



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EVENTOS ALUVIALES EN EL VALLE DEL ACONCAGUA DESDE
EL PLEISTOCENO TARDÍO, CAUSAS Y CARACTERÍSTICAS**
**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA**

DIEGO ALFONSO RODRÍGUEZ CONTRERAS

PROFESORA GUÍA

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

LUISA PINTO LINCOÑIR

LINDA DANIELE

ANTONIO MALDONADO CASTRO

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Fondecyt Regular # 1180413 “Climate change and landslides occurrence in the subtropical Andes since the Late Pleistocene”.

SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL: Grado de Magíster en Ciencias, mención Geología
POR: Diego Alfonso Rodríguez Contreras
FECHA: 2023
PROFESORA GUÍA: Valentina Flores Aqueveque

EVENTOS ALUVIALES EN EL VALLE DEL ACONCAGUA DESDE EL PLEISTOCENO TARDÍO, CAUSAS Y CARACTERÍSTICAS

Este estudio aborda el análisis de la relación entre la evolución climática y la recurrencia de aluviones en el Valle del Aconcagua en los Andes Centrales de Chile. Importantes zonas montañosas como los Alpes y los Himalayas, han sido estudiadas en relación con el cambio climático evidenciando la influencia de este en la inestabilidad de pendientes y deslizamientos. Los Andes Subtropicales (30-34°S) están experimentando también estos impactos climáticos, manifestados en eventos aluviales destructivos a pesar de una sequía predominante. Esta investigación nace de la necesidad de comprender la interacción entre el clima y los aluviones en una perspectiva de largo plazo.

El foco está en la parte alta del Valle del Aconcagua, una región vital para la economía y la población local. Se estudiaron sus depósitos aluviales para entender las condiciones de generación, factores climáticos influyentes y su relación con la geomorfología imperante. Para esto, se identificaron 13 eventos históricos, y se mapearon 123 depósitos coluviales y 73 depósitos aluviales. De estos, 8 localidades fueron muestreadas y descritas en detalle. Los sedimentos fueron transportados tanto por procesos de tracción, saltación y suspensión. El análisis geomorfológico demostró que la zona representa un sector ideal para el desarrollo de flujo de detritos, coluvios y abanicos aluviales debido a su arreglo topográfico. Los depósitos se concentran en zonas de mayor pendiente, mayor diferencial de altura entre las pendientes, confluencia o existencia de canales efímeros y/o perennes y sectores hacia donde se dirigen las líneas de flujo. La gran mayoría de los depósitos aluviales estudiados corresponden a flujos pseudoplásticos de detritos y flujos de densidad hiperconcentrados dada la carencia de material arcilloso reflejando una fase líquida reducida. A su vez, gran parte del material disponible en la zona de estudio fue derivado principalmente a partir de “mecanismos secos” tales como caídas de rocas, deslizamientos y avalanchas. Por otra parte, la disminuida cubierta vegetal preponderante podría incidir en una mayor recurrencia de aluviones en la zona, así como en la producción de arcilla. Las principales facies aluviales encontradas corresponden a flujos de detritos. Escasas facies asociadas a depósitos asentados por agua fueron halladas.

Se estima que deslizamientos de coluvios y flujos de detritos han sido gatillados en estado saturado causado por precipitaciones. Se sostiene que precipitaciones anómalas, isoterma cero y eventos de tormentas son desencadenantes clave, aunque el rol del fenómeno ENOS en eventos modernos requiere más estudio. Es probable que exista influencia tectónica en la recurrencia y susceptibilidad de flujos de detritos en la zona, sin embargo, se necesita mayor investigación para concluir al respecto. La escasez de facies asociadas a agua se atribuye a condiciones semiáridas, en contraste con el período del Último Máximo Glaciar. Se identificaron periodos secos y fríos durante los 6.7 y 7.6 kyr, y periodos fríos y húmedos para los 12.3, 17.8 y 28.2 kyr. Actividad tectónica podría haber influenciado el periodo entre los 14.1 y 13.4 kyr.

Este trabajo contribuye a comprender la interacción entre el clima y los aluviones en una región crítica, resaltando la importancia de considerar factores climáticos, tectónicos y antrópicos en la evolución de los paisajes montañosos. El trabajo sienta las bases para futuras investigaciones y la gestión del riesgos asociados a eventos aluviales.

Tabla de contenido

<i>Índice de figuras</i>	V
<i>Índice de tablas</i>	IX
1. Introducción	1
1.1 Formulación del estudio	1
1.2 Ubicación zona de estudio	2
1.3. Antecedentes	3
1.3.1. Geotectónica.....	3
1.3.2. Geología	4
1.3.3. Geomorfología	5
1.4. Marco climático	6
1.5. Marco teórico	7
1.5.1. Caracterización de flujos	7
1.5.2. Facies Aluviales	10
1.6. Aluviones en los Andes Centrales (30-33°S)	13
1.6.1. Gatillantes de eventos aluviales	13
1.6.2. Cambio climático en el mundo y flujos de detritos	14
1.7. Hipótesis de trabajo	15
1.8. Objetivos	15
1.8.1. Objetivo general	15
1.9. Metodología	15
1.9.1. Registro histórico de eventos aluviales	15
1.9.2. Mapeo e identificación de depósitos aluviales	16
1.9.3. Descripción estratigráfica y toma de muestras	16
1.9.4. Análisis granulométrico	16
1.9.5. Integración, interpretación y conclusión	16
2. Resultados	18
2.1 Recopilación de eventos históricos	18
2.2. Mapeo y geomorfología de la zona de estudio	19
2.3. Estratigrafía de depósitos aluviales	24
2.3.1. Este de Portillo	25
2.4. Geocronología	40
2.5. Granulometría depósitos aluviales	41
2.5.1. Este de Portillo	42
2.6. Facies sedimentarias	47
3. Interpretación y discusiones	50
3.1. Procesos de transporte	50
3.1.1. Este de Portillo	50

3.1.2.	Localidades y unidades sin muestras sedimentológicas	68
3.2.	Interpretación geomorfológica.....	72
3.3.	Procesos de depositación.....	73
3.4.	Facies sedimentarias y procesos de depositación a partir de otras fuentes.....	77
3.5.	Gatillantes de los flujos de detritos en el Valle del Aconcagua	78
3.5.1.	Climatología Actual	78
3.5.2.	ENOS y su influencia paleoclimática.....	80
3.5.3.	Impacto del ENOS en eventos modernos.....	81
3.6.	Paleoclima de los flujos de detritos del Valle del Aconcagua	84
4.	Conclusiones.....	88
5.	Recomendaciones.....	90
6.	Bibliografía	91
7.	Anexos	102
A.	Anexo A	102
	Descripción de depósitos aluviales.....	102
a.	Depósitos aluviales asentados por agua	102
b.	Facies Aluviales.....	102
B.	Anexo B	105
	Noticias complementarias	105
a.	Evento 1965	105
	Fuente: https://www.apmltda.cl/l/historia-en-chile-y-las-avalanchas/	105
	Fuente:	
	https://www.facebook.com/media/set/?set=a.472537282841474.1073741887.430211993740670&type=3	105
b.	Evento 1966	105
	Fuente: https://www.nevasport.com/noticias/art/49647/50-anos-del-Mundial-de-esqui-de-Portillo-1966/	105
c.	Evento 1984	105
d.	Evento 2017	106
	Fuente: https://www.puranoticia.cl/noticias/regiones/aluvion-en-los-andes-3-fallecidos-y-1-desaparecido-en-estero-pocuro-de/2017-02-25/202349.html	106
	Fuente: https://www.biobiochile.cl/noticias/nacional/region-de-valparaiso/2017/02/25/los-andes-realizan-busqueda-de-4-personas-tras-aumento-de-caudal-en-rio-aconcagua.shtml	106
	Fuente: https://www.t13.cl/noticia/nacional/intensas-lluvias-obligan-corte-agua-emergencia-andes.. ..	106
	Fuente: https://www.elandino.cl/al-menos-tres-fallecidos-por-aluviones-en-sector-de-san-vicente/ ...	107
	Fuente: https://www.eltrabajo.cl/2017/san-felipe-resistio-sin-grandes-complicaciones-las-intensas-lluvias/	107
C.	Anexo C	108
	Curvas granulométricas para cada muestra	108
a.	Casa Alpina.....	108
b.	Cruce Río Aconcagua	109
c.	Frente Avalancha	110

d.	Túnel de Tren.....	111
e.	Bajo Túnel del Tren	112
f.	Laguna Laura	113
g.	Laguna Laura Sección Distal	118
D.	Anexo D.....	119
	Campañas anteriores.....	119
a.	Los Espinos Este (LEE)	119
b.	Los Espinos Oeste (LEO)	120
c.	El Peñón Campaña Previa (EPCP).....	121
E.	Anexo E	123
	Datos disponibles de precipitaciones por día en plataforma CAMELS (Alvarez-Garreton et al., 2018).....	123
a.	Julio 1984.....	123
b.	Agosto 1987.....	123
c.	Diciembre 1995.....	123
d.	Noviembre 2000.....	123
e.	Noviembre 2004.....	123
f.	Enero 2005	123
g.	Julio 2005.....	124
h.	Febrero 2011	124
i.	Febrero 2017.....	124
F.	Anexo F	125
	Datos disponibles de niveles de isoterma cero (línea celeste) y precipitaciones (línea gris) en la zona de estudio, en el contexto de la Megasequía (Alvarez-Garreton et al., 2018; Fuentealba et al., 2021). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR)², https://www.observatorioandino.com, 2023.	125
G.	Anexo G.....	126
	Registro de Isoterma Cero de la cuenca del Aconcagua para los eventos históricos identificados en la zona de estudio y sus condiciones ENOS (Center NOAACP, 2001). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR)², https://www.observatorioandino.com, 2023.	126
H.	Anexo H.....	128
	Eventos históricos y sus niveles respectivos de isoterma. Los valores destacados indican registros sobre el promedio de altura.....	128

Índice de figuras

Figura 1. Principales unidades regionales geomorfológicas y ubicación geográfica estudiada del valle. Clasificación basada en Ramos et al. (2002) y SERNAGEOMIN (2003).	2
Figura 2. Detalle de la ruta seguida en este estudio.....	3
Figura 3. Principales divisiones estructurales de la Provincia del Aconcagua (Carter y Aguirre, 1965).	4
Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Tch: Superunidad río Chicharra; Tf: Formación Farellones; Klp: Formación Los Pelambres; Klcr: Formación Cristo Redentor; Qac: Sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de rellenos de valles; Qg: Sedimentos glaciales, fluvio-glaciales, morrénicos retrabajados, glaciares de roca y escombros crionivales, y sedimentos morrénicos retrabajados (modificado de Rivano et al., 1993).	5
Figura 5. Principales rasgos climáticos de América del Sur y los Andes Subtropicales (modificada de Colwyn et al., 2019).	6
Figura 6. Perfiles generales de abanicos aluviales de flujo de detritos, abanicos aluviales de depósitos asentados por agua, y abanicos fluviales (Moscariello, 2017; Blair, 1999a; Moscariello, 2005b).....	8
Figura 7. Diagrama ilustrativo de un flujo de detritos con un frente de rodados (modificado de Pierson, 1986).	9
Figura 8. Resumen de facies aluviales de areniscas de canal (Ramos, Sopena y Perez-Arlucea 1986; Reading, 1996).....	13
Figura 9. Principales eventos registrados en la zona de estudio (SERNAGEOMIN, 2017; ONEMI, 2017).....	18
Figura 10. Mapeo general de la zona de estudio con las localidades descritas. AFP: Abanico Frente El Peñón; CAP: Casa Alpina; CRA: Cruce Río Aconcagua; FAV: Frente Avalancha; TRE: Túnel del Tren (contiene en sus inmediaciones a BTT: Bajo Túnel del Tren).....	20
Figura 11. Mapa de pendientes para la zona de estudio.	21
Figura 12. Depósitos y sus respectivas expresiones morfológicas. Los colores naranja, amarillo, burdeo y azul corresponden a depósitos aluviales (abanicos), coluviales (conos de deyección), remociones en masa mayores (avalanchas y deslizamientos) y fluviales (terrazas). Las localidades corresponden a Abanico frente El Peñón (a), Casa Alpina (b), Cruce Río Aconcagua (c), Túnel del Tren y Bajo Túnel del Tren (c), Frente Avalancha (d) y Laguna Laura (LL).	22
Figura 13. Mapa de altitudes, direcciones de flujo, red de drenaje y mapeo geomorfológico. Los polígonos en color amarillo corresponden a depósitos coluviales, en color naranja coluviales y en color marrón los correspondientes a deslizamientos.	23
Figura 14. Mapa de los valores NDVI para la zona de estudio. Los valores en amarillo y rojo indican la carencia de vegetación, mientras que los valores en verde indican probable cubierta vegetal.....	24
Figura 15. Sumario de los puntos descritos en este estudio.	25
Figura 16. Punto muestreado en la localidad de Abanico Frente El Peñón.....	26
Figura 17. Columna correspondiente a la localidad de Abanico Frente El Peñón.	27
Figura 18. Punto muestreado en la localidad de Casa Alpina.	28
Figura 19. Columna correspondiente a la localidad de Casa Alpina.....	29

Figura 20. Punto muestreado en la localidad de Cruce Río Aconcagua.....	30
Figura 21. Columna correspondiente a la localidad de Cruce Río Aconcagua.	31
Figura 22. Punto muestreado en la localidad de Frente Avalancha.....	32
Figura 23. Columna correspondiente a la localidad de Frente Avalancha.	33
Figura 24. Punto muestreado en la localidad de Túnel del Tren.	33
Figura 25 . Columna correspondiente a la localidad de Túnel del Tren.....	34
Figura 26. Punto muestreado en la localidad de Bajo Túnel del Tren.....	35
Figura 27. Columna correspondiente a la localidad de Bajo Túnel del Tren.	35
Figura 28. Punto muestreado en la localidad de Laguna Laura.....	36
Figura 29. Columna correspondiente a la localidad de Laguna Laura.	37
Figura 30. Punto muestreado en la localidad de Laguna Laura Distal.	39
Figura 31. Columna correspondiente a la localidad de Laguna Laura Sección Distal.	40
Figura 32. Dataciones realizadas a partir de campañas anteriores en la zona de estudio (rojo). Además, se muestran las edades tomadas por Antinao y Gosse (2009) (azul) y Welkner et al. (2010) (verde). Las edades corresponden a edades en miles de años antes del presente.	41
Figura 33. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Casa Alpina.	51
Figura 34. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Cruce Río Aconcagua.	53
Figura 35. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Frente Avalancha.	55
Figura 36. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Túnel del Tren.	56
Figura 37. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Bajo Túnel del Tren.	57
Figura 38. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Laguna Laura.	58
Figura 39. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Laguna Laura.	59
Figura 40. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Laguna Laura Sección Distal.....	67
Figura 41. Valores de altitud de la isoterma cero para la cuenca del río Aconcagua en la zona de estudio y presencia del ENOS en el Océano Pacífico (Oceanic Niño Index)(Center NOAAACP, 2001; Alvarez-Garreton et al., 2018). Las barras en rojo representan años Niño	

(fase cálida), mientras que las barras celestes representan años Niña (fase fría). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR) ² , https://www.observatorioandino.com , 2023.....	75
Figura 42. Esquema de límite de los glaciares en la transecta 33° a lo largo de los ríos Aconcagua y Mendoza (Clapperton, 1994 tomado de Caviedes, 1972 y Espizúa, 1993). La información de interés está encerrada en el recuadro inferior izquierdo.....	76
Figura 43. Valores de altitud de la isoterma cero (línea celeste) y temperaturas anuales (línea naranja) para la cuenca del río Aconcagua en la zona de estudio (Alvarez-Garretton et al., 2018). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR) ² , https://www.observatorioandino.com , 2023.....	79
Figura 44. Esquema ilustrativo de la zona de estudio con las edades disponibles, eventos aluviales y coluviales registrados y el mapeo geomorfológico.	80
Figura 45. Diagrama ilustrativo de los periodos de fortalecimiento y debilitación del ENOS, basado en estudios de contenido lítico (a) (Rein et al., 2005), y precipitaciones anómalas durante el Holoceno medio (b) (Fontugne et al., 1999; Keefer et al., 1998; Núñez et al., 2002). La línea punteada marca el comienzo estimado de la actividad contemporánea del ENOS moderno. Imagen modificada de Rein et al., 2005.	81
Figura 46. Serie temporal de aridez en la costa norte de Chile (Stuut y Lamy, 2004). Las áreas marcadas corresponden a periodos húmedos asignados a eventos estudiados en este trabajo.	85
Figura 47. Recopilación de condiciones paleoclimáticas para los Andes Subtropicales (Rodríguez-Contreras et al., en revisión). Las áreas marcadas corresponden a periodos secos (marrón claro) y húmedos (celeste) asignados a eventos estudiados en este trabajo..	86
Figura 48. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Casa Alpina.	108
Figura 49. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Cruce Río Aconcagua.	109
Figura 50. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Frente Avalancha.	110
Figura 51. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Túnel del Tren.	111
Figura 52. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Bajo Túnel del Tren. ...	112
Figura 53. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.	113

Figura 54. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.	114
Figura 55. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.	115
Figura 56. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.	116
Figura 57. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.	117
Figura 58. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura Sección Distal.	118
Figura 59. Columna correspondiente a la localidad de Los Espinos Este.	119
Figura 60. Columna correspondiente a la localidad de Los Espinos Oeste.	120
Figura 61. Columna correspondiente a la localidad de El Peñón Campaña Previa.	121

Índice de tablas

Tabla 1. Resumen de facies aluviales conglomerádicas en base a su textura, estructuras y forma de las unidades (Ramos y Sopena, 1983; Reading, 1996).	11
Tabla 2. Resumen de los principales eventos catastróficos asociados a remociones en masa y eventos aluviales con sus respectivos factores desencadenantes, y ubicación temporal con respecto a la estacionalidad anual (SERNAGEOMIN, 2017; ONEMI, 2017; Nuevo Siglo Consultores SpA, 2019).	18
Tabla 7. Edades disponibles para la zona de estudio a partir de campañas anteriores (Antinao, sin publicar).	41
Tabla 3. Resumen de los principales parámetros sedimentológicos para las muestras tomadas en la localidad de CAP, CRA, FAV, TRE y BTT.	42
Tabla 4. Resumen de los principales parámetros sedimentológicos para las muestras tomadas en la localidad de Laguna Laura.	44
Tabla 5. Resumen de los principales parámetros sedimentológicos para las muestras tomadas en la localidad de Laguna Laura y Laguna Laura Sección Distal.	46
Tabla 6. Resumen de facies asignadas para cada muestra de la zona de estudio.	48
Tabla 8. Resumen de las principales poblaciones transportadas y sus respectivas facies para las localidades de CAP, CRA, FAV, TT y BTT.	52
Tabla 9. Resumen de las principales poblaciones transportadas y sus respectivas facies para parte de las muestras de LL.	60
Tabla 10. Resumen de las principales poblaciones transportadas y sus respectivas facies para parte de las muestras de LL y LLD.	63
Tabla 11. Resumen de los principales parámetros para cada unidad y su forma de depositación.	69
Tabla 12. Resumen de los principales parámetros para cada unidad y su forma de depositación.	71
Tabla 13. Eventos históricos en la zona de estudio y sus respectivos Oceanic Niño Index (ONI). Valores en rojo indican condiciones Niño y valores en azul condiciones Niña (Center NOAAACP, 2001; SERNAGEOMIN, 2017; ONEMI, 2017; Nuevo Siglo Consultores SpA, 2019).	82
Tabla 14. Registro de terremotos en Chile desde 1965 (Centro Sismológico Nacional, 2023). En amarillo se destacan los terremotos corticales.	83
Tabla 15. Recopilación de las principales condiciones paleoclimáticas documentadas en la zona de estudio.	84

1. Introducción

1.1 Formulación del estudio

Los Alpes y los Himalayas han sido objeto de importantes investigaciones debido a la influencia del cambio climático moderno en las principales zonas montañosas del mundo (Gruber y Haeberli, 2007; Crozier, 2010; Clague et al, 2012). La inestabilidad de pendientes y el consecuente aumento en la recurrencia de deslizamientos a gran escala son resultados patentes de los cambios climáticos y antrópicos (Moreiras, 2006; Gruber y Haeberli, 2007; Bollschweiler y Stoffel, 2010). Estos factores, como los cambios en los usos de suelo, se convierten en peligros potenciales para las comunidades cercanas o aguas abajo de estas áreas propensas a deslizamientos y eventos aluviales (Moreiras et al., 2021).

Los Andes Subtropicales (30 – 34°S) es una de las áreas que está experimentando más intensamente los efectos del cambio climático (Boisier et al., 2016; Pabón-Caicedo et al., 2020). A pesar de la severa sequía que prevalece en la región, los eventos de lluvias torrenciales esporádicas han desencadenado importantes eventos aluviales en la última década produciendo grandes daños a las poblaciones aledañas (Sepúlveda et al., 2006; Boisier et al., 2016). Por lo tanto, analizar y entender como ha evolucionado la relación entre clima y aluviones a través del tiempo en una mirada de largo plazo en esta zona, es vital para comprender de mejor manera la dinámica entre condiciones climáticas y recurrencia de estos eventos en el presente (Sepúlveda et al., 2015; Lauro et al., 2017; Vergara Dal Pont et al., 2020; Sepúlveda et al., 2021).

Este estudio se centrará en la parte alta del Valle del Aconcagua en los Andes de Chile central, ya que representa un elemento fundamental para la economía de la zona que en su mayoría depende de la agricultura y la agroindustria, alberga una cantidad importante de pobladores (265320 personas al 2017; INE, 2019), es una arteria vital de conexión con Argentina y une la alta Cordillera de los Andes y el valle central de Chile (Canales y Canales-Cerón, 2016; INE, 2018). En particular, su amplio registro de aluviones y diversos tipos de remociones son evidencias de lo dinámico que puede ser este valle. Gran parte del área del valle está cubierta por depósitos cuaternarios provenientes de flujos de detritos y remociones, y en menor medida depósitos morrénicos y fluvio-glaciares de los cuales existen escasos estudios, estando el foco en los de origen glacial. Variaciones en las condiciones climáticas tales como precipitaciones y nivel de la isoterma cero, así como una eventual influencia tectónica afectarían directamente el flujo de sedimentos, la cantidad de agua disponible, vegetación y distribución espacial, quedando registrados en la arquitectura final y características de los depósitos aluviales (Antinao y Gosse, 2009; Kraus et al., 2015). De ahí el importante rol que juegan los aluviones dentro de la investigación de esta cuenca, siendo uno de los elementos deposicionales más importantes ya que su evolución está controlada por los eventos tectónicos y cambios climáticos a lo largo de su historia geológica (Singh et al., 2001; Kumar et al., 2007; Suresh et al., 2007; Srivastava et al., 2009).

El objetivo de este trabajo es desarrollar un estudio acabado de la geomorfología, cronología, sedimentología y posterior asociación de litofacies para obtener una interpretación geomorfológica-climática desde el Pleistoceno tardío en el valle del Aconcagua, en el marco del proyecto Fondecyt Regular # 1180413 “Climate change and landslides occurrence in the subtropical Andes since the Late Pleistocene”.

