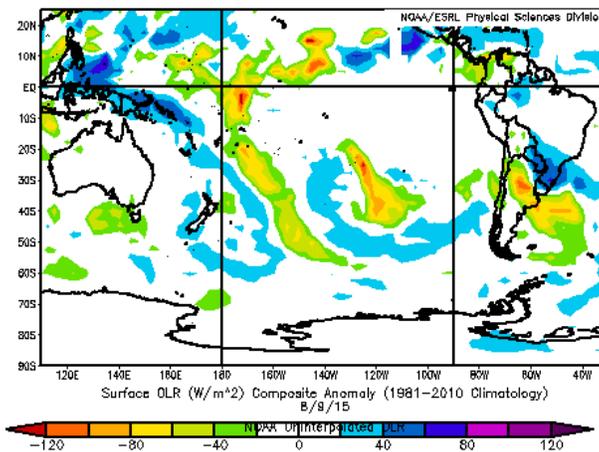


Figura 148. Anomalia de OLR (no interpolado), medido en W/m^2 , para el 9 de agosto de 2015.

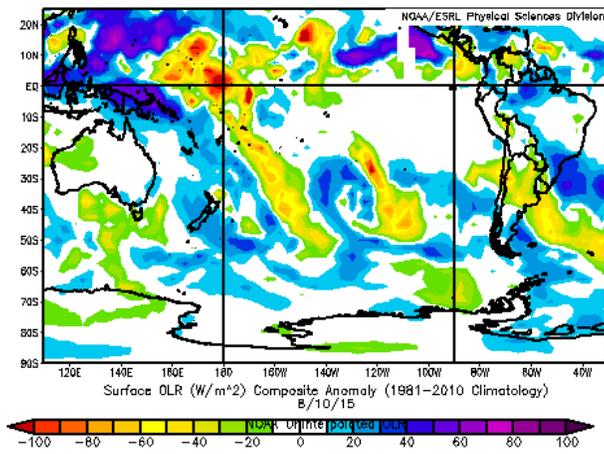


Figura 149. Anomalía de OLR (no interpolado), medido en W/m^2 , para el 10 de agosto de 2015.

Granulometría y facies de los sedimentos del aluvión de Chañaral de marzo de 2015

Víctor Grijalba*, Fabiola González, Gabriel Vargas y José González

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

*email: victor.grijalba@ing.uchile.cl

Resumen. Se realiza una caracterización y análisis granulométrico de los depósitos dejados por el aluvión de Chañaral de marzo de 2015. Se construyen 24 curvas granulométricas acumulativas y se procede a analizarlas para así caracterizar el flujo. Se reconocen en total seis facies que representan distintas etapas y eventos del aluvión, donde a mayor escala se reconoce el flujo principal que baja por la quebrada del río Salado de este a oeste y el flujo de desborde hacia el sur de Chañaral. Se reconoce preliminarmente mediante el análisis granulométrico de las facies un flujo tipo *mudflow* para el flujo principal y el desborde que va hacia el sur, con ocurrencia de facies tipo *debris flow* para la parte occidental y norte del flujo principal.

Palabras Claves: aluvión, Chañaral, sedimentología, granulometría, facies, río Salado, Chile, Atacama

1 Introducción

El 24 y 25 de marzo de 2015 se registró un temporal de gran magnitud en la zona del norte de Chile, el cual abarcó principalmente las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo, debido a un núcleo frío en altura (o baja segregada).

Este inusual evento generó, debido a las altas precipitaciones, desbordes en los ríos Copiapó y Salado. Este último se manifestó como un aluvión que afectó principalmente las localidades de Diego de Almagro, El Salado y Chañaral, entre otras. Dicho evento tuvo como consecuencia la muerte y desaparición de varias personas (por lo menos 21 hasta abril de 2015, sólo en Chañaral, según el Servicio Médico Legal y la Policía de Investigaciones de Chile), grandes pérdidas económicas y un grave problema social para estas localidades.

Se presenta la metodología y análisis granulométrico de muestras de depósitos que dejó el aluvión en la ciudad de Chañaral, y la discusión preliminar de estos resultados, en función de su distribución espacial respecto de la quebrada/flujo principal y la parte baja de la ciudad, esta última fuertemente afectada por este evento.