Estas secuencias aluviales, guardarían importantes registros de procesos geomorfológicos y sedimentarios que habrían resultado de estos eventos y, por tanto, se espera que gran parte de estas

fluctuaciones climáticas y tectónicas desde el Pleistoceno tardío hayan tenido un gran impacto en la conformación del actual paisaje de la zona.

*Parte de las figuras y tablas adjuntas están escritas en inglés para ser utilizadas en los próximos manuscrito y conferencias.

1.2 Ubicación zona de estudio

El área de estudio se encuentra en la Región de Valparaíso, al este de la ciudad de Los Andes, entre las localidades de Las Vizcachas ($32^{\circ}51'17.22''\text{S}$, $70^{\circ}30'7.4''\text{W}$) y Portillo ($32^{\circ}50'15.1''\text{S}$, $70^{\circ}7'39.6''\text{W}$) en la parte alta del Valle del Aconcagua, siguiendo la ruta internacional hacia Argentina (Figura 1, Figura 2). A lo largo de esta vía, se encuentran los sitios de mapeo y muestreo visitados durante este trabajo.

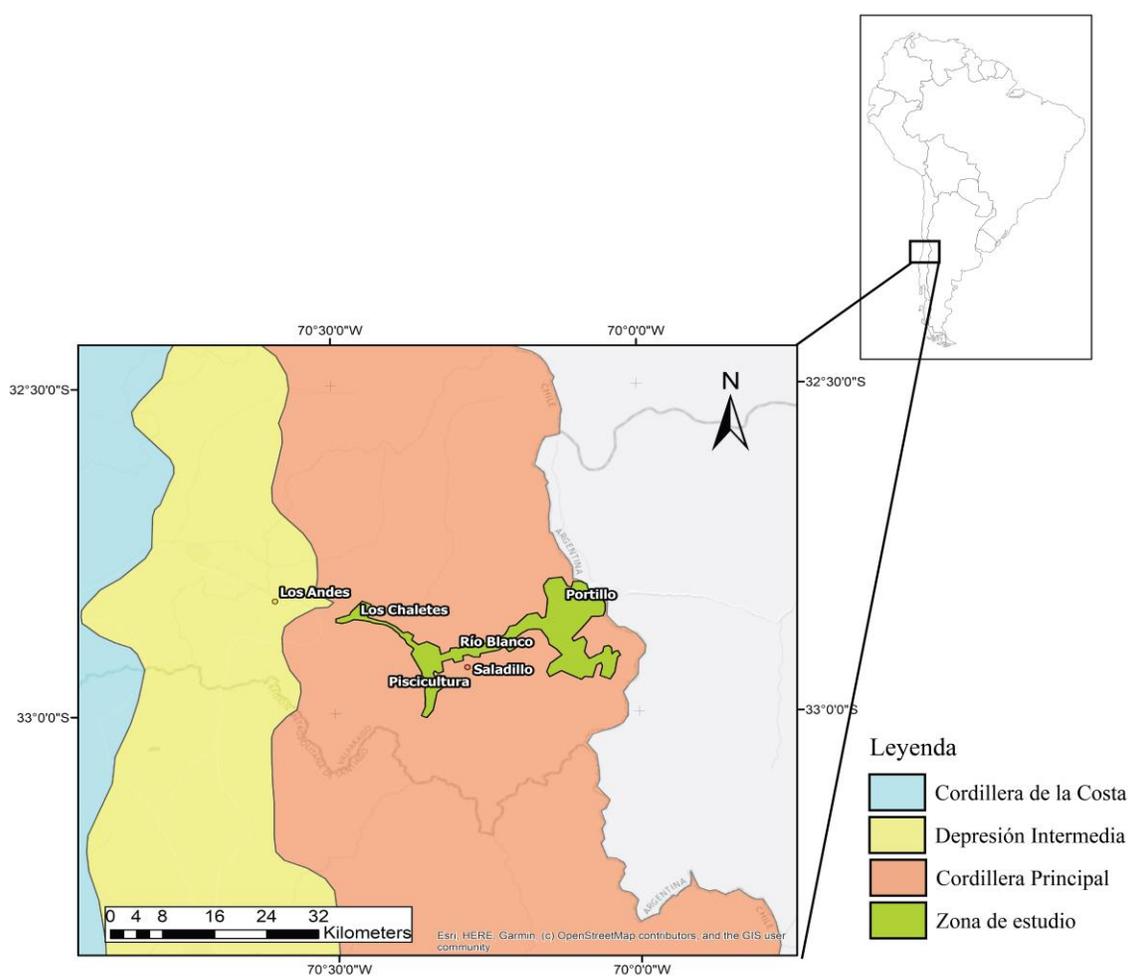


Figura 1. Principales unidades regionales geomorfológicas y ubicación geográfica estudiada del valle. Clasificación basada en Ramos et al. (2002) y SERNAGEOMIN (2003).

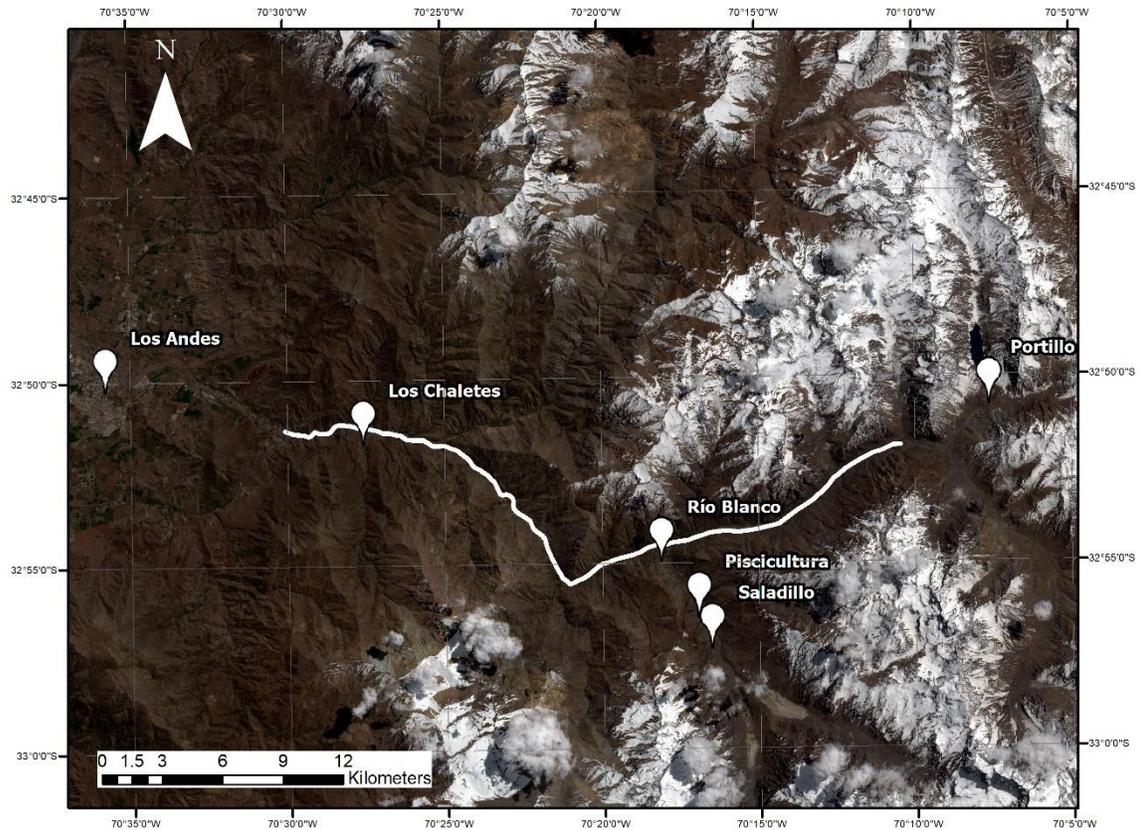


Figura 2. Detalle de la ruta seguida en este estudio.

1.3. Antecedentes

1.3.1. Geotectónica

El marco geotectónico de la zona se caracteriza por la subducción sub-horizontal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, generando una zona sísmica sin volcanismo activo entre los 27 y 33°S (Stern, 2004) con sismos interplaca (magnitud > 8) con periodos de retorno en el intervalo de 80 a 130 años (Cahill and Isacks, 1992; Barrientos et al., 2004; Welkner et al., 2010). La mayor parte de estos sismos son compresionales de magnitud moderada y foco cercano a los 80 km de profundidad, aunque sismos someros han sido identificados en la zona (0-20 km de profundidad) de daño considerable (magnitudes entre 5.9 y 6.9), que serían causados por el cabalgamiento de la placa continental (Welkner et al., 2010). El estudio de deslizamientos entre el Pleistoceno tardío y Holoceno ha llevado a proponer la sismicidad somera como el factor principal al momento de gatillar deslizamientos, junto a la variante climática en la región del Aconcagua (Antinao y Gosse, 2009).

Tres provincias estructurales se observan en la zona, la Cordillera Principal, graben del Valle Central y la Cordillera de la Costa (Figura 1 y Figura 3).

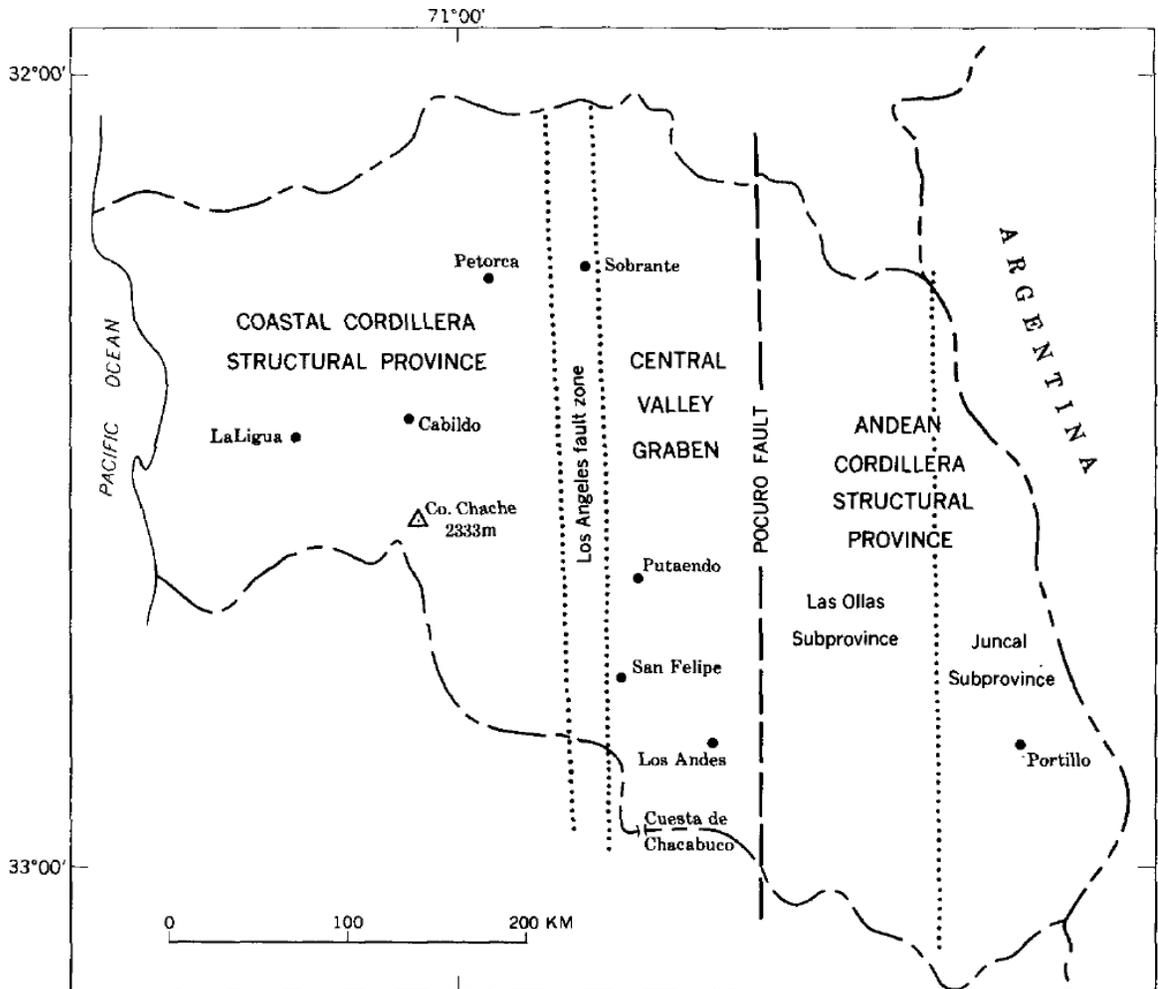


Figura 3. Principales divisiones estructurales de la Provincia del Aconcagua (Carter y Aguirre, 1965).

1.3.2. Geología

La cuenca del río Aconcagua comprende 7334 km² de área, se genera en la confluencia de los ríos Juncal y Blanco en la Cordillera de los Andes (División de Estudios y Planificación, 2014). La zona de estudio se encuentra emplazada principalmente sobre la Formación Los Pelambres (Klp, Figura 4), correspondiente a secuencias volcánicas y marino-continentales de edad Neocomiano-Turoniano, con afloramientos de la Formación Farellones (Tf, volcánica-continental), las unidades Río Cerro Blanco (Tch3, monzodioritas), Portezuelo del Azufre (Tch 2, pórfidos cuarzo-feldespáticos) y Tambillos (Tch 1, pórfidos dacíticos), las cuatro de edad Miocena. Gran parte de la ruta recorrida se encuentra cubierta de sedimentos aluviales y coluviales, así como depósitos de relleno de valles, y en algunos sectores sedimentos glaciales y fluvioglaciales, depósitos morrénicos retrabajados, glaciares de roca, escombros crionivales y sedimentos morrénicos retrabajados de edad cuaternaria (Rivano et al., 1993) (Figura 4).

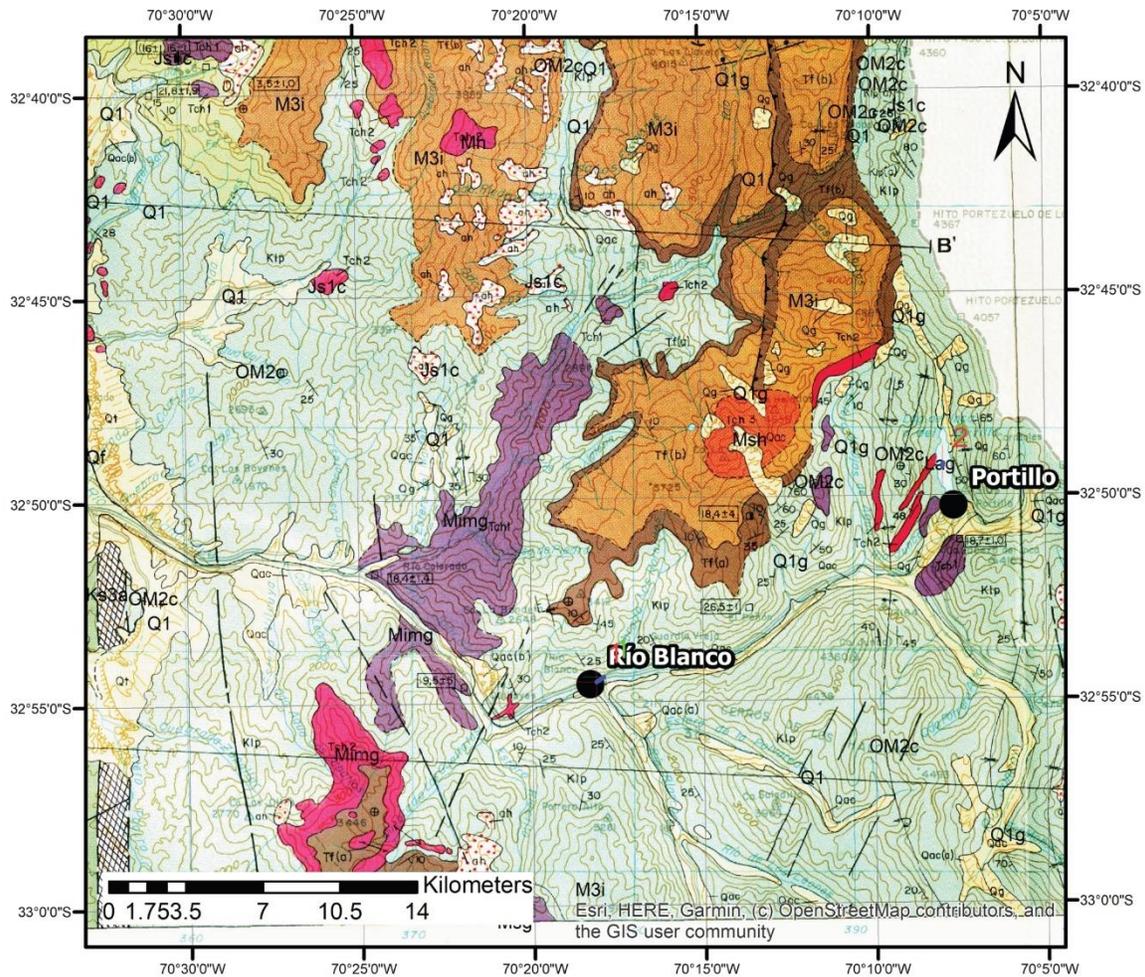


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Tch: Superunidad río Chicharra; Tf: Formación Farellones; Klp: Formación Los Pelambres; Klcr: Formación Cristo Redentor; Qac: Sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de rellenos de valles; Qg: Sedimentos glaciales, fluvioglaciales, morrénicos retrabajados, glaciares de roca y escombros crionivales, y sedimentos morrénicos retrabajados (modificado de Rivano et al., 1993).

1.3.3. Geomorfología

La zona de estudio se encuentra en el flanco oeste de la Cordillera Principal (Figura 1). Tres unidades geomorfológicas se identifican en Chile central de forma natural: Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, y la Cordillera Principal (Figura 1). La Depresión Intermedia comprende de una planicie de 900 km de largo y entre 20 a 50 km de ancho, cubierta de depósitos aluviales, así como ríos meándricos y trenzados que drenan la zona, hacia el este, la Cordillera principal exhibe cumbres glaciares angulosas, conos volcánicos y redes de drenaje de edad temprana (Carter y Aguirre, 1965). Las alturas promedio para esta región son de 4000 m s. n. m., con algunas cumbres sobre los 6000 m s. n. m. (Welkner et al., 2010). En este sector, la morfología del valle del Aconcagua muestra un encajonamiento profundo producto de la erosión fluvioglacial, siendo abundantes las laderas escarpadas cubiertas de conos de deyección en sus bases, así como una gran cantidad de depósitos de deslizamientos de rocas; esto cambia en los sectores donde el relieve del valle se aplana, exhibiendo plateaus cubiertos de depósitos aluviales, desde el sector de Río Blanco (Figura 4) hacia el este, a medida que aumentan las elevaciones, los valles glaciales en forma de “U” se vuelven abundantes junto a anfiteatros glaciales con un marcado relieve abrupto (Aguirre, 1960; Welkner et al., 2010).

1.4. Marco climático

La cuenca del Aconcagua se ubica en los Andes Subtropicales entre los 32.3 y 33°S, hacia el noreste de la ciudad de Santiago (Webb et al., 2020). Su clima es predominantemente semi-árido, con algunas variantes mediterráneas hacia el sur, así como polar restringido a escasas zonas de alta montaña (Sarricolea et al., 2017). Las precipitaciones anuales promedio registradas entre los 32-34°S y los 72-62°W son 518.1 mm por año, con valores locales promedio de 202.5 mm por año y 19°C de temperatura promedio a lo largo de la zona de estudio (Viale et al., 2019; DGA, 2022). Las condiciones climáticas de la cuenca se encuentran sujetas a una fuerte variabilidad intra e interanual (Janke et al., 2017; Webb et al., 2020), con la mayor parte de las precipitaciones registradas durante el invierno (Junio, Julio y Agosto) y escasos aportes durante los veranos australes (Diciembre, Enero y Febrero; Webb et al., 2020).

Las condiciones climáticas actuales en los Andes subtropicales están controladas por la presencia del Anticiclón del Pacífico Sur (APS) al oeste y el Cinturón de Vientos Oeste Sur (CVOS) al sur (Figura 5; Garreaud y Aceituno, 2007; Vergara Dal Pont et al., 2018). El APS, con centro entre los 25°-30°S y 90°-105°W, actúa como inhibidor de los movimientos verticales de las masas de aire impidiendo la formación de nubes y, por tanto, la ocurrencia de precipitaciones produciendo un predominio de las condiciones de aridez, también al ser un centro de altas presiones bloquea la entrada de centros de bajas presiones (frentes migratorios) (Pizarro et al., 1994; Garreaud, 2007). Por otro lado, durante el invierno austral el APS se contrae y migra hacia el ecuador permitiendo el movimiento de los CVOS hacia el norte y sus precipitaciones asociadas hacia latitudes más bajas (Quintana y Aceituno, 2012; Garreaud, 2009). Los movimientos verticales de estas masas de aire originadas en la CVOS en forma de frentes fríos representan gran parte de la precipitación en Chile Central especialmente durante el invierno austral (Garreaud, 2009; Varma et al., 2012).

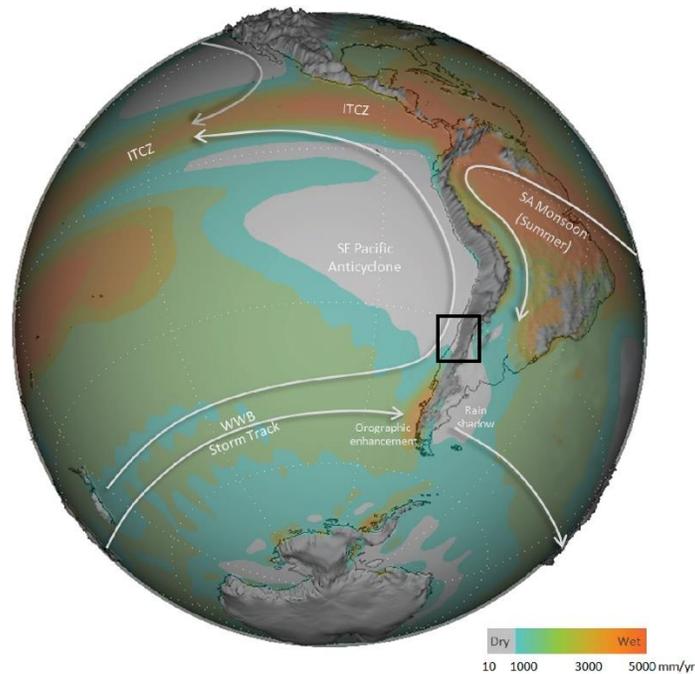


Figura 5. Principales rasgos climáticos de América del Sur y los Andes Subtropicales (modificada de Colwyn et al., 2019).

Además de estas condiciones generales, los Andes Subtropicales se ven afectados por la superposición de los fenómenos El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), siendo fuentes de variabilidad climática interanual e interdecadal, respectivamente. El ENOS es un fenómeno océano-atmosférico ligado a anomalías en el Pacífico tropical, con una periodicidad de 2 a 7 años de fluctuaciones irregulares cálidas (El Niño) y frías (La Niña; Díaz y Markgraf, 1992). Las precipitaciones por encima de los niveles normales para la zona y las temperaturas más cálidas que las condiciones normales son características de los episodios de El Niño e incluso una mayor probabilidad de fuertes lluvias durante el invierno austral (Cane, 2005), y las anomalías opuestas en las precipitaciones y temperaturas dentro de los episodios de La Niña en Chile Central. Paralelamente, las variaciones a escala decadal e interdecadal son generadas por la ODP, con un patrón muy similar al ENOS, así como su distribución espacial, tanto en su fase cálida (El Niño) como en su fase fría (La Niña), sin embargo, a menor escala espacial (Garreaud y Battisti, 1999; Montecinos y Aceituno, 2002; Rutllant, 2004; Garreaud, 2009). Eventualmente y de carácter marginal, pueden llegar precipitaciones convectivas durante el verano, procedentes de la vertiente oriental de los Andes (Viale y Garreaud, 2014).

Condiciones relativamente frías y áridas caracterizan la vertiente occidental de los Andes (Garreaud, 2009). Esto, en conjunto con la presencia del APS y la dinámica del CVOS, implica una marcada estacionalidad climática, concentrándose las precipitaciones casi exclusivamente durante el invierno austral. Cuando el movimiento del APS y del CVOS se desplaza hacia el norte, contrasta con la expansión del APS durante el verano austral, bloqueando el CVOS y, por lo tanto, con las condiciones de aridez imperantes en la región.

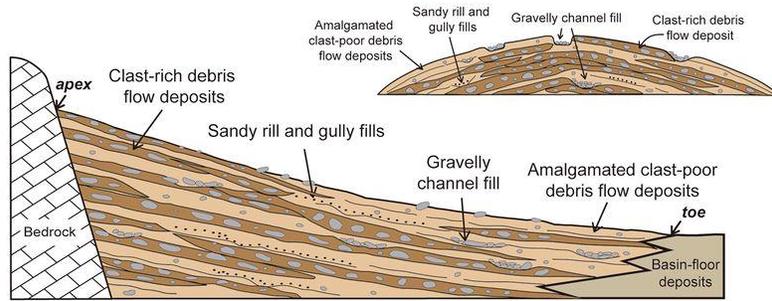
1.5. Marco teórico

1.5.1. Caracterización de flujos

Los abanicos aluviales están entre los ambientes deposicionales más importantes en márgenes de cuencas subaéreas, cuando se habla de volumen de sedimento (Moscariello, 2017). Dependiendo de las condiciones topográficas y climáticas, los depósitos de abanicos aluviales pueden estar ubicados en diversas asociaciones ambientales, estos pueden ser clasificados en dos tipos de depósitos: depósitos de flujo de detritos (debris flow) y depósitos asentados por agua (water-laid) (Figura 6; Reineck y Singh, 1980).

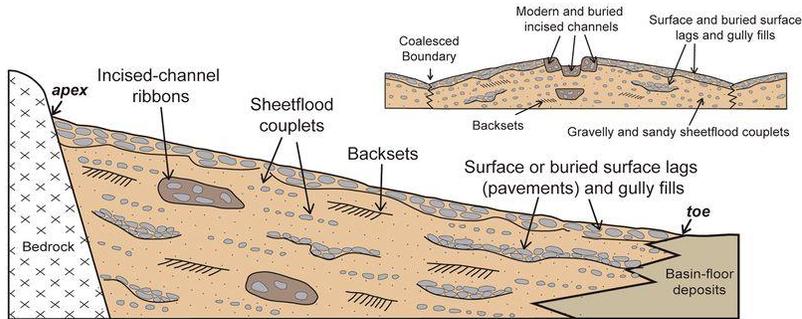
Debris-flow alluvial fan

Distance from apex to toe up to 10 km (but rarely exceeding a few km)



Waterlain alluvial fan

Distance from apex to toe up to 15 km



Generic fluvial fan

Distance from apex to toe from a few tens to a few hundreds of km (up to 700 km)

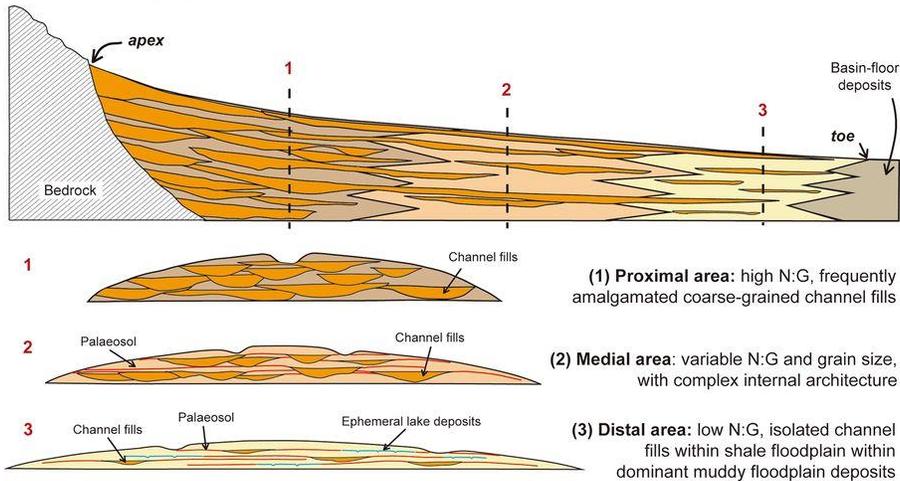


Figura 6. Perfiles generales de abanicos aluviales de flujo de detritos, abanicos aluviales de depósitos asentados por agua, y abanicos fluviales (Moscariello, 2017; Blair, 1999a; Moscariello, 2005b).

1.5.1.1. Flujos de detritos

Varias definiciones se han asignado al concepto de flujo de detritos. Desde mezcla de cargas en suspensión y de lecho acarreadas por una inundación en una zona montañosa (Stiny, 1910), mezcla móvil de agua y sedimento de alta densidad (Reading, 1996), a definiciones modernas como flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos no-plástico saturado en un canal empinado (Jakob y Hungr, 2005). Estos caen dentro de lo que Hungr et al. (2001) define como tipos de deslizamientos similares a un flujo (Tabla 1).

El componente principal, detritos, corresponde a material de baja plasticidad no-cohesionado y no-seleccionado, el cual puede contener cantidades importantes de material orgánico, tales como lecho orgánico, troncos, o fragmentos de árboles, derivados de procesos de remoción en masa (coluvios), volcanismo explosivo (piroclastos), transporte glacial (till o depósitos de contacto con hielo), meteorización (suelo residual) o desechos no-seleccionados de origen antropogénico (relaves mineros; Hungr et al., 2001). Otros tipos de deslizamientos importantes para tener en cuenta son (Jakob y Hungr, 2005):

- Flujo de barro (Mud flow): flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos plástico saturado en un canal, con un contenido importante de agua comparado con el material de la fuente (índice de plasticidad >5%).
- Inundación de debris (Debris flood): flujo de agua surgente muy rápido con gran carga de detritos en un canal empinado.
- Avalancha de debris (Debris avalanche): flujo somero muy rápido a extremadamente rápido de detritos parcial a totalmente saturado en una pendiente empinada no confinada a un canal.

Los sedimentos de los depósitos de flujos de detritos se caracterizan por presentar grava gruesa a fina matriz a clasto-soportada, ser pobremente seleccionada, bimodales sujetos a un alto grado de variabilidad, gradación inversa, y, angulares a pobremente redondeadas (Fisher, 1971; Moscariello, 2017), presentar guijarros sin orientación preferencial y dispuestos de forma irregular; dependiendo de su grado de fluidez, pueden presentar estratificación gradada y guijarros aplanados orientados en la horizontal (mayor grado), o estar ausente (menor grado) con guijarros aplanados orientados de forma caótica o verticalmente (Reineck y Singh, 1980). Los sedimentos se depositan paralelos a la superficie de los abanicos y de cada estrato, en forma de capas finas y extensas. Además, es común encontrar bloques de sedimento en matrices de grano fino, y en algunos casos, levees en los márgenes del flujo, así como suavización de la base subyacente del mismo (Figura 7) (Reineck y Singh, 1980).

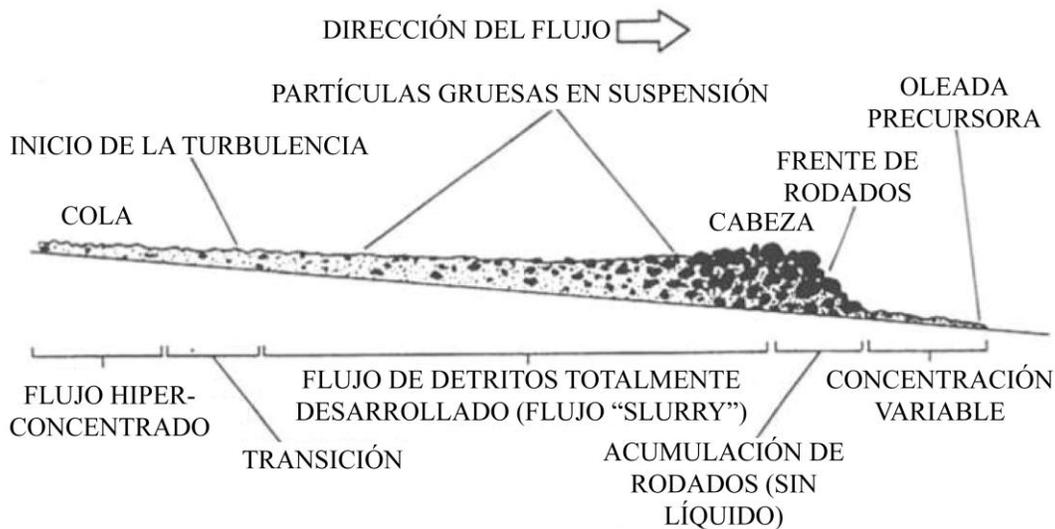


Figura 7. Diagrama ilustrativo de un flujo de detritos con un frente de rodados (modificado de Pierson, 1986).

1.5.1.2. Depósitos asentados por agua

Son depósitos producto de flujos de agua, se clasifican en:

- Depósitos de flujo de canal (Stream channel deposits)
- Depósitos de inundación laminares (Sheet flood deposits)
- Depósitos de tamiz (Sieve deposits)

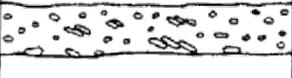
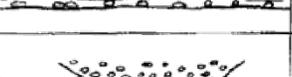
Wasson (1977) identificó dos tipos de grupos de sedimentos pertenecientes a depósitos asentados por agua; la principal diferencia radica en el grado de separación de las fracciones de distintos tamaños presentes en estas. Una mayor descripción para cada tipo de depósito y grupo se puede encontrar en el Anexo A.

1.5.2. Facies Aluviales

Los sedimentos aluviales antiguos poseen variadas características que permiten clasificarlos como tal: geometrías de canales, paleocorrientes unidireccionales, texturas y composiciones sedimentarias inmaduras, carencia de indicadores marinos, así como paleosuelos y grietas de desecación, y evidencias de emergencia subaéreas (Reading, 1996). Una mayor descripción para cada facies se puede encontrar en el Anexo A.

En base a texturas y estructuras internas, así como tamaños, orientaciones, formas y relaciones comunes, Reading (1996) propone 3 facies aluviales principales (Tabla 1, Tabla 2):

Tabla 1. Resumen de facies aluviales conglomerádicas en base a su textura, estructuras y forma de las unidades (Ramos y Sopena, 1983; Reading, 1996).

Facies	Bedding and sedimentary structures		Texture and fabric	Thickness (m)
Sheets of massive conglomerates	Massive imbricated clasts		Clast sizes: 5-30 cm Rounded-subrounded clasts. Low sandy matrix proportion	0.5-1.5
	Crude flat-bedding imbricated clasts			
	Convex upward tops imbricated clasts			
Units of tabular cross-stratified conglomerates	Tabular cross-stratified		0.8-1.0	
Units of lateral accretion conglomerates	Lateral accretion units with sandstone drapes imbricated clasts		Clast sizes: 3-20 cm Moderately sorted sandy matrix	0.6-1.8
	Lateral and vertical accretionary surfaces			
Channel-fill conglomerates	Massive		Clast sizes: 3-20 cm Rounded-subrounded clasts moderately sorted. High sandy matrix proportion	1.0-1.8
	Complex-fill stratified			
	Transverse fill cross-stratification			
	Multi-storey fill trough cross-stratification			
Units of coarse-medium sandstone	Flat or low angle cross-stratification. Rare trough cross-stratification		Coarse-medium grain size	0-5

- Facies conglomerádicas
 - a) Conglomerados matriz-soportados: Se caracterizan por la ausencia de estratificación e imbricación.
 - b) Conglomerados clasto-soportados: Se caracterizan por superficies erosivas y estratificación lenticular con relieve marcado.
 - c) Conglomerados laminares (sheet-like): Se caracterizan por conglomerados y areniscas de guijarros con estratificación de bajo ángulo a gran escala, bases erosionadas y gravas de lag.
- Facies de Areniscas de canal (Figura 8)
 - a) Conglomerados: Se caracterizan por ser presentar delgados estratos de unos pocos clastos de potencia, superficies erosivas, remoción de material por corrientes fuertes.

- b) Areniscas con estratificación cruzada: Se caracterizan por conformar areniscas finas a gruesas, siendo la facies más común en ambientes fluviales, abarcando de cm a metros de espesor en el registro estratigráfico.
- c) Areniscas con laminación cruzada: Se caracterizan por ser areniscas ubicadas en la parte superior de las unidades del canal y son de carácter más micáceo y carbonáceo que las areniscas subyacentes, además de presentar un tamaño de grano más fino, resultado de corrientes relativamente más débiles.
- d) Areniscas con laminación paralela: Se caracterizan por ser areniscas de grano fino y presentar clara laminación, así como lineaciones en la superficie del lecho, generalmente presentes hacia el techo del canal.
- e) Areniscas masivas: Se caracterizan por presentarse entre areniscas estratificadas ya sea en forma de estratos tabulares (comúnmente en la base de los estratos de las areniscas acanaladas) o cuerpos lenticulares (entre areniscas con estratificación cruzada).
- f) Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo a gran escala: Se caracterizan por un estilo acrecional presente en muchas areniscas de canal (Allen, 1983).
- Facies de grano fino:
 - a) Fangolitas y limolitas: Se caracterizan por presentar color negro a variedades de grises, verdes, ocres, marrones y rojos.
 - b) Lechos de areniscas de base angular: Se caracterizan por presentar potencias entre 20 cm y raramente 2 m. Es común encontrar laminación cruzada ondulosa ascendente, y en menor medida laminación paralela, así como laminación cruzada ondulosa (Steel y Aasheim, 1978; Tunbridge, 1981, 1984).

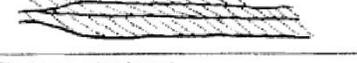
Facies	Grain size	Size (m)		Geometry
		H	L	
Tabular cross-bedded 	Coarse to pebbly sand	4	<100	Tabular flat scoured base
Tabular cross-bedded with vertical accretion 	Medium to coarse sand	>4	>63	Complex. Tabular bedforms, of several shapes
Tabular cross-bedded with downstream troughs 	Coarse to medium sand	1.5-3	30-70	Lenticular with flat scoured base
Large scale troughs 	Medium to coarse sand	2-4	30	Lenticular with concave-up base and flat top
Large scale troughs with wavy base 		2-4	30	Lenticular with irregular (wavy) base and flat top
Medium scale trough cross-bedded 		0.2-0.5	0.4-8	Lenticular with concave-up base
Medium scale tabular cross-bedded 	Medium sand	0.2-1.5	7.5-21	Lenticular with flat base and slightly irregular top
Ripple cross-laminated 	Fine to very fine sand	<0.1		Asymmetrical ripple mark
Fine grained 	Mud	0.1-0.2		Irregular related to associated facies
Flat bedded 	Medium sand	0.1-0.4		Flat

Figura 8. Resumen de facies aluviales de areniscas de canal (Ramos, Sopena y Perez-Arlucea 1986; Reading, 1996).

1.6. Aluviones en los Andes Centrales (30-33°S)

La conjunción de los desniveles topográficos, climatológicos (bajas temperaturas) y geológicos (tectónica activa, mayor producción de detritos) producen flujos de detritos cuando estos factores se encuentran con intensas precipitaciones, removiendo el material mediante fluidización acuosa. Los registros históricos en esta región comienzan con el uso de rutas comerciales/de pastoreo a lo largo del Valle de Mendoza y se extiende hasta el presente, registrándose más de 44 eventos en la región (Moreiras et al., 2021).

1.6.1. Gatillantes de eventos aluviales

Diversos factores que favorecen eventos aluviales han sido estudiados para la zona preandina a estas latitudes, tales como el clima de la zona de estudio, geología y geotecnia (Hauser, 1985). En particular para los Andes Centrales Semiáridos, cuatro gatillantes han sido indicados como causantes de este tipo de flujos en la región: precipitación, temperatura, isoterma cero y la influencia de ENOS (Moreiras et al., 2021).

1.6.1.1. Precipitaciones

En esta zona árida a semiárida, precipitaciones anómalas estivales han estado históricamente relacionadas a eventos aluviales (SERNAGEOMIN, 2017). Lluvias sobre 60 mm/24 hrs son suficiente para gatillar este tipo de flujos, incluso registrándose catástrofes con lluvias de 12 mm/hr (Lavigne y Suwa, 2004; Moreiras, 2015; Sepúlveda et al., 2015) y periodos tan cortos como >4 mm en un peak de 1 hora (Vergara Dal Pont et al., 2018). Mayor disponibilidad de suelo seco y desprendido, así como limitada infiltración asociada a estas lluvias violentas y repentinas, modifican los parámetros propios del suelo generando importantes flujos de barro (Hauser, 1985). Por otra parte, no sólo lluvias repentinas causan estos eventos. En menor medida, se ha estudiado que la precipitación acumulada durante 20-25 días también puede gatillar aluviones (Tapia Baldis y Trombotto Liaudat, 2019).

1.6.1.2. Temperatura e isoterma cero

La temperatura y su relación con los deshielos juegan un papel clave como causantes de eventos aluviales, es más, si llueve en estado líquido en zonas donde normalmente llueve en estado sólido, es altamente probable que se generarán flujos de detritos (Hauser, 2002; Sepúlveda y Padilla, 2008; Moreiras et al, 2019; Aguilar et al., 2020; Vergara et al., 2020). Si bien la influencia de los deshielos es menor que otros factores gatillantes, estos representan eventos recurrentes a lo largo del tiempo en sectores insignes como el Valle del Aconcagua. Violentos flujos asociados a fases de calentamiento han sido registrados a lo largo del tiempo (e.g. durante los años 1985, 2008 y 2016 entre otros; Brenning, 2005; Moreiras et al., 2008). Aún más, tomando en cuenta que las temperaturas muestran una tendencia creciente hacia el futuro (Álvarez-Garretón et al., 2018), se espera que la isoterma cero vaya ascendiendo cada vez más, y, por tanto, aportando nuevas fuentes de escorrentía y material rocoso-glacial en sectores donde no es común recibir este tipo de flujos, incrementado los peligros geológicos asociados.

1.6.1.3. ENOS

Considerando que una fase cálida de ENOS implica un aumento, tanto en las temperaturas como precipitaciones promedio, se ha descubierto que promueve la recurrencia de eventos aluviales en los Andes Centrales Semiáridos tanto en el pasado (Vargas et al., 2006; Cabré Cano et al., 2017), como en el presente (Mergili et al., 2015; Moreiras et al., 2015), llegando a registrarse 55 eventos aluviales durante 29 días consecutivos entre los veranos del 2015/2016, durante un particularmente fuerte ENOS llamado GODZILLA (Garreaud et al., 2017).

1.6.2. Cambio climático en el mundo y flujos de detritos

Otras partes del mundo también son ejemplo de los efectos del cambio climático en la recurrencia de aluviones. En Colorado, Utah, y Nevada, Estados Unidos, cientos de flujos de detritos fueron gatillados por actividad reforzada de tormentas y de precipitaciones estacionales asociadas al ENOS en el periodo de 1982 y 1984 (Schuster y Wiczorek, 2002; Jakob y Hungr, 2005), mientras que en Australia durante los periodos del 2003 al 2013, un gran número de flujos, tanto en condiciones secas como húmedas asociadas a ambas fases del ENOS, se registraron en la zona sureste y se espera que incrementen (Nyman et al., 2019).

El calentamiento en zonas montañosas a largo plazo asociado a retroceso glaciar y, por tanto, a un incremento en la inestabilidad de laderas en todo el mundo fue demostrado por Evans y Clague (1994) durante los últimos 100 a 150 años. Por ejemplo, en los Alpes Suizos, el derretimiento glaciar llevó al gatillamiento de numerosos flujos de detritos por causa de intensas lluvias el verano de 1987 (Zimmerman y Haeberli, 1992; Jakob y Hungr, 2005).

Finalmente, el efecto antrópico de tala de bosque nativo y cambios de usos de suelo para fines agrícolas ligado al aumento de movimientos en masa ha sido demostrado tanto en zonas como Italia (Wasowski, 1998), Escocia (Innes, 1997), Inglaterra (Ibsen y Brunsden, 1997) y Alemania (Grunert y Hardenbicker, 1997; Jakob y Hungr, 2005).

1.7. Hipótesis de trabajo

Variaciones paleoclimáticas en el Valle del Aconcagua influenciaron la frecuencia y las características de los eventos aluviales desde el Pleistoceno tardío. Periodos de condiciones más húmedas se traducirán en una mayor frecuencia de eventos aluviales con depósitos de mayor energía, incisión de canales, y una mayor distancia de transporte, evidenciados por estructuras sedimentarias como la estratificación cruzada. En contraste, condiciones más secas se manifestarán en depósitos coluviales y una geomorfología diferente en el valle, tales como geoformas aluviales sobrepuestas a glaciales, así como deslizamientos, terrazas y coluvios característicos del Cuaternario.

1.8 Objetivos

1.8.1 Objetivo general

Entender en que condiciones paleoclimatológicas se gatillaron los eventos aluviales en el Valle del Aconcagua, mediante estudio de la geomorfología, cronología, sedimentología y estratigrafía de los depósitos aluviales en la zona.

1.8.1.1 Objetivos específicos

- Identificar y analizar la estratigrafía de los depósitos aluviales en el Valle del Aconcagua, con énfasis en su cronología y sedimentología.
- Determinar las variaciones energéticas y los distintos tipos de flujos presentes en los sedimentos aluviales, relacionándolos con la geomorfología local.
- Investigar las posibles causas y factores gatillantes de los eventos aluviales en el área de estudio, con especial atención a las influencias paleoclimáticas.
- Comparar la secuencia de eventos aluviales con curvas paleoclimáticas para identificar períodos en los cuales estos eventos ocurren con mayor frecuencia.