2 Metodología

2.1 Muestreo

El trabajo consistió principalmente en la toma de muestras de los depósitos dejados en el aluvión en la ciudad de

Chañaral y sus cercanías. Se tomaron muestras representativas de los depósitos observados, y en algunos puntos se tomaron dos muestras: de un nivel inferior y de uno superior, que indicarían distintas facies en el flujo.

La ubicación de cada punto cubrió básicamente las distintas etapas del aluvión: río arriba, entrando a Chañaral, y su bifurcación al sur y al norte, donde afectó a la ciudad y a la playa, respectivamente. Se analizaron en total 24 muestras de sedimento.

2.2 Análisis granulométrico

Las 24 muestras se analizaron granulométricamente para así caracterizar los depósitos en distintas facies del evento. Las muestras fueron tamizadas en una serie de 13 tamices de la serie A.S.T.M., para luego generar curvas acumulativas semilogarítmicas (diámetro de partículas, ϕ versus porcentaje de peso).

Se usó principalmente la metodología para tamaño de partículas de Folk (1966), y en base a estos resultados se calculó la media, mediana, selección, asimetría y curtosis de cada muestra (Folk & Ward, 1957), para un análisis posterior de los depósitos y su relación con la caracterización del flujo.

3 Resultados

Los parámetros granulométricos calculados a partir del análisis de las 24 muestras se presentan con detalle en la

Tabla 1, mientras que las curvas de distribución granulométrica se muestran en las figuras 1 y 2.

El tamaño de grano promedio de las muestras es variado, considerando distintas etapas del flujo y las diferencias entre distintos niveles de un depósito, siendo el tamaño mínimo encontrado de 0,15 mm y máximo de 14,62 mm. La selección en general va de mala a muy mala, teniendo valores mínimo y máximo (1 Sigma) de 1,02 y 2,73, respectivamente. La asimetría de la distribución de las muestras es predominantemente positiva, salvo algunas excepciones donde es simétrica o negativa, con valor máximo de 0,56 y mínimo de -0,11. Por último, la curtosis presenta valores que varían entre lo mesocorto y leptocorto, con un valor mínimo de 0,77 y máximo de 1,42. En general, estos valores son coherentes con las características asociadas a depósitos aluviales (Potter, 1967).

Para un análisis efectivo de la granulometría, se separan las muestras de acuerdo a dos eventos observados: el flujo principal por la quebrada del río Salado y el desborde hacia el sur de Chañaral. Para este análisis se excluyen las muestras CH1511/13 y CH1522, debido a que las dos primeras corresponden a un depósito fuera del camino del flujo de desborde al sur, y la última porque se encuentra muy lejos del área de estudio (río arriba). Los resultados se grafican entonces separados para estos dos eventos, como se puede observar en las Figuras 1 y 2.

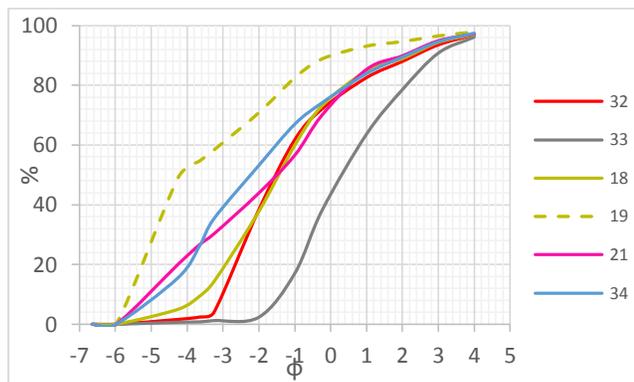


Figura 1. Curvas granulométricas acumulativas del flujo principal que viajó por la quebrada del río Salado. Las curvas con línea discontinua corresponden a la parte superior del depósito (para muestras que presentan el mismo color).

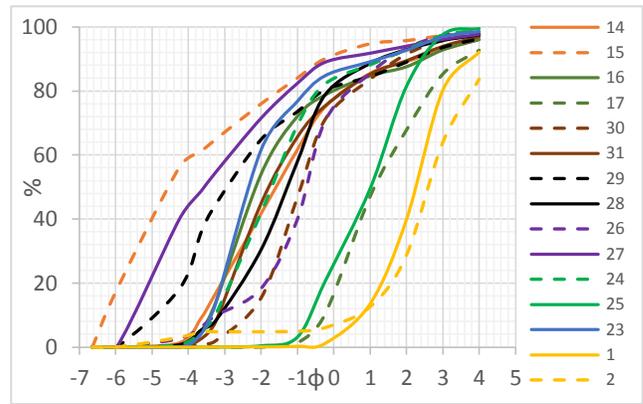


Figura 2. Curvas granulométricas acumulativas del flujo que se desbordó hacia el sur en dirección a Chañaral. Las curvas con línea discontinua corresponden a la parte superior del depósito (para muestras que presentan el mismo color).