1.9 Metodología

Para entender en qué condiciones paleoclimáticas fueron gatillados los eventos aluviales, se propone realizar un (1) mapeo e identificación de depósitos aluviales y geomorfología, (2) descripción estratigráfica y toma de muestras, (3) análisis granulométrico, (4) recopilación histórica de eventos aluviales, y finalmente (5) integración e interpretación de los resultados.

1.9.1 Registro histórico de eventos aluviales

- Revisión bibliográfica sobre eventos catastróficos históricos registrados para la zona de estudio, ya sean informes, publicaciones o noticias.
- Identificar si el factor gatillante de dichos eventos fueron precipitaciones, variaciones de temperatura, cambios en la isoterma cero o sismos.
- Constatar si las precipitaciones fueron normales, tempranas, tardías o torrenciales mediante la plataforma CAMELS (CR2, 2022).

1.9.2 Mapeo e identificación de depósitos aluviales

- Mapeo geomorfológico de la zona de estudio (escala 1:190.000) mediante reconocimiento previo a partir de imágenes satelitales con una resolución de 4 x 3 km (Google Earth) y confección final complementada con visitas de terreno.
- Identificación de depósitos coluviales, aluviales, remociones en masa, terrazas fluviales y depósitos glaciolacustres de acuerdo con: (i) geometría del depósito, (ii) pendiente, (iii) color, (iv) presencia de estructuras sedimentarias, (v) existencia de tributarios, (vi) vegetación y (vii) constatación in situ.
- Confección de mapas de pendientes, elevaciones, dirección de flujo y NDVI (Arcgis).

1.9.3 Descripción estratigráfica y toma de muestras

- Selección de depósitos aluviales en terreno de acuerdo con su accesibilidad, grado exposición de registro estratigráfico y disposición geográfica a lo largo de la zona de estudio.
- Registro fotográfico de cada sección.
- Muestreo de los puntos seleccionados para datación OSL y granulometría. Integración de edades ya muestreadas en campañas anteriores.
- Identificación de cambios litológicos, densidad y estratificación.
- Identificación de (1) unidades, (2) inicio y término en su extensión vertical de cada unidad, (3) potencia, (4) presencia de estratificación, (5) tipo de contacto, y (6) observaciones.
- Muestreo de los puntos seleccionados para datación OSL y granulometría.

1.9.4 Análisis granulométrico

- Secado de las muestras en horno a 45°C.
- Tamizado de las fracciones gruesa y fina según norma A.S.TM.
- Análisis granulométrico de la fracción fina (<2 mm) en granulómetro láser Mastersizer 2000 (Malvern).
- Obtención de parámetros granulométricos generales (tamaño promedio de grano, selección, percentiles, curtosis, asimetría) mediante el programa y escala de tamaño de grano propuesta por el mismo GRADISTAT (Blott y Pye, 2001), calculados según el método gráfico de Folk y Ward (1957).
- Descripción de esfericidad y redondeamiento de la fracción gruesa mediante comparación visual.

1.9.5 Integración, interpretación y conclusión

- Distinción de facies aluviales, variaciones de flujo y energía.
- Confección de curvas acumulativas para distinguir poblaciones de transporte.
- Integración de información granulométrica y geocronológica para reconocer tendencias y anomalías generales para cada periodo de tiempo.
- Reconocimiento/determinación de factores gatillantes del flujo aluvial.
- Determinar la influencia de la geomorfología y la extensión de los flujos aluviales, así como estos influyen en el modelamiento del paisaje.
- Determinación de las condiciones paleoclimáticas al momento de los flujos aluviales.
- Comparación y discusión con la literatura disponible para el área, tales como: registros paleoclimáticos, paleoformas predominantes, paleoecología, factores gatillantes de aluviones, dataciones disponibles, estratigrafía y sedimentología de depósitos publicados,

circulación atmosférica en la zona, mecanismos de transporte y registros de eventos históricos.

2. Resultados

2.1 Recopilación de eventos históricos

Noticias, informes y publicaciones de remociones en masa y eventos aluviales, así como sus causas fueron recopilados para este estudio (Figura 9, Tabla 1, Anexo B).

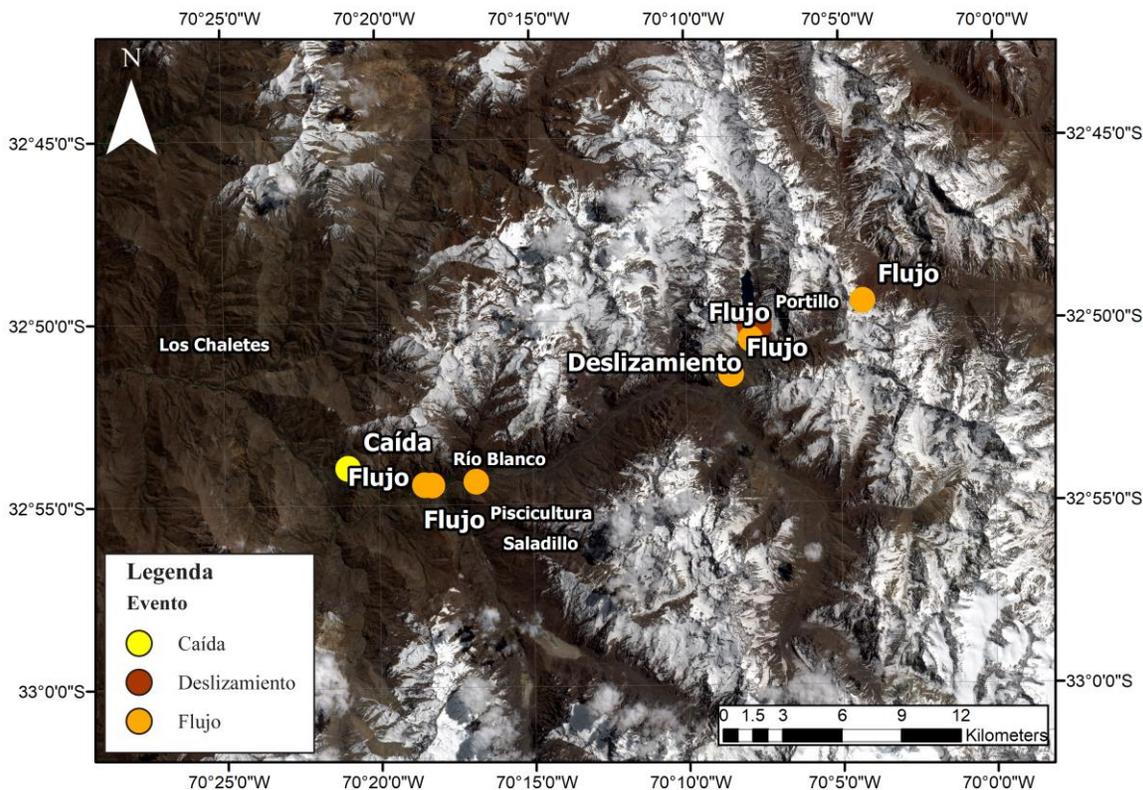


Figura 9. Principales eventos registrados en la zona de estudio (SERNAGEOMIN, 2017; ONEMI, 2017).

Tabla 2. Resumen de los principales eventos catastróficos asociados a remociones en masa y eventos aluviales con sus respectivos factores desencadenantes, y ubicación temporal con respecto a la estacionalidad anual (SERNAGEOMIN, 2017; ONEMI, 2017; Nuevo Siglo Consultores SpA, 2019).

Sector	Tipo de Remoción en Masa	Factor Desencadenante	Fecha	Lluvias	Reporte
Portillo	Avalancha de nieve (Aludes)	Precipitaciones	11 de Agosto de 1965	Tardías	ONEMI
Puntilla del Viento y Los Azules	Flujo de detrito	Precipitaciones	21 y 22 de Febrero de 1980	Tempranas	ONEMI
Cabeza del Indio	Alud	Precipitaciones	3 Julio de 1984	Normales	SERNAGEOMIN
Los Andes	Flujo de detrito	Precipitaciones	13 y 18 de Agosto de 1987	Torrenciales	PLADECO LOS ANDES
Río Juncal	Remociones en masa	Precipitaciones	18 de Agosto de 1987	Normales	SERNAGEOMIN
Valle del río Blanco	Flujo de barro y detrito	Precipitaciones	27 de Diciembre de 1995	Tardías	SERNAGEOMIN
Juncal-Paso Los Libertadores	Flujo de detrito	Precipitaciones	18 Noviembre de 2000	Tardías	SERNAGEOMIN
Los Andes	Flujo de detrito	Precipitaciones	17 de Noviembre de 2004	Tardías	ONEMI
Los Andes	Flujo de detrito	Precipitaciones	13 de Enero de 2005	Tempranas	ONEMI
Ruta Complejo Libertadores	Avalancha de nieve (Aludes)	No informado	20 de Julio de 2005	Torrenciales	ONEMI
La Bocatoma	Flujo de detrito	Precipitaciones	11 de Febrero de 2011	Tempranas	SERNAGEOMIN
Calle Larga	Flujos de detritos	Precipitaciones	24-26 de Febrero 2017	Tempranas	ONEMI
Aconcagua	Inundaciones	Precipitaciones	24-26 de Febrero 2017	Tempranas	ONEMI

En el análisis de los eventos aluviales históricos en el Valle del Aconcagua, se observa una distribución preferencial de estos eventos en los extremos este y oeste de la zona de estudio, particularmente en las áreas de Portillo y Río Blanco (Figura 9), han sido propensas a una mayor

incidencia de eventos aluviales a lo largo del período histórico estudiado. Estas zonas parecen ser particularmente susceptibles a desencadenantes relacionados con las precipitaciones, ya sea en forma de avalanchas de nieve, flujos de detrito o remociones en masa.

En cuanto al momento del año en que ocurren preferentemente estos eventos, se observa un patrón distinto al estacional. Los eventos aluviales tienden a ser más frecuentes durante la temporada de lluvias tempranas (enero-febrero) y tardías (noviembre-diciembre) (Tabla 2).

En términos de tendencias temporales, se nota una variabilidad en la frecuencia de eventos aluviales a lo largo de las décadas estudiadas. Mientras que en algunos años se registran múltiples eventos aluviales, en otros años se observa una disminución en la incidencia de estos eventos. Esta variabilidad puede estar relacionada con las fluctuaciones climáticas a lo largo del tiempo. También se observa una recurrencia aumentada de los eventos hacia el presente.

2.2. Mapeo y geomorfología de la zona de estudio

Se realizó un mapeo geomorfológico de la zona de estudio mediante imágenes satelitales (Google Earth) y visitas de terreno a la zona de estudio (Figura 10). De esta forma, se identificaron depósitos coluviales, aluviales, deslizamientos, terrazas fluviales y depósitos glaciales (Figura 10) de acuerdo con: (i) geometría del depósito, (ii) pendiente, (iii) color, (iv) presencia de estructuras sedimentarias, (v) existencia de tributarios, (vi) vegetación y (vii) constatación in situ. Además, se generaron tanto un mapa de pendientes como uno de dirección de flujo integrado con el mapeo geomorfológico, así como un mapa de NDVI para la zona de estudio mediante el uso del software ArcMap 10.8.2

Como se puede ver en el mapa principal de escala 1:190.000 correspondiente a un área de 229 km² (Figura 10 y Figura 12), el depósito predominante en extensión areal corresponde a coluvios (34.5 km²) en forma de conos de deyección, en segundo lugar, le siguen los de deslizamientos (16.2 km²), cuya morfología principal es la de deslizamientos. En tercer lugar, están los depósitos aluviales (7.4 km², cuya morfología principal son los abanicos aluviales. Finalmente, depósitos fluviales (0.86 km²) y en menor medida glaciales (0.37 km²) cubren la zona de estudio, en forma de terrazas y morrenas, respectivamente. El depósito predominante en número corresponde a coluvios (123). En segundo le siguen los depósitos aluviales (73). En tercer lugar, depósitos correspondientes a remoción en masa (45). En cuarto lugar depósitos fluviales (10) y finalmente glaciales (6).

Los depósitos coluviales afloran a lo largo de toda la zona de estudio, pero se concentran en su sector oeste, por otra parte, los depósitos aluviales se concentran en el sector centro-oeste. Los depósitos de remoción en masa afloran principalmente en el sector centro-este de la zona, mientras que los depósitos fluviales afloran a lo largo de la transecta del río Juncal. Los escasos depósitos glaciales encontrados se ubican en el sector noreste de la zona de estudio, en las inmediaciones de Portillo.

Como se puede ver en la Figura 11, el mayor número, así como los principales depósitos aluviales, coluviales y abanicos aluviales se presentan en las zonas en las que (a) existe un quiebre de pendiente, los cuales pueden llegar a valores entre 44.9 a 92.9° desde los 0° y (b) sectores donde existe un canal tributario mayor colina arriba, que se dividen en canales de menor orden ya sean efímeros (la gran mayoría) o perennes (escasos). Cabe destacar que la gran mayoría de los abanicos aluviales, se concentran en zonas con una inclinación menor a 45°.

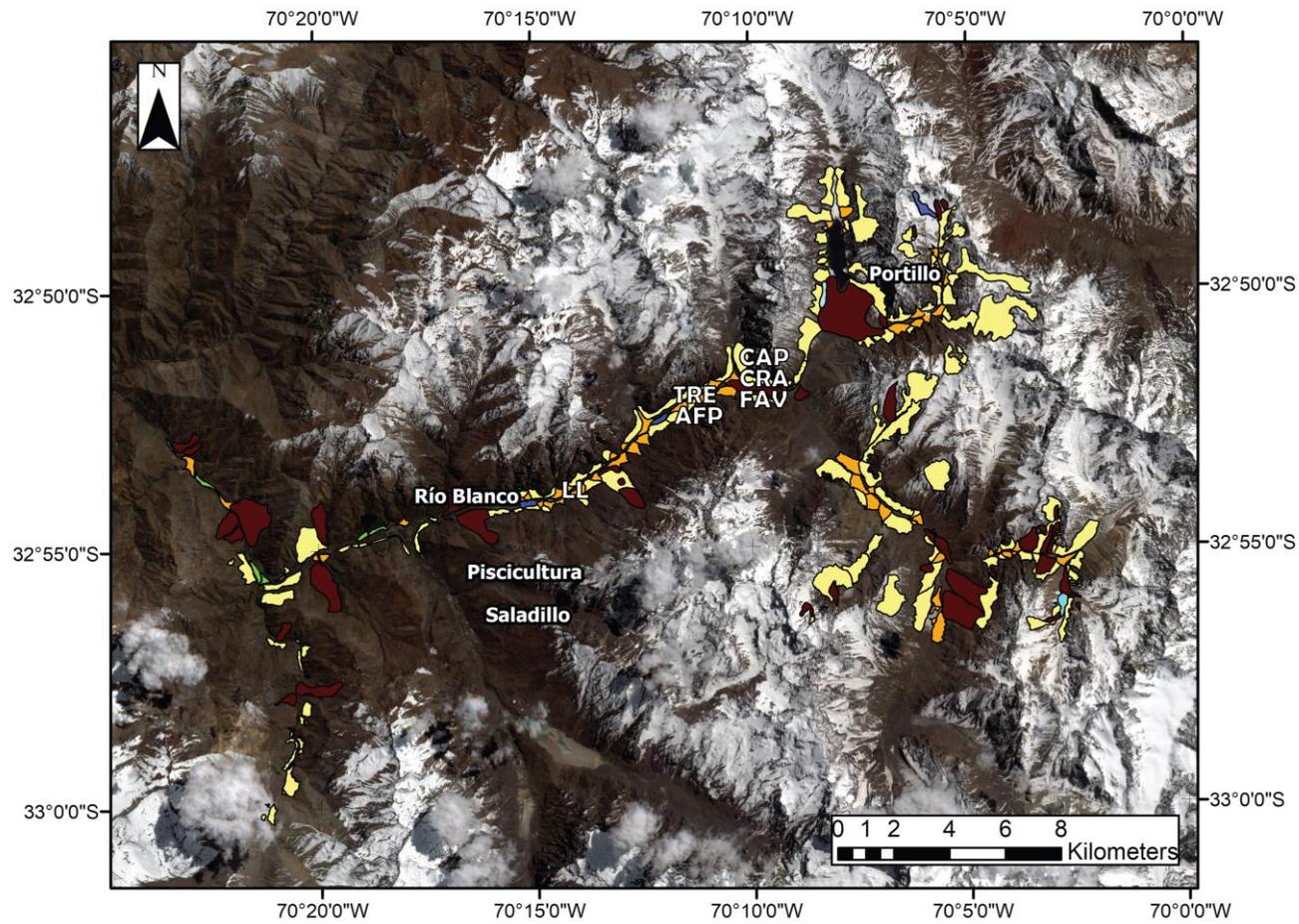
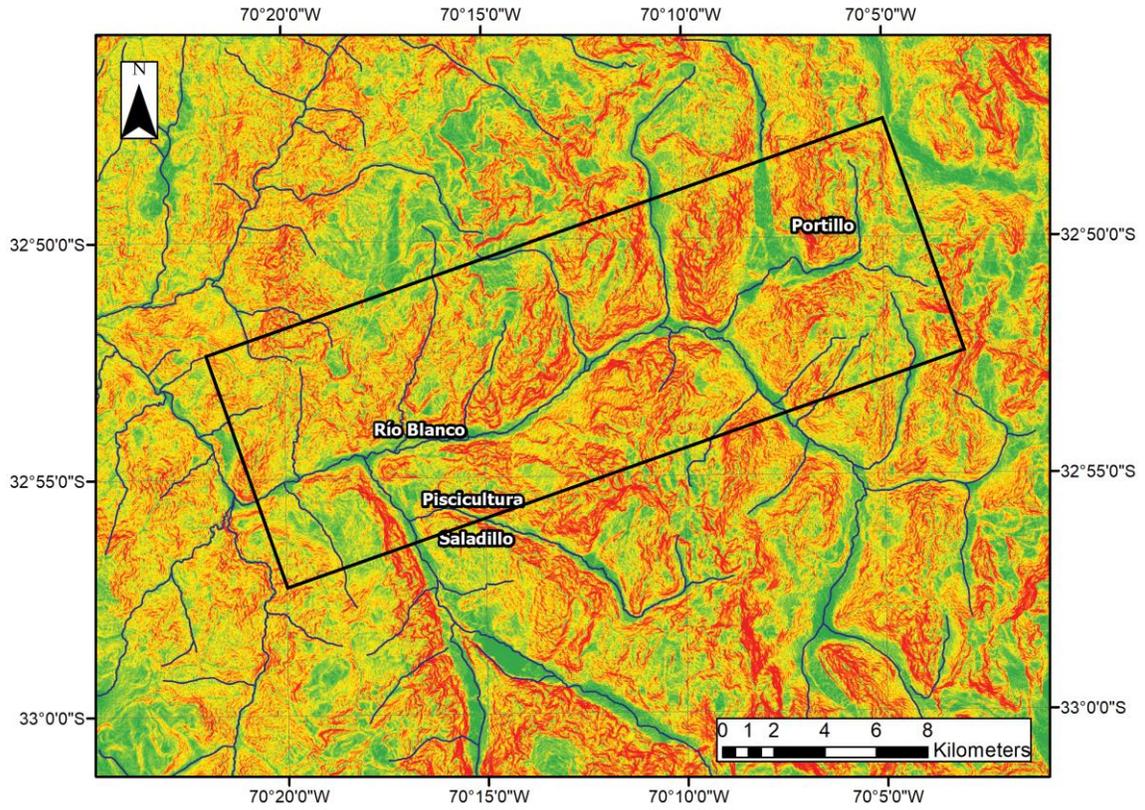


Figura 10. Mapeo general de la zona de estudio con las localidades descritas. AFP: Abanico Frente El Peñón; CAP: Casa Alpina; CRA: Cruce Río Aconcagua; FAV: Frente Avalancha; TRE: Túnel del Tren (contiene en sus inmediaciones a BTT: Bajo Túnel del Tren).



Legend

Slope (degrees)

 0 - 7.5	 21.1 - 27.0	 38.1 - 44.9
 7.5 - 14.6	 27.0 - 32.5	 44.9 - 54.7
 14.6 - 21.1	 32.5 - 38.1	 54.7 - 82.9

Symbology

 Hydrographic network

Figura 11. Mapa de pendientes para la zona de estudio.

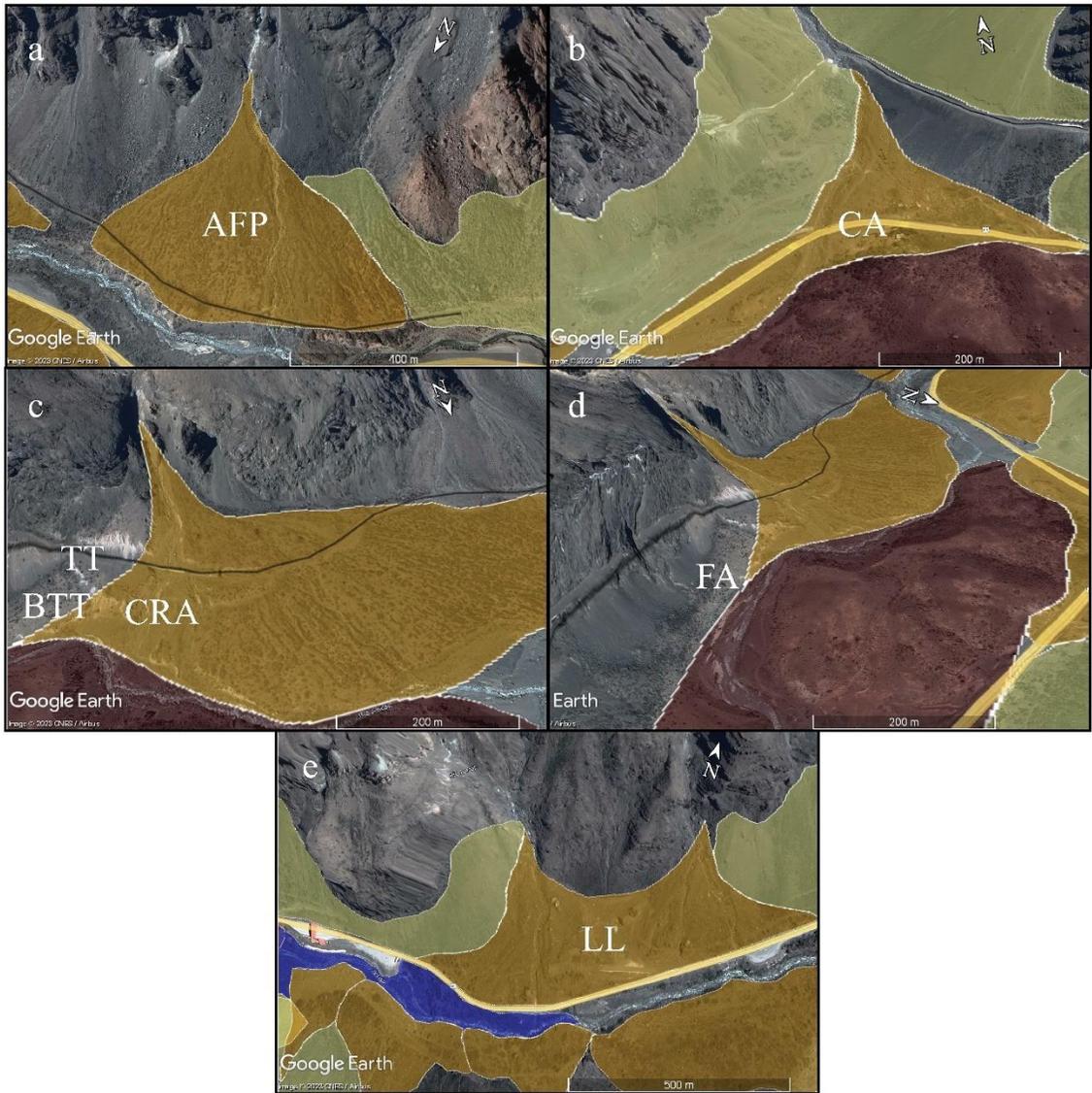
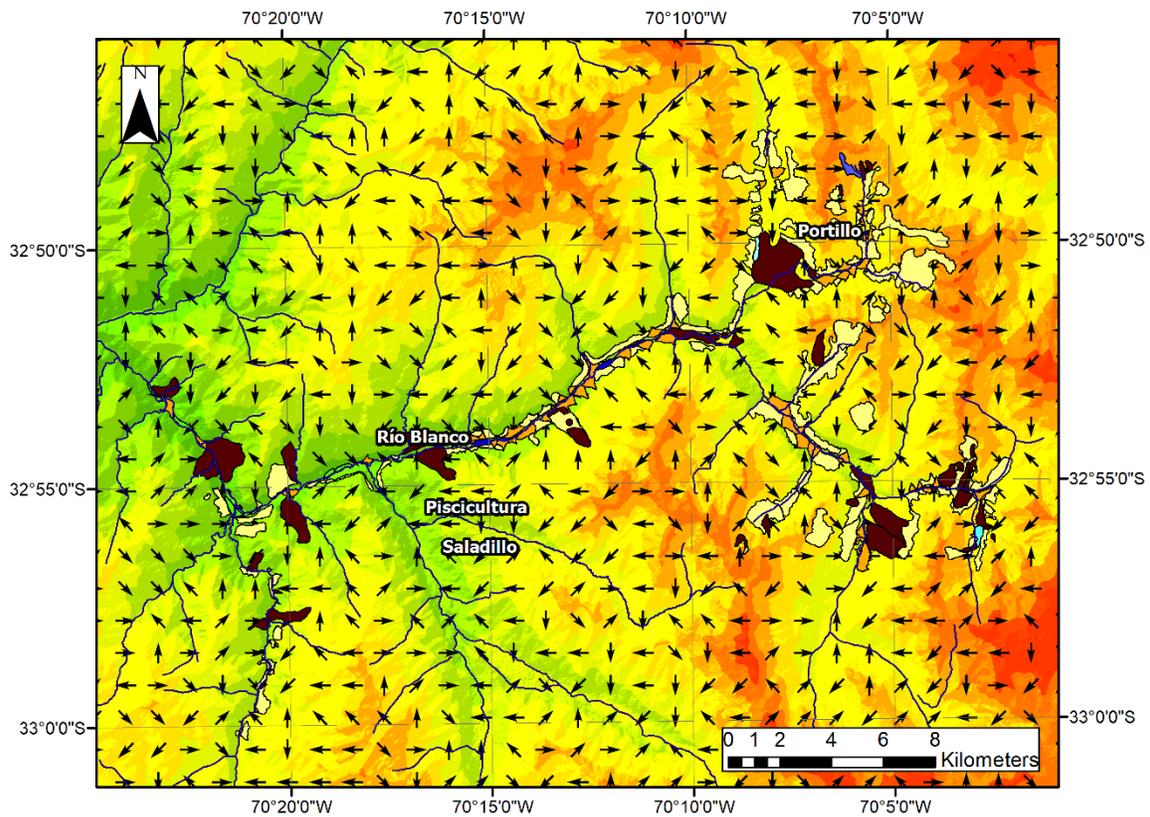


Figura 12. Depósitos y sus respectivas expresiones morfológicas. Los colores naranja, amarillo, burdeo y azul corresponden a depósitos aluviales (abanicos), coluviales (conos de deyección), remociones en masa mayores (avalanchas y deslizamientos) y fluviales (terrazas). Las localidades corresponden a Abanico frente El Peñón (a), Casa Alpina (b), Cruce Río Aconcagua (c), Túnel del Tren y Bajo Túnel del Tren (c), Frente Avalancha (d) y Laguna Laura (LL).

Un mapa de direcciones de flujo fue generado. Las direcciones de flujo para la zona de estudio se concentran en zonas de mayor acumulación de coluvios y depósitos aluviales, las cuales coinciden con la cuenca del río Aconcagua (Figura 13). También se creó un mapa de Normalized difference vegetation index (NDVI), con la finalidad de distinguir cubiertas vegetales (Figura 14). La fórmula usada fue la siguiente, aplicada para imágenes satelitales Sentinel:

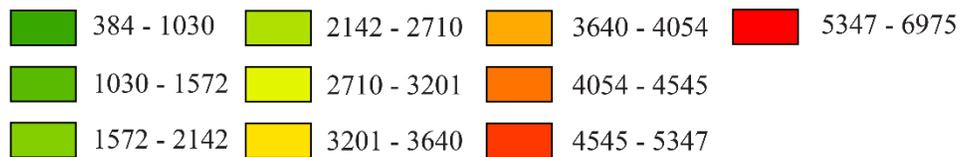
$$NDVI = Index(B8, B4) = \frac{B8 - B4}{B8 + B4}$$

Donde los valores cercanos a cero corresponden generalmente a áreas con rocas, arena o nieve, y valores sobre este a cubiertas vegetales (Pelta et al., 2022). Se puede apreciar que en su gran extensión el área de estudio carece de una cubierta vegetal importante, existiendo escasos valores entorno a sectores cercanos al río Aconcagua y poblaciones aledaña, aumento hacia ciudades mayores tales como Los Andes donde la producción agrícola es mayor.



Legend

Altitude (meters)



Symbology



Figura 13. Mapa de altitudes, direcciones de flujo, red de drenaje y mapeo geomorfológico. Los polígonos en color amarillo corresponden a depósitos coluviales, en color naranja coluviales y en color marrón los correspondientes a deslizamientos.

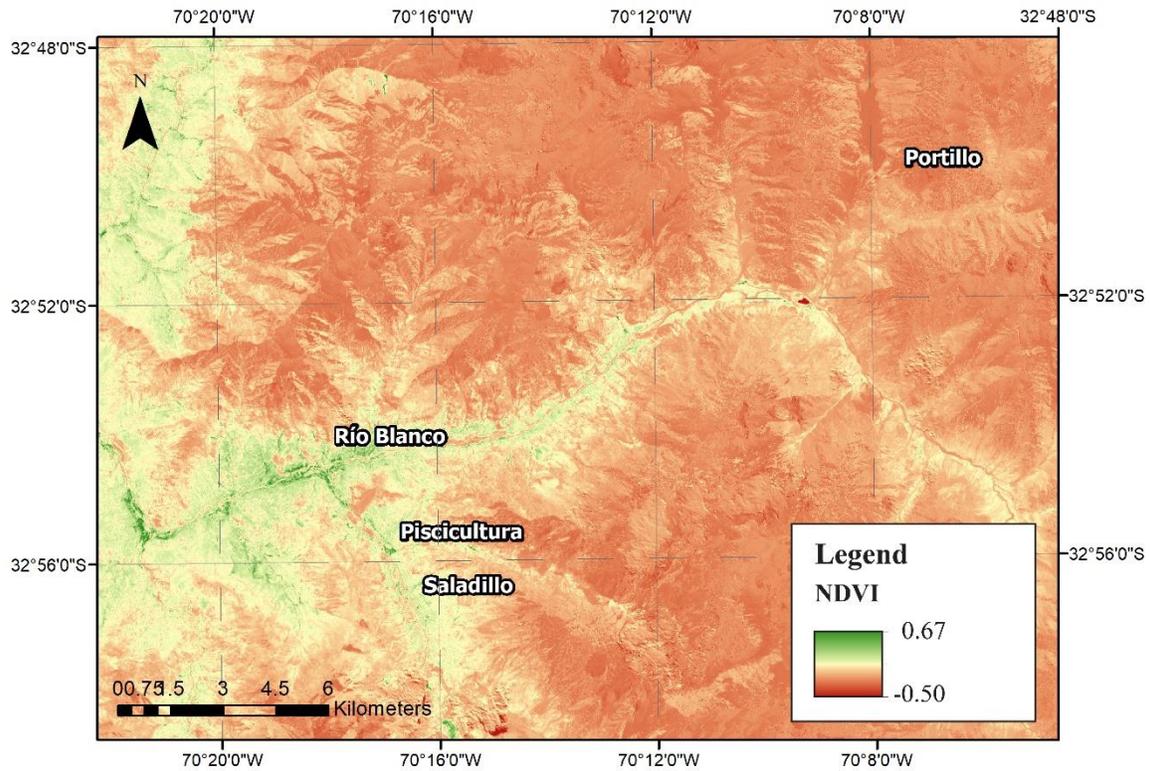


Figura 14. Mapa de los valores NDVI para la zona de estudio. Los valores en amarillo y rojo indican la carencia de vegetación, mientras que los valores en verde indican probable cubierta vegetal.

2.3 Estratigrafía de depósitos aluviales

Luego del proceso de selección y de acuerdo con la información disponible de campañas y mapeo, cinco localidades con sus respectivas subdivisiones fueron descritas, de tal forma que la dinámica de eventos aluviales pueda ser caracterizada de la mejor forma a lo largo de la extensión de la zona de estudio (Figura 15). En esta sección se exponen sus respectivos mapeos y columnas estratigráficas. Además, se presentan las muestras de matriz tomadas en cada perfil expuesto donde fue posible para el posterior estudio de granulometría. Las coordenadas se muestran en la Figura 15 y las respectivas posiciones respecto al depósito mostradas en la Figura 16, Figura 18, Figura 20, Figura 22, Figura 24, Figura 26, Figura 28 y Figura 30.

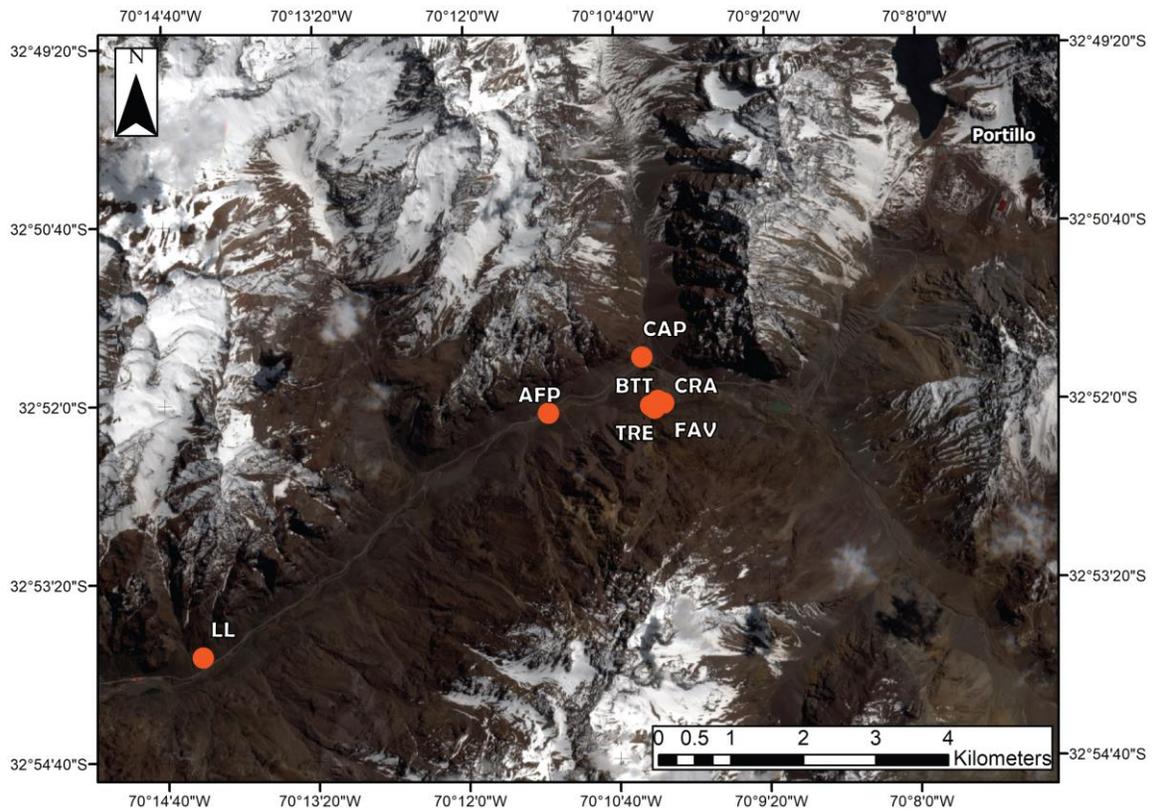


Figura 15. Sumario de los puntos descritos en este estudio.

2.3.1 Este de Portillo

Los puntos estudiados se encuentran entre las localidades de Portillo y Los Caracoles, en las inmediaciones de la parte alta del Valle del Aconcagua.

2.3.1.1 Abanico Frente El Peñón (AFP)

La localidad AFP se emplaza en las orillas del Río Aconcagua (Figura 16), en la parte distal del abanico aluvial estudiado, sepultando posibles terrazas fluviales antiguas. Se presenta en forma de piedemonte resultado de la coalescencia de dos abanicos. Lo intersecan numerosos canales efímeros de los cuales al menos uno desemboca en el Río Aconcagua.



Figura 16. Punto muestreado en la localidad de Abanico Frente El Peñón.

Abanico Frente El Peñón

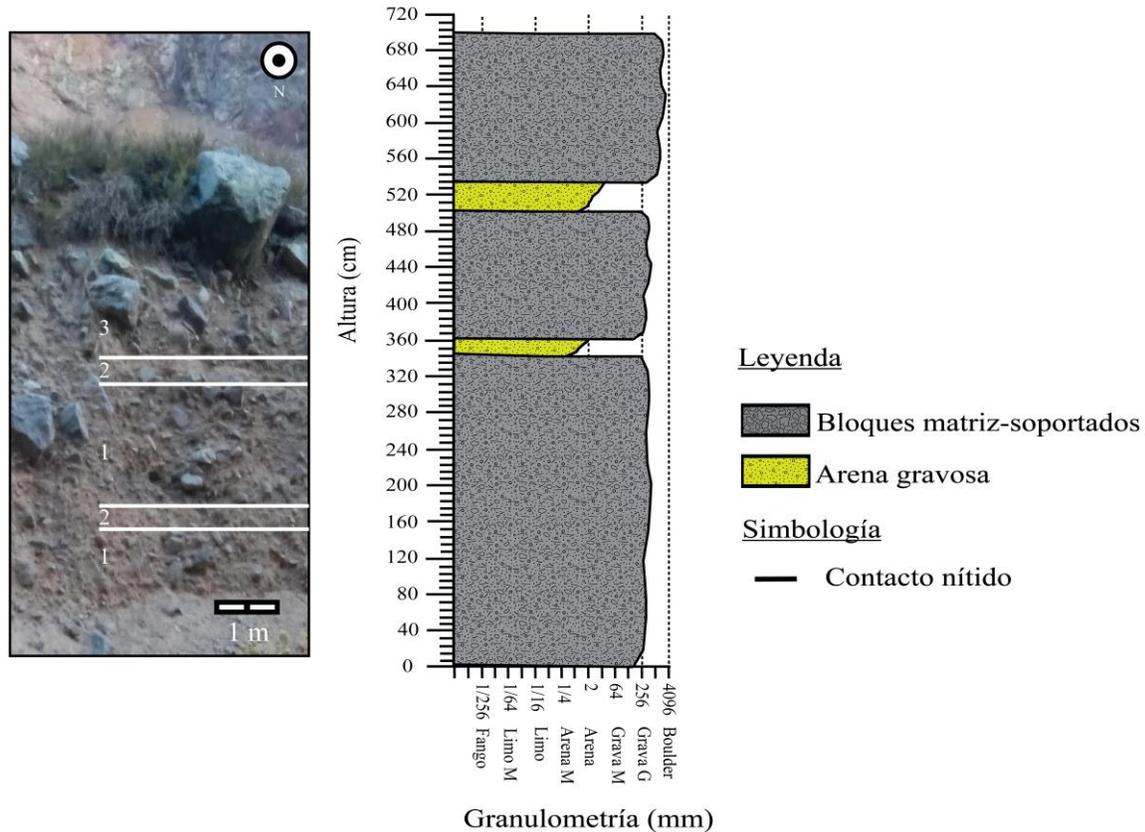


Figura 17. Columna correspondiente a la localidad de Abanico Frente El Peñón.

La sección correspondiente a AFP se divide en 3 unidades de techo a base:

- 3: Bloques matriz-soportados con diámetros de hasta <100 cm, polimícticos, subangulosos, selección pobre. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 2: Arena gruesa masiva. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 1: Bloques matriz-soportados con diámetros de 40 a 50 cm, polimícticos, subangulosos, selección pobre.

2.3.1.2 Casa Alpina (CAP)

La localidad CAP se emplaza en las orillas del Río Ojos de Agua en la parte intermedia del abanico aluvial estudiado (Figura 18). Su extensión está reducida por la presencia de depósitos coluviales tanto al norte, este y oeste, y cubierto por un deslizamiento al sur. Lo intersecan pequeños y escasos canales efímeros, destacando en su borde este el Río Ojos de Agua que desemboca en el Río Aconcagua.



Figura 18. Punto muestreado en la localidad de Casa Alpina.

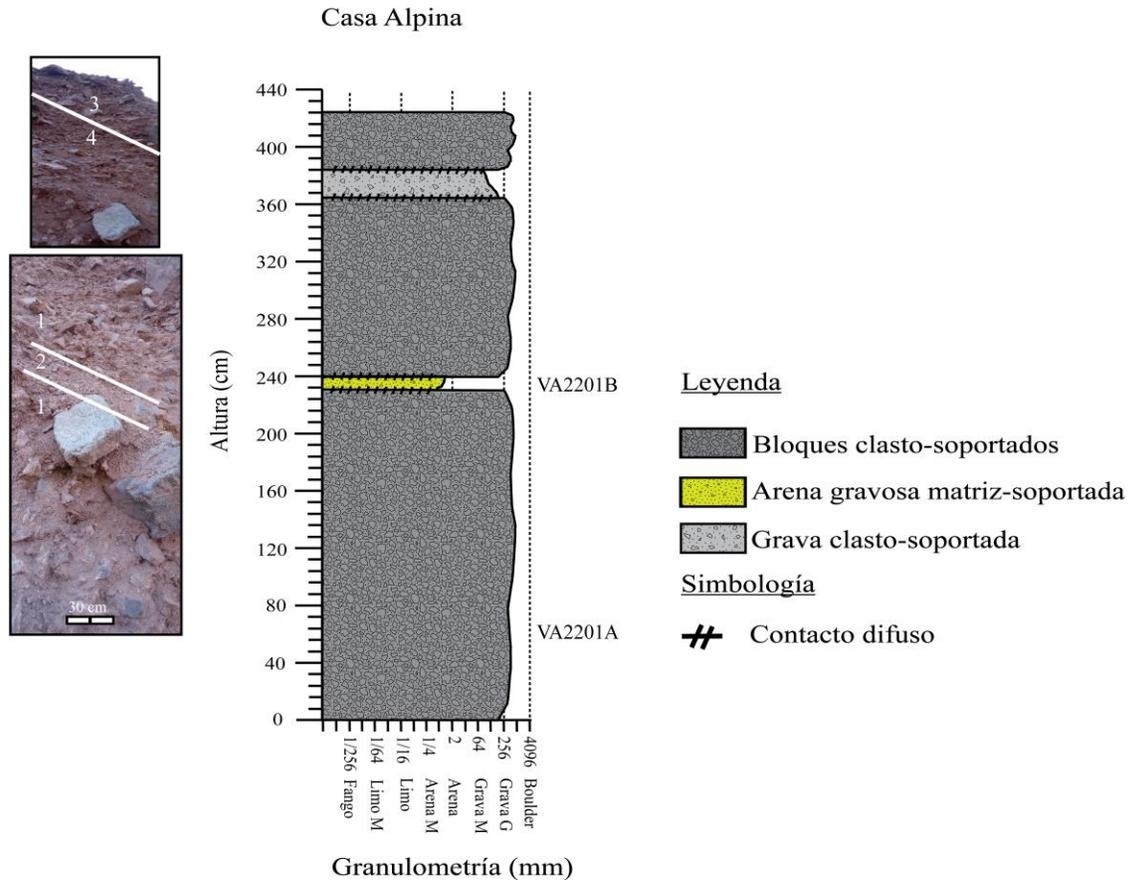


Figura 19. Columna correspondiente a la localidad de Casa Alpina.

La sección correspondiente a CAP se divide en 4 unidades de techo a base:

- 4: Bloques clasto-soportados con diámetros de hasta >40 cm, polimícticos, angulosos a subangulosos, selección pobre. Contacto difuso con la unidad subyacente.
- 3: Grava clasto-soportada con diámetros de hasta <25 cm, polimíctica, angulosa, selección moderada. Contacto difuso con la unidad subyacente.
- 1: Bloques clasto-soportados con diámetros de hasta <30 cm, polimíctica, angulosos, selección pobre. En esta unidad se recolectó la muestra VA2201-A. Contacto difuso con la unidad subyacente.
- 2: Arena gravosa matriz-soportada con diámetros de hasta <3 cm, polimíctica, subangulosos, selección pobre. En esta unidad se recolectó la muestra VA2201-B. Contacto difuso con la unidad subyacente.

2.3.1.3 Cruce Río Aconcagua (CRA)

La localidad CRA se emplaza en la ladera sur del Río Aconcagua, en la parte distal del flanco oeste del abanico aluvial estudiado (Figura 20). En particular, esta zona del depósito es interceptada por numerosos canales efímeros originados ladera arriba, los cuales eventualmente desembocan en el Río Aconcagua.



Figura 20. Punto muestreado en la localidad de Cruce Río Aconcagua.