4 Análisis y discusión

Para facilitar el análisis de las tendencias espaciales de los depósitos, se realizaron gráficos que ilustran la selección, el promedio y la simetría de los sedimentos, separados en los dos eventos y de acuerdo a su distribución areal (Figuras 3 y 4).

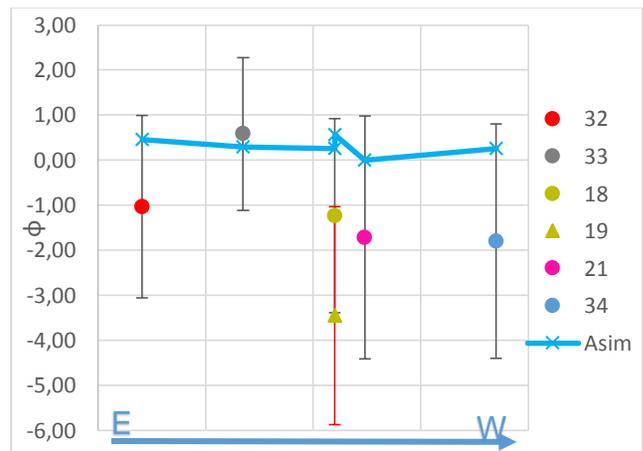


Figura 3. Gráfico que ilustra el promedio (puntos), la selección (barras de error) y la asimetría (curva azul) del flujo principal del aluvión. Círculo: depósito inferior. Triángulo: depósito superior.

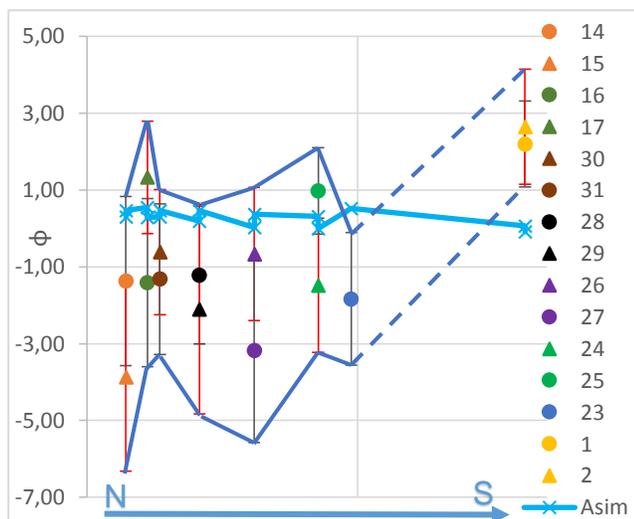


Figura 4. Gráfico que ilustra el promedio (puntos), la selección (barras de error) y la asimetría (curva azul) del flujo de desborde hacia el sur de Chañaral. Círculo: depósito inferior. Triángulo: depósito superior.

En los depósitos del flujo principal por la quebrada del río Salado, desde este a oeste, se observan al menos tres facies que indican el avance del flujo inicial, su desborde hacia el sur y la parte final del flujo. La primera facies (a) corresponde a la de un flujo con alta carga de sedimentos finos en suspensión y, a medida que avanza, la selección mejora levemente y la granulometría disminuye (32 y 33).

La siguiente facies (b) corresponde a la de la muestra más cercana al lugar donde el flujo se desborda hacia el sur, en donde el depósito presenta dos niveles: uno superior clasto-soportado y otro inferior matriz-soportado (18 y 19). Esta facies después se repite en el flujo de desborde de manera similar, indicando su capacidad para crear esta y otras estructuras que fueron observadas, tales como gradación granulométrica y laminación.

La última facies (c), correspondiente a la etapa final del flujo luego del desborde hacia el sur (21 y 34), presenta una muy mala selección, y debido a su distribución casi equitativa de clastos gruesos y finos (asimetría cercana a 0), se puede suponer que corresponde a una etapa del flujo de tipo *debris flow*, con una reducción de la proporción de sedimentos finos en suspensión.