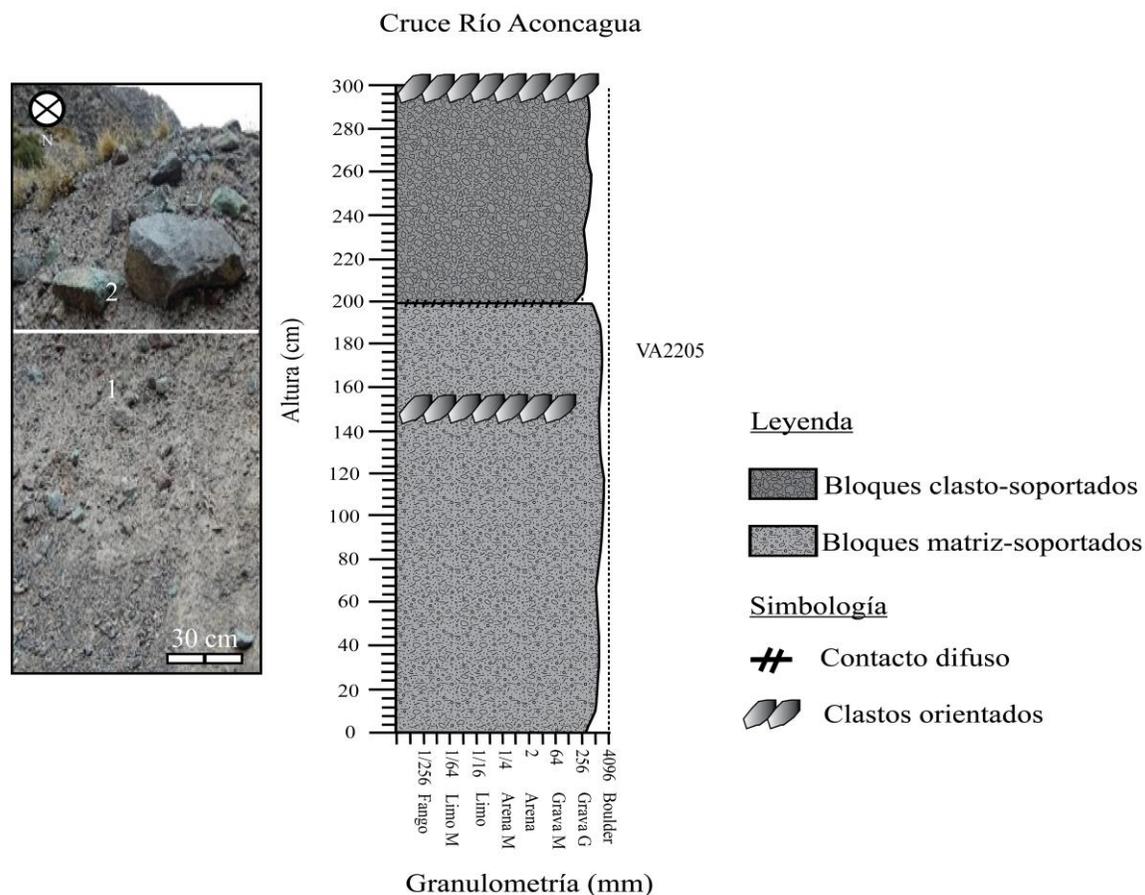


Figura 21. Columna correspondiente a la localidad de Cruce Río Aconcagua.

La sección correspondiente a CRA se divide en 2 unidades de techo a base:

- 2: Bloques clasto-soportados con diámetros de hasta <30 cm, polimícticos, subangulosos, selección moderada a pobre. Posee en el techo horizonte de bloques alineados. Contacto difuso con la unidad subyacente.
- 1: Bloques matriz-soportados con diámetros de 40 a 100 cm, polimícticos, subangulosos, selección pobre. Posee horizonte de bloques alineados. En esta unidad se recolectó la muestra VA2205.

2.3.1.4 Frente Avalancha (FAV)

La localidad FAV se encuentra al oeste de CRA, en la ladera sur del Río Aconcagua y parte distal del flanco oeste del abanico aluvial estudiado (Figura 22). Su acotada extensión se debe al encajonamiento entre depósitos coluviales y fluviales.



Figura 22. Punto muestreado en la localidad de Frente Avalancha.

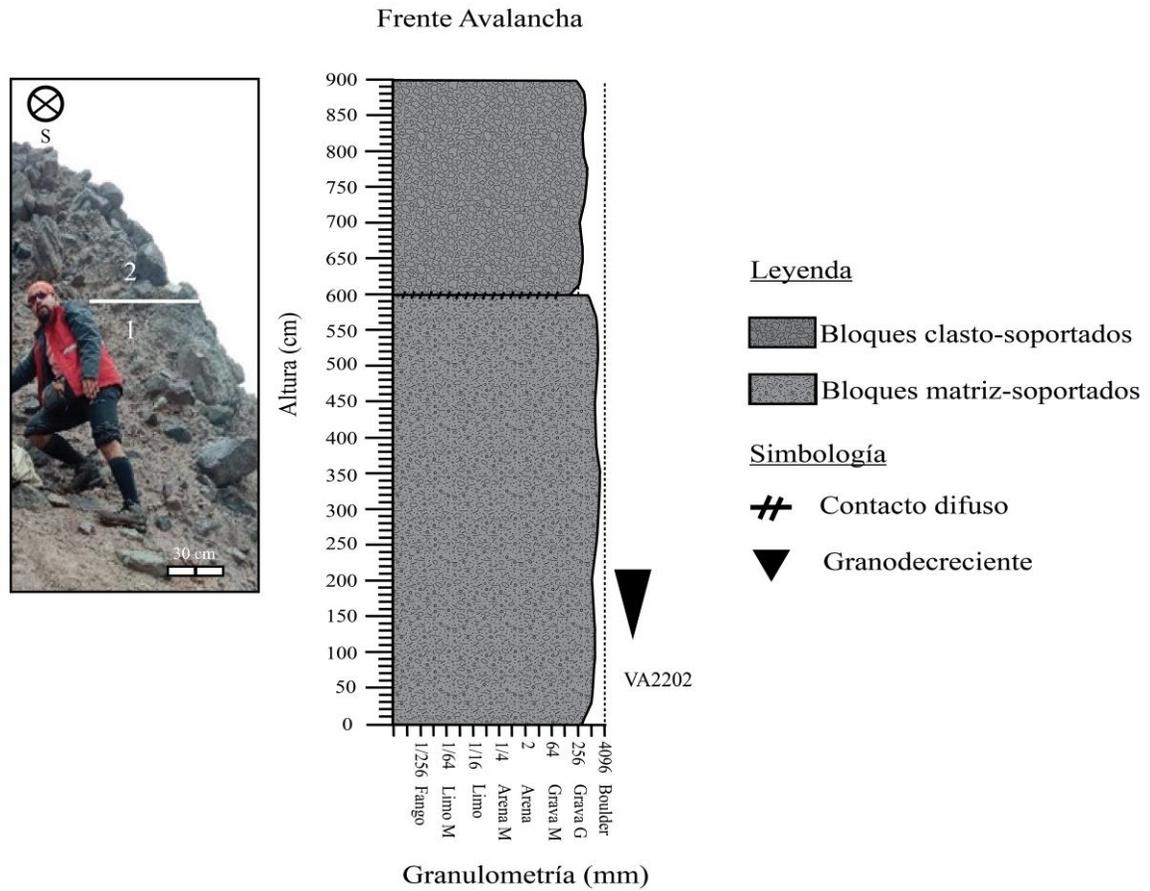


Figura 23. Columna correspondiente a la localidad de Frente Avalancha.

La sección correspondiente a FAV se divide en 2 unidades de techo a base:

- 2: Bloques clasto-soportados con diámetros de hasta 150 cm, monomícticos, subangulosos, selección pobre. Contacto difuso con la unidad subyacente.
- 1: Bloques matriz-soportados con diámetros de hasta 100 cm, monomícticos, subangulosos, selección pobre. En esta unidad se recolectó la muestra VA2202.

2.3.1.5 Túnel del Tren (TRE)

La localidad TRE se emplaza al sur del Río Aconcagua, en la parte intermedia oeste del abanico aluvial estudiado (Figura 24). El abanico es cruzado en toda su extensión por una línea de ferrocarril. Este depósito se encuentra encajonado por depósitos coluviales ladera arriba y abajo, aflorando en algunas zonas que lo permiten gracias a la construcción del túnel ferroviario.



Figura 24. Punto muestreado en la localidad de Túnel del Tren.

Túnel del Tren

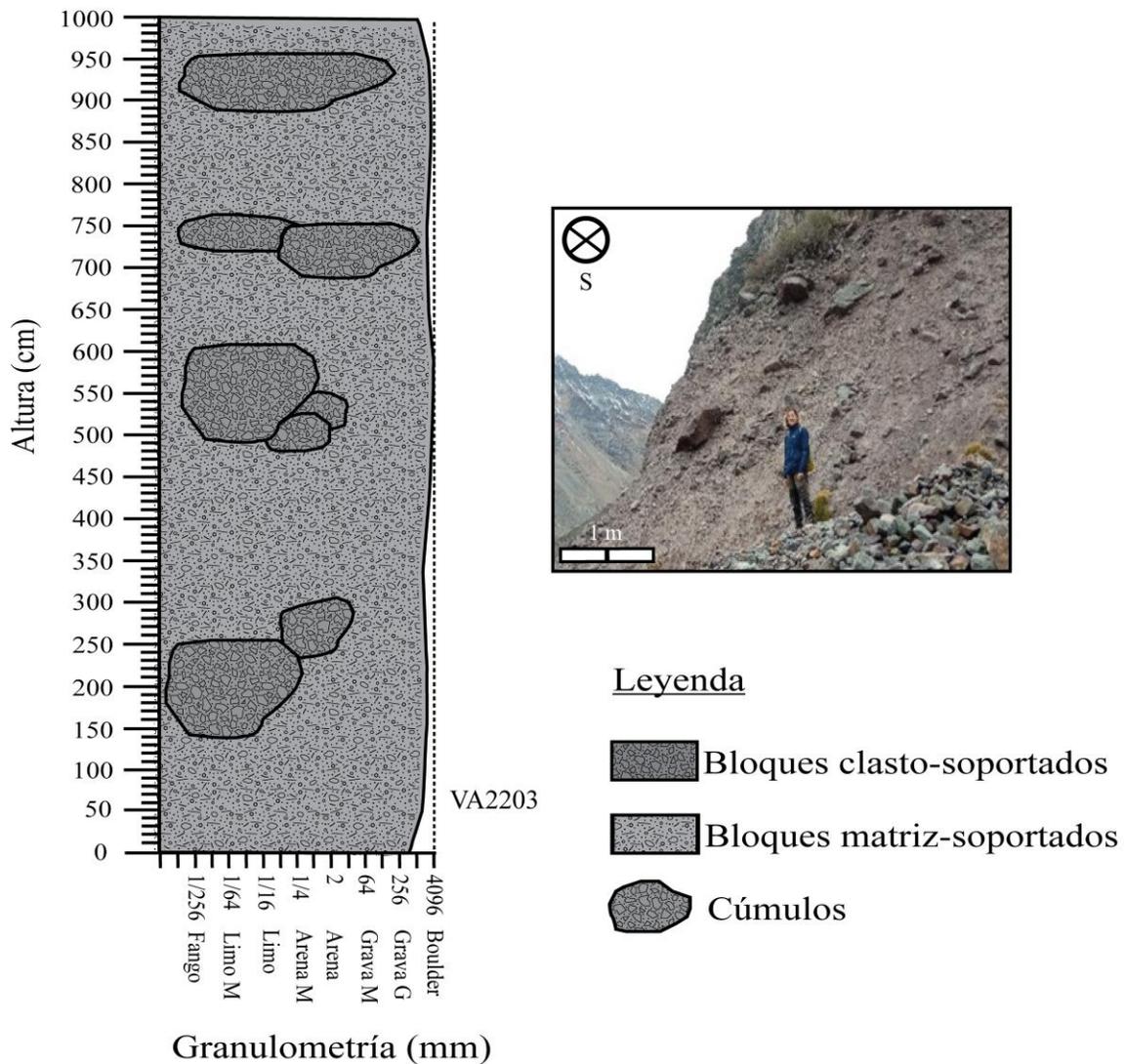


Figura 25 . Columna correspondiente a la localidad de Túnel del Tren.

La sección correspondiente a TRE consta de una sola unidad:

- 1: Bloques clasto-soportados a matriz-soportados trenzados a lo largo del perfil con diámetros de hasta <150 cm, polimícticos, subangulosos a subredondeados, selección pobre. En esta unidad se recolectó la muestra VA2203-A.

2.3.1.6 Bajo Túnel del Tren (BTT)

La localidad BTT al igual que TRE se emplaza al sur del Río Aconcagua, en la parte intermedia oeste del abanico aluvial estudiado (Figura 26). El abanico es cruzado en toda su extensión por una línea de ferrocarril. En particular esta zona es interceptada por numerosos canales efímeros que desembocan en el Río Aconcagua.



Figura 26. Punto muestreado en la localidad de Bajo Túnel del Tren.

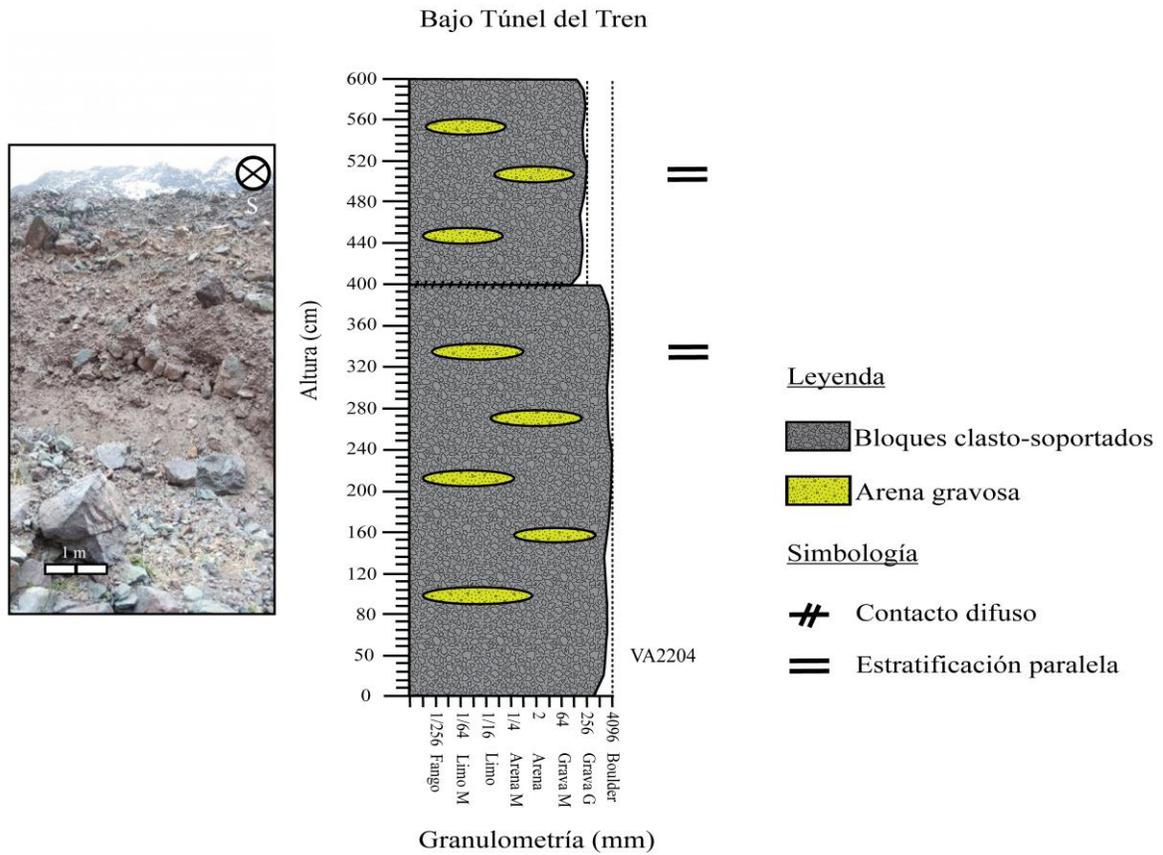


Figura 27. Columna correspondiente a la localidad de Bajo Túnel del Tren.

La sección correspondiente a BTT se divide en 1 unidad subdividida de techo a base:

- 1b: Bloques clasto-soportados con diámetros de hasta <30 cm, polimícticos, subangulosos, selección pobre. Presenta lentes de arena gruesa centimétricos con estratificación horizontal. Contacto difuso con la unidad subyacente.
- 1a: Bloques clasto-soportados con diámetros de hasta <200 cm, polimícticos, subangulosos, selección pobre. Presenta lentes de arena gruesa centimétricos con estratificación horizontal. En esta unidad se recolectó la muestra VA2204.

2.3.1.7 Laguna Laura (LL)

La localidad LL corresponde a un depósito de abanico aluvial con una sección expuesta en las cercanías de la ruta 60, en la que se pudo describir una sección correspondiente a base y techo del perfil y otra para una sección distal al borde de la carretera (Figura 28 y Figura 30). El depósito aflora a partir de la coalescencia de dos abanicos formando un piedemonte. El lugar se encuentra intervenido y excavado, pero se pueden apreciar múltiples canales efímeros desembocando en el Río Aconcagua a lo largo del piedemonte.

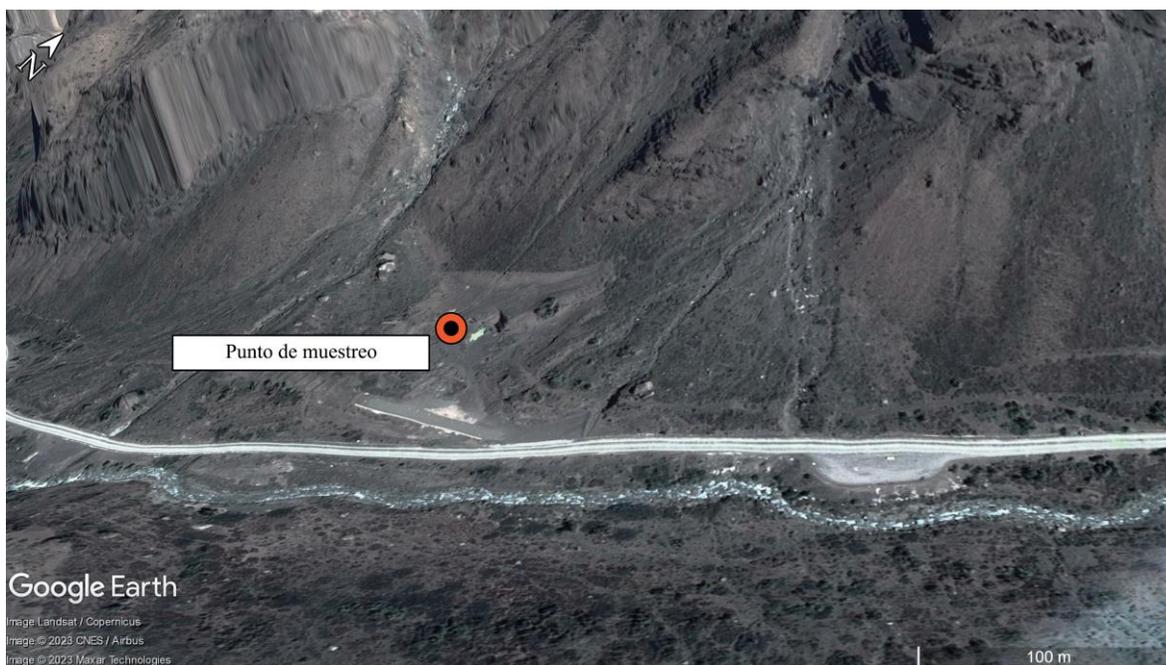


Figura 28. Punto muestreado en la localidad de Laguna Laura.

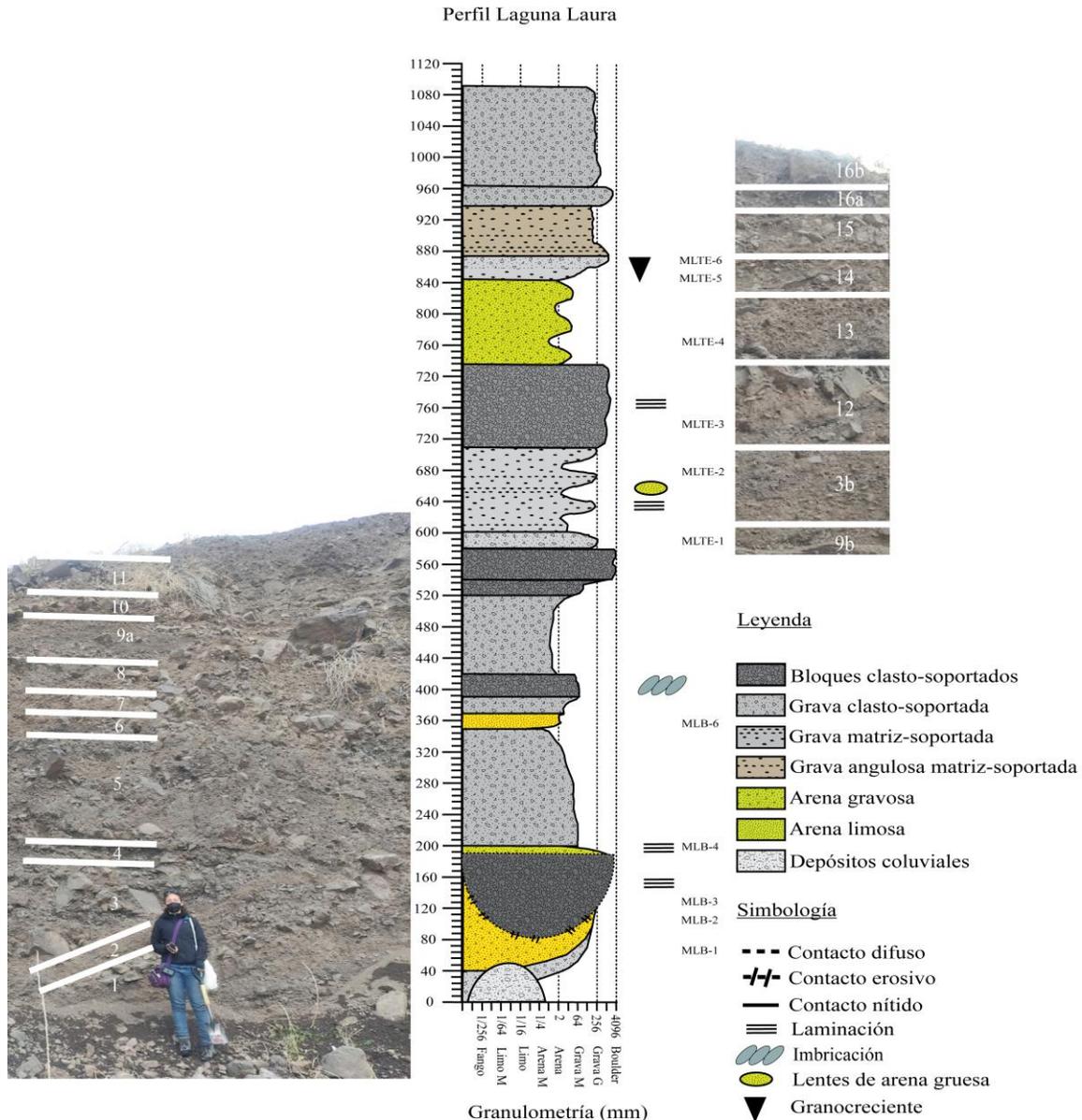


Figura 29. Columna correspondiente a la localidad de Laguna Laura.

La sección correspondiente a LL se divide en 16 unidades de techo a base:

- 16b: Bloques clasto-soportados con diámetros de 2 a 30 cm, polimícticos, angulosos a subangulosos, selección pobre. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 16a: Bloques clasto-soportados con diámetros de hasta >20 cm, polimícticos, angulosos, selección pobre. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 15: Gravass matriz-soportadas con diámetros de 0.5 a 15 cm, polimícticas, angulosas, selección moderada a pobre. En esta unidad se recolectó la muestra MLTE-6. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 14: Gravass medias a muy gruesas matriz-soportadas en la base y clasto-soportadas hacia el techo, polimícticas, subredondeadas a subangulosas, selección moderada en la base y pobre

hacia el techo. Granocrecientes de base a techo. En esta unidad se recolectó la muestra MLTE-5. Contacto nítido con la unidad subyacente.

- 13: Arena gravosa y arena fina con gravas finas a gruesas matriz-soportada de 3 cm a milimétricas, subredondeadas polimícticas. En esta unidad se recolectó la muestra MLTE-4. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 12: Bloques clasto-soportados, polimícticos, subangulosos a subredondeados en una matriz de arena fina con laminaciones, selección pobre. En esta unidad se recolectó la muestra MLTE-3. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 3b: Intercalaciones de gravas gruesas y finas clasto-soportadas con diámetros de 1 mm a 3 cm, subangulosas a subredondeadas, polimícticas, en una matriz de arena gruesa, selección media. Sectores exhiben capas de arena gruesa, algunas de esas con laminación, así como bloques subangulosos a subredondeados. En esta unidad se recolectó la muestra MLTE-2. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 9b: Gravas gruesas clasto-soportadas con diámetros de 0.5 a 15 cm, polimícticas, subangulosas inmersas en una matriz de arena media, selección pobre. En esta unidad se recolectó la muestra MLTE-1. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 11: Bloques en matriz gravosa clasto-soportados, con diámetros centimétricos a 1 m, polimícticos, subredondeados a subangulosos, selección pobre. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 10: Bloques clasto-soportados en matriz arenosa de hasta 30 cm de diámetro con arenas rojizas, polimícticos, subredondeados, selección pobre. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 9a: Gravas clasto-soportadas, polimícticas, subredondeadas, selección moderada a pobre. Destaca coloración marrón. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 8: Bloques clasto-soportados de hasta 40 cm de diámetro, en matriz arenosa, polimícticos, subredondeados, selección pobre. Se observa orientación preferencial de los ejes mayores en forma su horizontal. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 7: Gravas clasto-soportadas en matriz arenosa masiva, polimícticas, angulosas a subangulosas, pobre selección. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 6: Arena limosa con grava fina. Masiva. En esta unidad se recolectó la muestra MLB-6. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 5: Gravas finas a bloques clasto-soportados de hasta 40 cm de diámetro en matriz de arena gravosa, polimícticas, subangulosas, selección pobre. Contacto nítido con la unidad subyacente.
- 4: Arena limosa y gravas gruesas clasto-soportadas en matriz de arena gravosa, polimícticas. Masiva. En esta unidad se recolectó la muestra MLB-4. Contacto difuso con la unidad subyacente.
- 3a: Relleno de estructura cóncava en su base y planta en techo. Grava gruesa a bloques clasto-soportados, polimícticos, subangulosos a subredondeados, selección pobre, intercalados con capas de gravas de selección moderada. Bloques grandes se encuentran en matriz de arena fina laminada. En esta unidad se recolectó la muestra MLB-3. Contacto erosivo con la unidad subyacente.
- 2: Arena fina gravosa matriz-soportada, clastos con diámetro <1 mm a 4 cm, polimícticos, angulosos, selección pobre. Coloración grisácea. En esta unidad se recolectó la muestra MLB-2. Contacto nítido con la unidad subyacente.

- 1: Arenas gruesas con gravas finas clasto-soportadas, clastos con diámetro de <math><1\text{ mm}</math> a 4 cm, polimícticos, angulosos, selección pobre. En esta unidad se recolectó la muestra MLB-1.

2.3.1.8 Laguna Laura Sección Distal (LLD)



Figura 30. Punto muestreado en la localidad de Laguna Laura Distal.

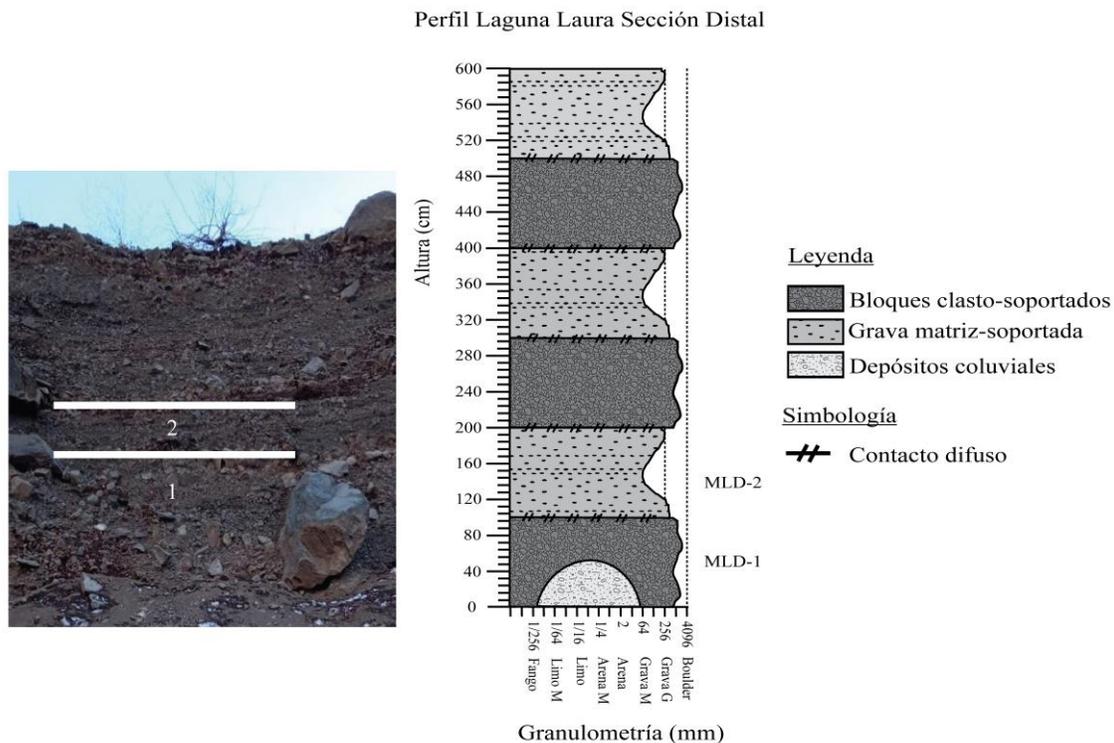


Figura 31. Columna correspondiente a la localidad de Laguna Laura Sección Distal.

La sección correspondiente a LLD se divide en 2 unidades que se intercalan de forma repetida. De techo a base:

- 2: Gravas gruesas matriz-soportadas, con diámetro de 2 a 4 cm, en matriz de arenas finas y gravas, polimícticos, selección moderada a pobre. En esta unidad se recolectó la muestra MLD-2.
- 1: Bloques clasto-soportados con matriz casi ausente de gravas y arenas, con diámetros de hasta 1 m, polimícticos, angulosos, selección pobre. Contacto difuso con la unidad subyacente. En esta unidad se recolectó la muestra MLD-1.

2.4. Geocronología

Cinco localidades fueron muestreadas y datadas mediante OSL en estratos o lentes de arena en los depósitos aluviales (Antinao, sin publicar; Tabla 3). Los resultados muestran depósitos desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno medio (Figura 32).

Tabla 3. Edades disponibles para la zona de estudio a partir de campañas anteriores (Antinao, sin publicar).

Place	Age (kyr)	Error (kyr)
El Juncal	6.7	3.1
El Peñón	7.6	2.3
Las Vizcachas	12.3	3.9
Terraza Los Espinos	17.8	3.3

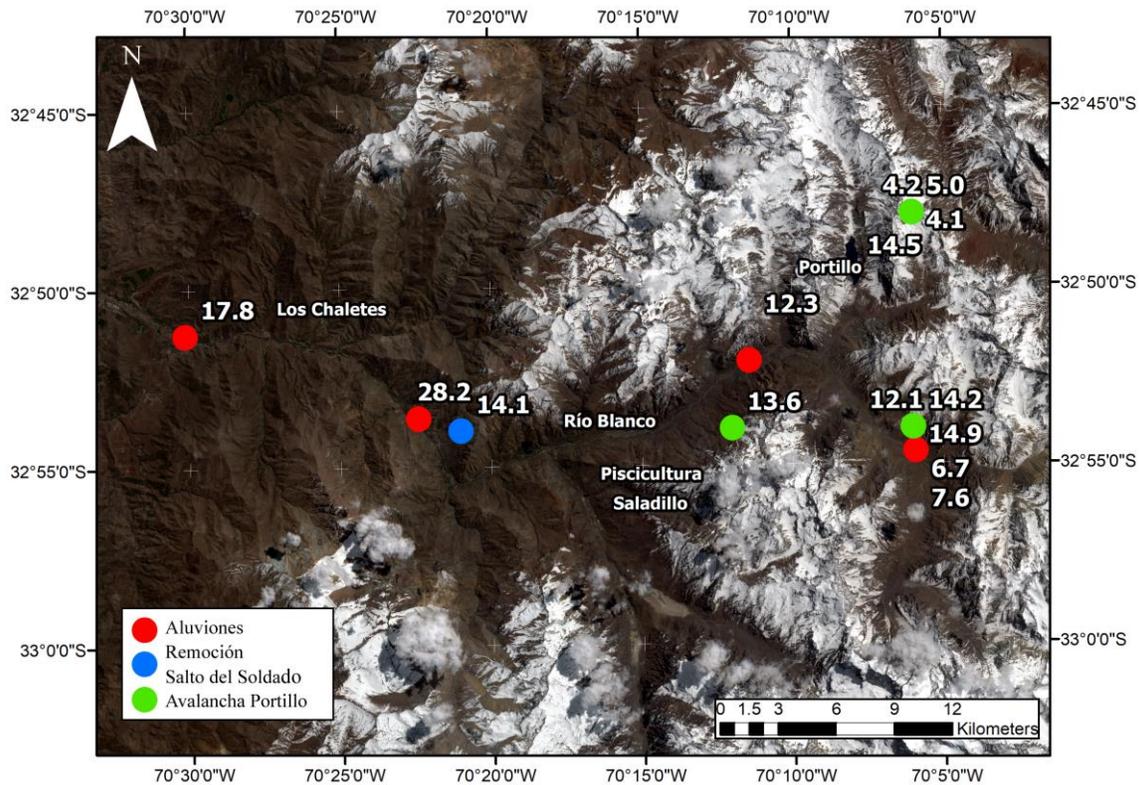


Figura 32. Dataciones realizadas a partir de campañas anteriores en la zona de estudio (rojo). Además, se muestran las edades tomadas por Antinao y Gosse (2009) (azul) y Welkner et al. (2010) (verde). Las edades corresponden a edades en miles de años antes del presente.

Por otra parte, existen edades disponibles de otros eventos catastróficos a partir de los estudios de Antinao y Gosse (2009) enmarcadas en el Pleistoceno tardío correspondientes a la remoción Salto del Soldado y de Welkner et al. (2010) en la Avalancha de Portillo de edades Pleistoceno tardío y Holoceno medio (Figura 32).

2.5 Granulometría depósitos aluviales

En esta sección se verán los resultados correspondientes a la granulometría. Toda las secciones anteriormente mostradas a excepción de la localidad AFP (problemas de accesibilidad) pudieron ser muestreadas al menos una vez. La granulometría constó de dos fases: tamizaje para la fracción gruesa y granulometría laser para la fracción fina.

2.5.1 Este de Portillo

2.5.1.1 Casa Alpina (CAP)

La muestra VA2201-B se clasifica como grava arenosa bimodal, indicando al menos dos poblaciones de grano (Tabla 4). El tamaño promedio de grano (MGS) en su fracción fina corresponde a limo muy grueso, con dos modas de arena muy gruesa y arena muy fina (Figura 48). Presenta selección muy mala, asimetría fina y curtosis platicúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con dos modas de arena gruesa y grava media (Figura 48). Presenta selección muy mala, asimetría gruesa y curtosis mesocúrtica.

Tabla 4. Resumen de los principales parámetros sedimentológicos para las muestras tomadas en la localidad de CAP, CRA, FAV, TRE y BTT.

MUESTRA	CLASIFICACIÓN	CARÁCTER	FRACCIÓN FINA	FRACCIÓN GRUESA
VA2201-B	Grava Arenosa	Bimodal	MGS: 4.5 ϕ Modas: 0.9 ϕ , -3.9 ϕ Selección: Muy mala (3) Asimetría: Fina (0.1) Curtosis: Platicúrtica (0.8)	MGS: -0.3 ϕ Modas: 0.5 ϕ , -3.9 ϕ Selección: Muy mala (2.4) Asimetría: Gruesa (-0.2) Curtosis: Mesocúrtica (0.91)
VA2201-A	Grava Arenosa	Bimodal	MGS: 2.8 ϕ Modas: 0.9 ϕ , 3.1 ϕ Selección: Muy mala (2.5) Asimetría: Muy Fina (0.7) Curtosis: Mesocúrtica (1.1)	MGS: -2.2 ϕ Modas: 0.5 ϕ , -3.9 ϕ Selección: Muy mala (2.5) Asimetría: Muy Fina (0.5) Curtosis: Platicúrtica (0.86)
VA2205-A	Grava Arenosa	Trimodal	MGS: 3.7 ϕ Modas: 1.1 ϕ , 7.7 ϕ Selección: Muy mala (3) Asimetría: Muy Fina (0.5) Curtosis: Platicúrtica (0.9)	MGS: -2.9 ϕ Modas: -4 ϕ , -2.6 ϕ , 0.5 ϕ Selección: Muy mala (2.4) Asimetría: Muy Fina (0.5) Curtosis: Mesocúrtica (1.1)
VA2202-A	Grava Arenosa	Bimodal	MGS: 3.7 ϕ Modas: 0.9 ϕ , 3.1 ϕ , 7.9 ϕ Selección: Muy mala (3.2) Asimetría: Muy Fina (0.6) Curtosis: Platicúrtica (0.7)	MGS: -1.4 ϕ Modas: -4 ϕ , 0.5 ϕ Selección: Muy mala (2.5) Asimetría: Fina (0.1) Curtosis: Platicúrtica (0.7)
VA2203-A	Grava Arenosa	Trimodal	MGS: 3.9 ϕ Modas: 0.9 ϕ , 3.1 ϕ , 7.7 ϕ Selección: Muy mala (3.1) Asimetría: Muy Fina (0.5) Curtosis: Platicúrtica (0.8)	MGS: -1.9 ϕ Modas: -4 ϕ , 0.5 ϕ , 3.5 ϕ Selección: Muy mala (2.8) Asimetría: Muy Fina (0.28) Curtosis: Platicúrtica (0.8)
VA2204-A	Grava Arenosa	Unimodal	MGS: 1.5 ϕ Moda: 0.74 ϕ Selección: Mala (1.8) Asimetría: Muy Fina (0.6) Curtosis: Leptocúrtica (2.7)	MGS: 0.5 ϕ Moda: 0.5 ϕ Selección: Mala (1.7) Asimetría: Gruesa (-0.12) Curtosis: Mesocúrtica (1.04)

La muestra VA2201-A se clasifica como grava arenosa bimodal, indicando al menos dos poblaciones de grano (Tabla 4). El MGS en su fracción fina corresponde a arena fina, con dos modas de arena muy gruesa y arena fina (Figura 48). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis mesocúrtica. En la fracción gruesa, el MGS es de grava fina, con dos modas de arena gruesa y grava media (Figura 48). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis platicúrtica.

2.5.1.2. Cruce Río Aconcagua (CRA)

La muestra VA2205-A se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 4). El MGS en su fracción fina corresponde a arena muy fina, con dos modas de arena media y limo fino (Figura 49). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis platicúrtica. En la fracción gruesa, el MGS corresponde a grava fina, con tres modas de grava gruesa, grava fina y arena gruesa (Figura 49). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis mesocúrtica.

2.5.1.3. Frente Avalancha (FAV)

La muestra VA2202-A se clasifica como grava arenosa bimodal, indicando la presencia de al menos dos poblaciones de grano (Tabla 4). El MGS en su fracción fina corresponde a limo muy grueso, con tres modas de arena muy gruesa, arena muy fina y limo muy fino (Figura 50). Presenta una selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis platicúrtica. En la fracción gruesa, el MGS corresponde a grava muy fina, con dos modas de grava y arena gruesas (Figura 50). Presenta selección muy mala, asimetría fina y curtosis platicúrtica.

2.5.1.4. Túnel del Tren (TRE)

La muestra VA2203-A se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando al menos tres poblaciones de grano (Tabla 4). El MGS en su fracción fina corresponde a arena muy fina, con tres modas de arena gruesa, arena y limo finos (Figura 51). Presenta una selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis platicúrtica. En la fracción gruesa, el MGS corresponde a grava muy fina, con tres modas de grava gruesa, arena gruesa y arena muy fina (Figura 51). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis platicúrtica.

2.5.1.5. Bajo Túnel del Tren (BTT)

La muestra VA2204-A se clasifica como grava arenosa unimodal, indicando la presencia de al menos una población de grano (Tabla 4). El MGS en su fracción fina corresponde a arena media, con una moda correspondiente a arena gruesa (Figura 52). Presenta selección mala, asimetría muy fina y curtosis leptocúrtica. En la fracción gruesa, el MGS corresponde a arena gruesa, con una moda correspondiente a arena gruesa (Figura 52). Presenta selección mala, asimetría gruesa y curtosis mesocúrtica.

2.5.1.6. Laguna Laura (LL)

La muestra MLB6 se clasifica como grava arenosa trimodal, lo que indica la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 5). El MGS en su fracción fina corresponde a arena muy fina, con una moda en arena media (Figura 53). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis platicúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con tres modas en grava

media, grava muy fina y arena muy fina (Figura 53). Presenta selección muy mala, la asimetría es simétrica y la curtosis platicúrtica.

Tabla 5. Resumen de los principales parámetros sedimentológicos para las muestras tomadas en la localidad de Laguna Laura.

MUESTRA	CLASIFICACIÓN	CARÁCTER	FRACCIÓN FINA	FRACCIÓN GRUESA
MLB6	Grava Arenosa	Trimodal	MGS: 3.9 ϕ Modas: 1.2 ϕ Selección: Muy mala (2.8) Asimetría: Muy Fina (0.4) Curtosis: Platicúrtica (0.9)	MGS: -0.8 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ , 3.5 ϕ Selección: Muy mala (2.9) Asimetría: Simétrica (0.06) Curtosis: Platicúrtica (0.7)
MLB4	Grava Arenosa	Trimodal	MGS: 3.2 ϕ Modas: 1.1 ϕ , 2.9 ϕ Selección: Muy mala (2.4) Asimetría: Muy Fina (0.4) Curtosis: Mesocúrtica (1.0)	MGS: -0.85 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ , 2.5 ϕ Selección: Muy mala (2.9) Asimetría: Simétrica (0.08) Curtosis: Platicúrtica (0.7)
MLB3	Grava Arenosa	Bimodal	MGS: 2.3 ϕ Modas: 0.74 ϕ Selección: Muy mala (2.5) Asimetría: Muy Fina (0.7) Curtosis: Leptocúrtica (1.3)	MGS: -1.0 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ Selección: Muy mala (2.9) Asimetría: Muy Fina (0.12) Curtosis: Platicúrtica (0.75)
MLB2	Grava Arenosa	Bimodal	MGS: 3.2 ϕ Modas: 1.08 ϕ Selección: Muy mala (2.7) Asimetría: Muy Finos (0.6) Curtosis: Mesocúrtica (1.0)	MGS: -0.85 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ Selección: Muy mala (2.9) Asimetría: Muy Fina (0.07) Curtosis: Platicúrtica (0.72)
MLB1	Grava Arenosa	Trimodal	MGS: 2.2 ϕ Modas: 0.91 ϕ Selección: Muy mala (3.0) Asimetría: Muy Fina (0.9) Curtosis: Leptocúrtica (1.2)	MGS: -1.7 ϕ Modas: -6.3 ϕ , -3.5 ϕ , 0.5 ϕ Selección: Muy mala (3.0) Asimetría: Simétrica (0.14) Curtosis: Platicúrtica (0.78)

La muestra MLB4 se clasifica como grava arenosa trimodal, lo que indica la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 5). El MGS en su fracción fina corresponde a arena muy fina, con modas en arena media y arena fina (Figura 53). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y una curtosis mesocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con tres modas en grava media, grava muy fina y arena fina. Presenta selección muy mala, la asimetría es simétrica y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLB3 se clasifica como grava arenosa bimodal, indicando la presencia de al menos dos poblaciones de grano (Tabla 5). El MGS en su fracción fina corresponde a arena fina, con una moda en arena gruesa (Figura 54). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y una curtosis leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con dos modas en grava media y grava muy fina. Presenta selección muy mala, la asimetría es fina y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLB2 se clasifica como grava arenosa bimodal, indicando la presencia de al menos dos poblaciones de grano (Tabla 5). El MGS en su fracción fina corresponde a arena muy fina, con una moda en arena media (Figura 54). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y una curtosis mesocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con dos modas en grava

media y grava muy fina. Presenta selección muy mala, la asimetría es muy fina y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLB1 se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 5). El MGS en su fracción fina corresponde a arena fina, con una moda en arena gruesa (Figura 55). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y una curtosis leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a grava muy fina, con tres modas en rodados muy pequeños, grava media y arena gruesa respectivamente. Presenta selección muy mala, la asimetría es simétrica y la curtosis es platicúrtica.

La muestra MLTE6 se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena fina, con modas en arena gruesa y arena muy fina (Figura 56). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y una curtosis mesocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena gruesa, con modas en grava media, grava muy fina y arena muy fina. Presenta selección muy mala, asimetría simétrica y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLTE5 se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena fina, con una moda en arena gruesa (Figura 56). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y curtosis leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena gruesa, con modas en grava media, grava muy fina y arena muy fina. Presenta selección muy mala, asimetría fina y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLTE4 se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena media, con una moda en arena gruesa (Figura 56). Presenta selección mala, asimetría muy fina y curtosis muy leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con modas en grava media, grava muy fina y arena muy fina. Presenta selección muy mala, asimetría simétrica y la curtosis platicúrtica.

Tabla 6. Resumen de los principales parámetros sedimentológicos para las muestras tomadas en la localidad de Laguna Laura y Laguna Laura Sección Distal.