En el flujo que desborda hacia el sur de Chañaral, se observan nuevamente la facies (b). Esta corresponde entonces a una facies de desborde de localización intermedia respecto del flujo principal. A medida que el flujo avanza hacia el sur, la selección va mejorando levemente y los sedimentos aumentan su porcentaje en

Referencias

finos, tanto para los niveles superiores como para los inferiores (14 y 15, 30 y 31, 24 y 25, 28 y 29). Se observa finalmente una subfacies distal (b.1), que presenta características similares (granulometría, selección, forma) a los niveles superiores de las facies (b), pero no presentan un depósito inferior distinguible (23).

Paralelamente, se observa en algunos puntos una facies lateral (d), la cual presenta un nivel superior de sedimentos finos matriz-soportados y un nivel inferior de sedimentos más gruesos clasto-soportados (16 y 17, 26 y 27). Se considera como una facies de localización intermedia lateral, debido a su ubicación marginal con respecto a las otras muestras.

Finalmente, se encuentra la facies distal del desborde (e), donde la selección mejora sustancialmente y los sedimentos son en general más finos (asimetría muy cercana a 0). Si bien se tomaron muestras de niveles superiores e inferiores, estas casi no presentan ninguna diferencia (1 y 2). En general, para todas las facies descritas en este desborde (b, b.1, d, e), se puede suponer que este flujo corresponde a un *mudflow*, donde hay alta carga de sedimentos finos en suspensión.

El desvío del flujo principal hacia el sur de Chañaral aumentaría la carga de sedimentos finos suspendidos, generando un flujo hiperconcentrado (*mudflow*) que generó estructuras y gradaciones, entre otras particularidades observadas en los depósitos del desborde, similar a lo observado en un lahar hiperconcentrado (ambos tipos de flujos son comparables entre sí, al menos en el punto de vista granulométrico y de estructuras) (Castruccio, 2008). El resto del flujo que no se desvió presentó una carga más heterogénea de sedimentos, en la forma de un *debris flow*.

Agradecimientos

En primer lugar agradecemos la hospitalidad y apoyo logístico de Cristian Cerda, ciudadano de Chañaral, quien contribuyó generosamente en todo momento para la realización de esta investigación. Agradecemos también al resto del equipo que conforma este estudio en sus distintos aspectos: Linda Daniele, Nicole Salas, Carolina Valderas, junto al apoyo logístico de Sergio “Warrior” Villagrán. Además agradecemos a toda la gente de Chañaral y Diego de Almagro, sobre todo a doña Edita Rojas por su gran ayuda durante el trabajo en terreno.

Esta investigación fue sustentada por el programa de postgrado en Hidrogeología de la Universidad de Chile. Se agradece el apoyo adicional del CEGA, proyecto Fondap-Conicyt 15090013.

Castruccio, A. 2008. Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el volcán

Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. Tesis de magíster (unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 177p.

Folk, R.L.; Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (1): 3-26. Figs. 1-19.

Folk, R.L. 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6 (2): 73-93.

Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. 1972. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag: 618p., Heidelberg.

Potter, P.E. 1967. Sand bodies and sedimentary environments: A review. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* 51: 337-365.

Tabla 1. Muestras analizadas y sus coordenadas, junto con la media (medida en ϕ), selección, asimetría y curtosis, determinados a partir de cálculos con los percentiles observados en las curvas acumulativas. Las letras observadas en algunos puntos, I y S, indican si el depósito, para una misma coordenada, está en el nivel inferior o superior, respectivamente. Coordenadas geográficas en UTM.

Muestra	Coordenada E	Coordenada N	Media (ϕ)	Selección (ϕ)	Asimetría	Curtois
CH1501	337879	7084872 ^I	2,20	1,12	0,06	1,29
CH1502	337879	7084872 ^S	2,65	1,50	-0,09	1,33
CH1511	338019	7084982 ^I	2,75	1,02	0,07	0,77
CH1513	338019	7084982 ^S	1,00	1,60	0,30	0,82
CH1514	338403	7085359 ^I	-1,37	2,20	0,31	1,20
CH1515	338403	7085359 ^S	-3,87	2,45	0,47	0,88
CH1516	338393	7085332 ^I	-1,42	2,19	0,55	1,42
CH1517	338393	7085332 ^S	1,33	1,47	0,29	0,96
CH1518	338407	7085533 ^I	-1,23	2,15	0,26	1,22
CH1519	338407	7085533 ^S	-3,45	2,42	0,56	0,99
CH1521	338266	7085521	-1,72	2,70	0,00	0,92
CH1522	342357	7085979	2,17	2,10	-0,11	0,78
CH1523	338157	7085008	-1,83	1,72	0,52	1,39
CH1524	338173	7085064 ^S	-1,48	1,75	0,32	1,25
CH1525	338173	7085064 ^I	0,98	1,12	-0,01	0,93
CH1526	338263	7085154 ^S	-0,67	1,74	0,02	1,41
CH1527	338263	7085154 ^I	-3,18	2,39	0,37	1,09
CH1528	338331	7085235 ^I	-1,22	1,80	0,19	1,36
CH1529	338331	7085235 ^S	-2,1	2,73	0,47	1,22
CH1530	338255	7085342 ^S	-0,62	1,63	0,31	0,82
CH1531	338255	7085342 ^I	-1,32	1,96	0,46	1,11
CH1532	339233	7085846	-1,03	2,03	0,46	0,98
CH1533	338800	7085682	0,58	1,70	0,30	0,90
CH1534	338105	7086136	-1,8	2,60	0,25	0,93



Figura 5. Ubicación geográfica de las muestras en la ciudad de Chañaral. No se incluye la muestra CH1522, ya que se encuentra lejos de la ciudad y no es relevante para el análisis realizado.

ANEXO F. Póster Congreso Geológico Chileno 2015



Granulometría y facies de los sedimentos del aluvión de Chañaral, marzo 2015

Víctor Grijalba*, Fabiola González, Gabriel Vargas y José González

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

*email: victor.grijalba@ing.uchile.cl

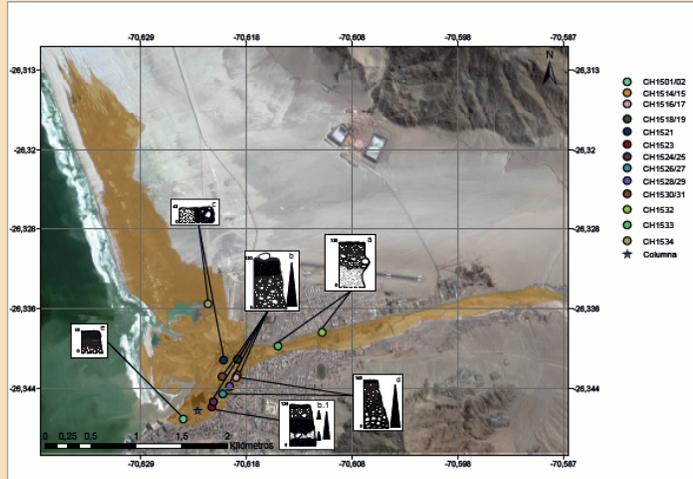


Figura 1. Mapa de Chañaral después del aluvión. Se observa el mapeo del flujo marcado con color pardo, y las muestras tomadas indicadas en la leyenda. También se observan las columnas representativas de las 6 facies reconocidas en los depósitos, asociadas a cada muestra: facies a (32, 33), facies b (18, 19, 14, 15, 24, 25, 28, 29, 30, 31), facies b.1 (23), facies c (21, 34), facies d (16, 17, 28, 27) y facies e (1, 2). La estrella marca la zona donde se encuentra la columna (Figura 4).

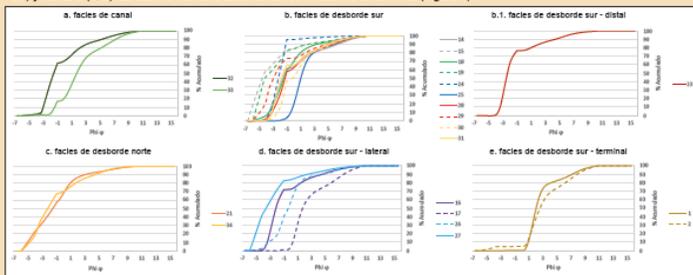


Figura 2. Curvas granulométricas acumulativas de las muestras indicadas en la Figura 1. Se encuentran separadas de acuerdo a las facies definidas. Las líneas continuas corresponden a depósitos inferiores y las discontinuas a superiores (cuando corresponda).

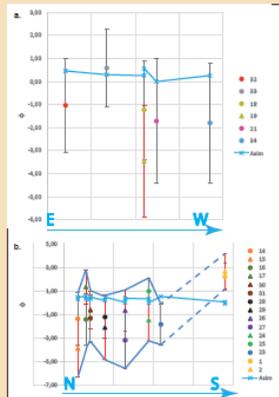


Figura 3. Gráficos que ilustran el promedio (puntos), la selección (barras de error) y la asimetría (curva azul) de las dos partes del flujo. Círculo: depósito inferior. Triángulo: depósito superior. A. Flujo principal. b. Desborde hacia el sur de Chañaral.

Discusiones y conclusión

A partir del análisis granulométrico y de los depósitos observados, se reconocen en total 5 facies y una subfacies del aluvión en la ciudad de Chañaral (ver Figura 1 y 2).

Se reconoce entrando a la ciudad una facies de canal (a) caracterizada por depósitos con alta carga de sedimentos finos en suspensión, luego una facies de desborde hacia el sur (b) consistente en un depósito con dos niveles: uno superior clasto-soportado y otro inferior matriz-soportado. Asociada a esta facies, se reconoce una subfacies de desborde sur distal (b.1) caracterizada por no poseer un nivel inferior distinguible. Hacia el norte se reconoce otra facies de desborde (c) correspondiente a una etapa final del flujo, con menor cantidad de finos. En el desborde hacia el sur se reconoce una facies lateral (d), con un nivel superior de finos matriz-soportado y nivel inferior de gresos matriz-soportado, y una facies distal del desborde (e), con gran cantidad de finos.

En general, el flujo principal y el desborde hacia el sur presentan características asociadas a las de un *mudflow*, coherente con la gran cantidad de agua caída, mientras que lo que se desbordó al norte corresponde a una etapa de *debris flow*, donde gran parte del agua y los finos se desviaron hacia el sur.

Referencias

Castruccio, A. 2008. Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el volcán Calbuco (41,3°S) y lahares fríos en el volcán Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. Tesis de magister (unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 177p.
Folk, R.L.; Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (1): 3-26, Figs. 1-19.
Folk, R.L. 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6 (2): 73-93.
Pettyjohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. 1972. Sand and Sandstone. Springer-Verlag: 513p., Heidelberg.
Potter, P.E. 1967. Sand bodies and sedimentary environments: A review. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.* 51: 337-365

Introducción

El 24 y 25 de marzo de 2015 se registró una tormenta en la zona norte de Chile (regiones II, III y IV) debido a un núcleo frío en altura. Estas precipitaciones generaron un aluvión en el río Salado, afectando a las localidades de Diego de Almagro, El Salado y Chañaral. Este trabajo aborda el análisis de la granulometría y las facies del aluvión en la ciudad de Chañaral.

Metodología

Mapeo preliminar del depósito del aluvión con las imágenes más recientes de la catástrofe (ver Figura 1), análisis granulométrico mediante tamizado y granulometría láser (ver Figura 2).

Resultados

Curvas granulométricas de todas las muestras indicadas (y de la columna) (ver Figura 4), gráficos de parámetros del flujo (ver Figura 3) y definición de facies del aluvión (ver Figura 1 y 2).

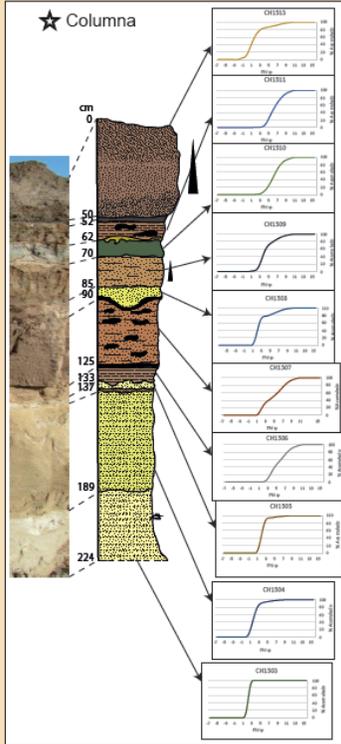


Figura 4. Columna de depósitos históricos en la playa de Chañaral, con curvas granulométricas asociadas a cada capa. Muestra 13 corresponde a depósito del aluvión actual; el resto corresponde a depósitos de playa, de relave, de aluviones y de tsunamis. Se presenta además una foto de la columna observada en terreno.