MUESTRA	CLASIFICACIÓN	CARÁCTER	FRACCIÓN FINA	FRACCIÓN GRUESA
MLTE6	Grava arenosa	Trimodal	MGS: 2.9 ϕ Modas: 0.91 ϕ , 3.24 ϕ Selección: Muy Mala (2.7) Asimetría: Muy Fina (0.8) Curtosis: Mesocúrtica (1.0)	MGS: -0.9 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ , 3.5 ϕ Selección: Muy Mala (2.9) Asimetría: Simétrica (0.1) Curtosis: Platicúrtica (0.7)
MLTE5	Grava arenosa	Trimodal	MGS: 2.4 ϕ Modas: 0.91 ϕ Selección: Muy Mala (2.3) Asimetría: Muy Fina (0.7) Curtosis: Leptocúrtica (1.4)	MGS: -0.9 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ , 3.5 ϕ Selección: Muy Mala (2.8) Asimetría: Fina (0.1) Curtosis: Platicúrtica (0.7)
MLTE4	Grava arenosa	Trimodal	MGS: 1.8 ϕ Modas: 0.74 ϕ Selección: Mala (1.9) Asimetría: Muy Fina (0.6) Curtosis: Leptocúrtica (1.6)	MGS: -0.1 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ , 3.5 ϕ Selección: Muy Mala (2.5) Asimetría: Simétrica (0.0) Curtosis: Platicúrtica (0.7)
MLTE3	Grava arenosa	Bimodal	MGS: 3.2 ϕ Modas: 1.1 ϕ , 3.4 ϕ Selección: Muy Mala (2.7) Asimetría: Muy Fina (0.6) Curtosis: Platicúrtica (0.9)	MGS: -0.9 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ Selección: Muy Mala (2.9) Asimetría: Simétrica (0.1) Curtosis: Platicúrtica (0.7)
MLTE2	Grava arenosa	Bimodal	MGS: 0.6 ϕ Moda: 0.25 ϕ Selección: Mala (1.6) Asimetría: Muy Fina (0.5) Curtosis: Leptocúrtica (2.8)	MGS: -1.1 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ Selección: Muy Mala (2.9) Asimetría: Fina (0.12) Curtosis: Platicúrtica (0.8)
MLTE1	Grava	Unimodal	MGS: 1.3 ϕ Moda: 0.74 ϕ Selección: Mala (1.5) Asimetría: Muy Fina (0.5) Curtosis: Leptocúrtica (2.4)	MGS: -4.5 ϕ Moda: -4 ϕ Selección: Mala (1.2) Asimetría: Simétrica (0.0) Curtosis: Leptocúrtica (1.6)
MLD2	Grava arenosa	Trimodal	MGS: 3.1 ϕ Moda: 0.74 ϕ Selección: Muy Mala (2.9) Asimetría: Fina (0.7) Curtosis: Leptocúrtica (0.9)	MGS: -0.9 ϕ Modas: -3.5 ϕ , -1.5 ϕ , 3.5 ϕ Selección: Muy Mala (2.9) Asimetría: Simétrica (0.1) Curtosis: Platicúrtica (0.72)
MLD1	Grava arenosa	Trimodal	MGS: 2.5 ϕ Moda: 0.91 ϕ Selección: Muy Mala (2.5) Asimetría: Muy Fina (0.7) Curtosis: Leptocúrtica (1.4)	MGS: -0.8 ϕ Modas: -3.5 ϕ , 0.5 ϕ Selección: Muy Mala (2.9) Asimetría: Simétrica (0.1) Curtosis: Platicúrtica (0.7)

La muestra MLTE3 se clasifica como grava arenosa bimodal, indicando la presencia de al menos dos poblaciones de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena muy fina, con modas en arena media y arena muy fina (Figura 57). Presenta selección muy mala, asimetría muy fina y una curtosis muy platicúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con modas en grava media y grava muy fina. Presenta una selección muy mala, asimetría simétrica y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLTE2 se clasifica como grava arenosa bimodal, indicando la presencia de al menos dos poblaciones de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena gruesa, con una moda en arena fina (Figura 57). Presenta una selección mala, asimetría muy fina y una curtosis muy leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con modas en grava media y grava muy fina. Presenta una selección muy mala, asimetría fina y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLTE1 se clasifica como grava unimodal, indicando la presencia de al menos una población de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena media, con una moda en arena media (Figura 57). La selección es mala, asimetría muy fina y una curtosis muy leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena gruesa, con una moda en grava media. Presenta una selección mala, asimetría simétrica y la curtosis muy leptocúrtica.

2.5.1.7. Laguna Laura Sección Distal (LLD)

La muestra MLD2 se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena fina, con una moda en arena gruesa (Figura 58). Presenta una selección muy mala, asimetría muy fina y una curtosis leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con modas en grava media, grava muy fina y arena muy fina. Presenta una selección muy mala, asimetría simétrica y la curtosis platicúrtica.

La muestra MLD1 se clasifica como grava arenosa trimodal, indicando la presencia de al menos tres poblaciones de grano (Tabla 6). El MGS en su fracción fina corresponde a arena fina, con una moda en arena gruesa (Figura 58). Presenta una selección muy mala, asimetría muy fina y la curtosis leptocúrtica. El MGS en su fracción gruesa corresponde a arena muy gruesa, con modas en grava media y arena gruesa. Presenta una selección muy mala, asimetría simétrica y la curtosis platicúrtica.

2.6. Facies sedimentarias

En base a la granulometría, estratigrafía y estructuras sedimentarias de las unidades estudiadas, se asignaron 38 facies sedimentarias principalmente asociadas a flujos de detritos y un número reducido de estas correspondientes a flujos depositados por agua (Tabla 7).

Tabla 7. Resumen de facies asignadas para cada muestra de la zona de estudio.

FACIES	
VA2205-A	Sheet-like conglomerates
VA2204	Stream channel/Clast-supported conglomerates
VA2203	Matrix/Clast-supported conglomerates
VA2202	Matrix-supported conglomerates
VA2201-B	Massive sandstones
VA2201-A	Clast-supported conglomerates
MLTE6	Matrix-supported conglomerates
MLTE5	Matrix-supported conglomerates
MLTE4	Massive sandstones
MLTE3	Clast supported conglomerates/Parallel laminated sandstones
MLTE2	Clast supported conglomerates/Parallel laminated sandstones
MLTE1	Clast-supported conglomerates
MLD2	Matrix-supported conglomerates
MLD1	Clast-supported conglomerates
MLB6	Massive sandstones
MLB4	Parallel laminated sandstones
MLB3	Clast-supported conglomerates
MLB2	Massive sandstones
MLB1	Massive sandstones

La facies aluvial principal corresponde a conglomerados clasto-soportados (20 de un total de 38 unidades), teniendo ocho unidades de estas entre las muestras que pudieron ser analizadas (Tabla 7). Sus génesis varían desde depositación a partir de flujos de canales, barras trenzadas y/o base de canales, con una dinámica tanto de oleadas de flujos como flujos individuales (Reading, 1996; Blair y McPherson, 1994).

Por otra parte, las facies correspondientes a conglomerados matriz-soportados (7 del total de 38) se ven representadas en seis unidades entre las muestras analizadas. Su origen varía desde depositación a partir de barras de bajo relieve hasta flujos turbulentos y diluidos (Reading, 1996; Blair y McPherson, 1994), los cuales se podrían haber dado en forma de oleadas o flujos individuales, donde nuevamente existen canales esporádicos formados a partir de agua suministrada por precipitaciones. Cinco unidades entre las muestras analizadas corresponden a la facies de areniscas masivas (6 del total de 38). Su origen se puede deber a colapso de bancos, licuefacción, migración de canales y flujo

de barras de canal (Reading, 1996). Estas facies intercaladas con otras facies de conglomerados y cambios granulométricos reflejan distintos estadios de inundación y distintos pulsos de menor energía que los depósitos de conglomerados, presentes en lentes a lo largo de los depósitos. Estas facies sugieren la mayor presencia de fases líquidas dada la turbulencia y procesos de licuefacción asociados. Tres facies correspondientes a areniscas con laminación paralela fueron halladas en el total de los depósitos estudiados, comúnmente asociadas a facies de conglomerados clasto-soportados. Esta facies se asocia a depositación en los techos de canales (Reading, 1996). Similares a las facies anteriores, representa una facies enriquecida en su fase líquida. La última facies aluvial encontrada en los depósitos estudiados es la facies de conglomerados laminares, encontrada en una sola una unidad. Se infiere que estos se depositaron a partir de transportes en alto ángulo resultado de flujos catastróficos (Ramos y Sopena, 1983; Reading, 1996). La facies restante corresponde a un depósito por agua, específicamente una facies de flujo de canal (Reading, 1996). Al pertenecer al grupo de flujos de agua, líquido y sedimento permanecen en fases separadas en un flujo turbulento resultado de inundaciones repentinas, por lo que se puede concluir que este depósito encontrado en el punto BTT fue gatillado por lluvias torrenciales (Blair y McPherson, 1994).

3. Interpretación y discusiones

3.1. Procesos de transporte

De acuerdo con la metodología propuesta por Visher (1969), se procedió a la identificación de subpoblaciones de tamaño de grano, de acuerdo con la escala usada por Blott y Pye (2001), pudiéndolas asociar a distintos modos de transporte y depositación. Para cada muestra tomada se identificaron intervalos de poblaciones transportadas tanto por tracción, saltación o suspensión, así como la existencia de mezclas entre estas e indicadores de turbulencia en caso de existir solapamientos. En términos generales, Visher (1969) propone quiebres de tracción a saltación cercano a los 2ϕ y de saltación a suspensión entre los 3 y 4ϕ los cuales fueron utilizados como referencia en este trabajo. Otros estudios posteriores, como Zhong et al. (2017), han encontrado en sedimentos terrígenos límites tracción-saltación en torno a los 1.5ϕ , y saltación-suspensión a los 4.4ϕ . Para complementar, Li et al. (2017) definió los quiebres para sus sedimentos desde saltación-suspensión en torno a los 4ϕ , mientras que Xiao et al. (2018) encontró poblaciones de tracción hasta los 0ϕ , saltación entre los 1 y 2ϕ , y suspensión desde los 3 a 4ϕ . Es importante mencionar que se pueden dar mezclas de poblaciones de transporte, reflejada en solapamientos en los gráficos, estos dan origen a las llamadas poblaciones graduadas de transporte, en las se podrán encontrar, por ejemplo, saltación y suspensión mezcladas hasta cierto grado (Visher, 1969; Zhong et al., 2017). Toda esta información fue considerada al momento de definir las poblaciones de este trabajo.

3.1.1. Este de Portillo

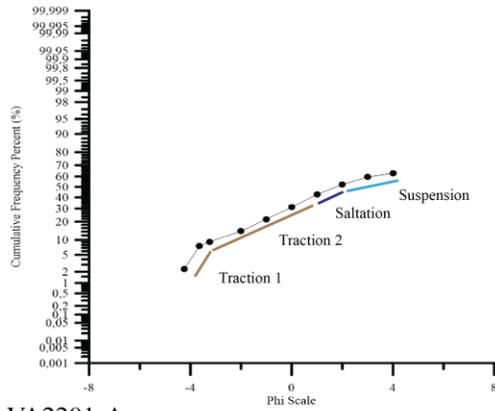
3.1.1.1. Casa Alpina

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra VA2201-B fueron identificadas (Figura 33, Tabla 8). Esta unidad presenta una población mayoritaria (65%) de arena media transportada por saltación, aunque el punto de truncamiento es difuso entre las poblaciones de tracción y saltación, sugiriendo algún grado de mezcla y, por tanto, cierto nivel de turbulencia asociado a condiciones de alta energía (Visher, 1969). Una asimetría gruesa indica poblaciones subordinadas de arena gruesa y grava, las cuales comparten una muy mala selección con toda la unidad (valores mesocúrticos). Dos puntos de quiebre tanto en las poblaciones de tracción y de suspensión indican participación de distintos tipos de flujos, de los cuales esta última tiene una importante participación en la fracción fina en forma de arena media a arcilla. La abundancia de material en suspensión refuerza la idea de un flujo turbulento (Visher, 1969). Esta unidad de arena gravosa matriz-soportada masiva (matriz cohesiva), carente de imbricación y depositada entre contactos difusos, junto a lo mencionado anteriormente, sugiere depositación a partir de un flujo cohesivo dada la presencia de arcilla (~5 %) y fango (~36%; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001), probablemente un flujo de detritos, asociada una facies de areniscas masivas ubicado hacia la cola del flujo (Pierson, 1986; Reading, 1996). La subangulosidad de los clastos sugiere corto transporte y, por tanto, una fuente cercana.

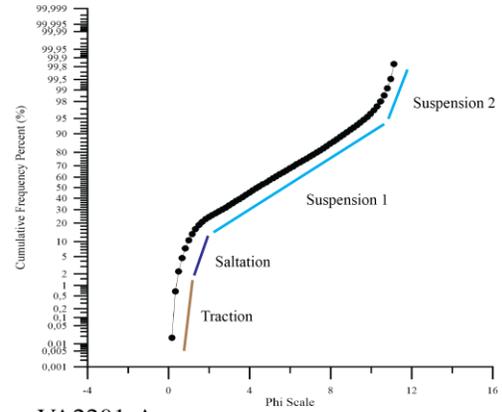
Coarse Fraction

Fine Fraction

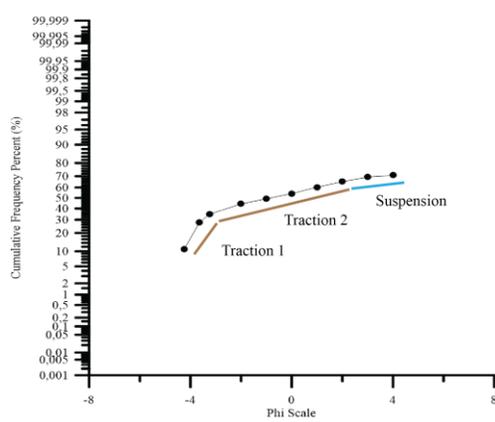
VA2201-B



VA2201-B



VA2201-A



VA2201-A

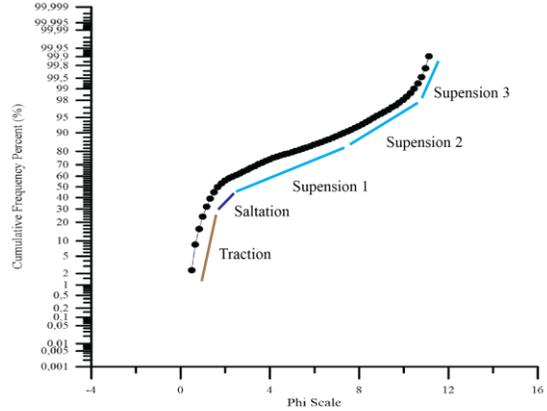


Figura 33. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Casa Alpina.

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra VA2201-A fueron identificadas (Figura 33, Tabla 8). El punto de truncamiento es difuso entre las poblaciones de tracción y saltación, y se encuentra más desplazado hacia la fracción gruesa sugiriendo mayor grado de mezcla y, por tanto, mayor nivel de turbulencia asociado a condiciones de mayor energía que la muestra VA2201-B (Visher, 1969). Una asimetría fina indica poblaciones subordinadas de arena media a arcilla a las gravas y arenas gruesas, de las cuales los extremos (gravas y fango) comparten

Tabla 8. Resumen de las principales poblaciones transportadas y sus respectivas facies para las localidades de CAP, CRA, FAV, TT y BTT.

MUESTRA	FRACCIÓN FINA	RANGO (ϕ)	FRACCIÓN GRUESA	RANGO (ϕ)	UNIDAD	FACIES
VA2201-B	Tracción: Arena gruesa	0 a 1 ϕ	Tracción: Grava gruesa-media, grava media a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	2	Areniscas masivas
	Saltación: Arena media	1 a 2 ϕ	Saltación: Arena media	1 a 2 ϕ		
	Suspensión: Arena media a arcilla, arcilla	1 a 10 ϕ , 10 a 12 ϕ	Suspensión: Arena fina a muy fina	2 a 4 ϕ		
VA2201-A	Tracción: Arena gruesa a fina	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava fina a arena fina	-5 a -3 ϕ , -3 a 3 ϕ	1	Conglomerados clasto-soportados
	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ	Saltación: Sobrepuesta a la de Tracción	-3 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a media, limo fino a arcilla, arcilla	2 a 7 ϕ , 7 a 10 ϕ , 10 a 12 ϕ	Suspensión: Arena fina a limo grueso	3 a 4 ϕ		
VA2205-A	Tracción: Arena gruesa	0 a 1 ϕ	Tracción: grava gruesa a media, grava media a grava fina, grava muy fina a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a -2 ϕ , -2 a 1 ϕ	1	Conglomerados laminares
	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena muy fina a limo fino, limo muy fino a arcilla, arcilla	3 a 8 ϕ , 8 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ	Suspensión: Arena muy fina a limo grueso	3 a 4 ϕ		
VA2202	Tracción: Arena gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	1	Conglomerados matriz-soportados
	Saltación: Arena media a muy fina	1 a 4 ϕ	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ		
	Suspensión: Limo muy grueso a fino, limo fino a arcilla, arcilla	4 a 8 ϕ , 7 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ	Suspensión: Arena muy fina a limo grueso	3 a 4 ϕ		
VA2203	Tracción: Arena gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	1	Conglomerados matriz/clasto-soportados
	Saltación: Arena media a limo muy grueso	1 a 5 ϕ	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ		
	Suspensión: Limo muy grueso a arcilla, limo muy fino a arcilla, arcilla	4 a 9 ϕ , 9 a 11 ϕ , 11 a 12 ϕ	Suspensión: Arena muy fina a limo grueso	3 a 4 ϕ		
VA2204	Tracción: Arena gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava media a fina, grava muy fina a arena fina	-4 a -2 ϕ , -2 a 2 ϕ	1	Conglomerados de canal/clasto-soportados
	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ	Saltación: Arena media a fina	2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a muy fina, limo muy grueso a muy fino, limo muy fino a arcilla,	2 a 4 ϕ , 4 a 9 ϕ , 8 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ	Suspensión: Arena fina a muy fina	3 a 4 ϕ		

mejores selecciones, mientras que los valores centrales de tamaño de grano comparten los peores valores de selección (muy mala selección) en toda la unidad (valores platicúrticos). Dos puntos de quiebre para la población transportada por tracción y tres para la transportada por suspensión indican participación de distintos tipos de flujos, de los cuales esta última tiene una importante participación en la fracción fina en forma de arena fina a limo. La abundancia de bloques angulosos a subangulosos clasto-soportados por pulsos, y porcentajes menores de arcilla (<5%) sugiere que esta unidad se depositó a partir de oleadas de flujos hiperconcentrados con cierto grado de turbulencia, ya que faltaría material arcilloso para lograr una mayor cohesividad (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a facies de conglomerados clasto-soportados ubicado hacia la cabeza del flujo, reflejando antiguos flujos de canal (Pierson, 1986; Reading, 1996). La angulosidad a subangulosidad de los clastos sugiere corto transporte y, por tanto, una fuente cercana.

3.1.1.2. Cruce Río Aconagua

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra VA2205-A fueron identificadas (Figura 34, Tabla 8). Esta unidad presenta una población mayoritaria (79%) de grava fina transportada por tracción, con poblaciones subordinadas y mezcladas hasta arena fina. El punto de truncamiento es difuso entre las poblaciones de tracción, saltación y suspensión, sugiriendo un alto nivel de turbulencia asociado a condiciones de alta energía (Visher, 1969). Una asimetría muy fina indica poblaciones subordinadas de limo y arcilla a una principal (grava), con selecciones similares entre las poblaciones de grano de la unidad (muy mala selección y valores mesocúrticos). Tres puntos de quiebre para la población transportada por tracción, tres para la transportada por suspensión y puntos de truncamiento altamente difusos indican alto grado de mezcla y participación de distintos tipos de flujos. Arena muy fina a arcilla son los tamaños de grano predominantes para las 3 poblaciones transportadas por suspensión en la fracción fina indicando alto grado de turbulencia (Bouma, 1962; Mulder y Alexander, 2001).

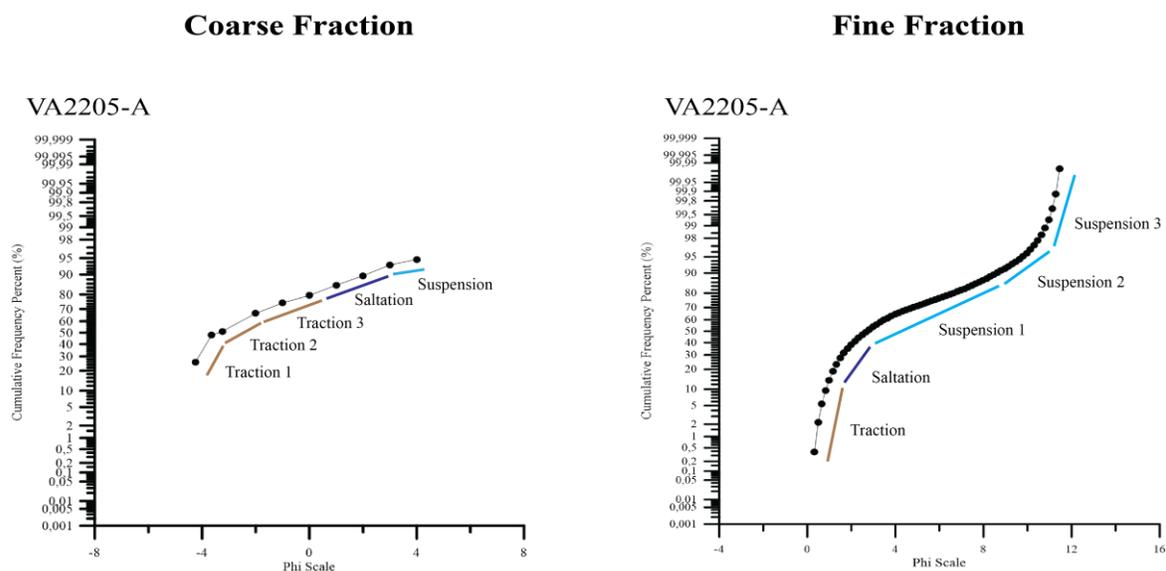


Figura 34. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Cruce Río Aconagua.

La presencia de bloques subangulosos matriz-soportados a clasto-soportados sugiere depositación a partir de dos pulsos. Porcentajes menores de arcilla (<5%) y fango (~7%) sugieren que esta unidad se depositó en dos pulsos de los cuales uno era no-cohesivo con alto grado de turbulencia (Visher,

1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a facies de conglomerados clasto-soportados ubicado hacia la cabeza del flujo (Pierson, 1986; Reading, 1996). La subangulosidad de los clastos sugiere corto transporte. Todo lo anterior sumado la presencia de imbricación en los clastos menores sugiere clasificar esta unidad como una facies de conglomerados laminares (*sheet-like*) a partir de un flujo de canal turbulento de carácter catastrófico (probablemente un flujo de detritos) y transporte de alto ángulo en pendientes, probablemente ubicado hacia la parte medial del flujo (Reading, 1996).

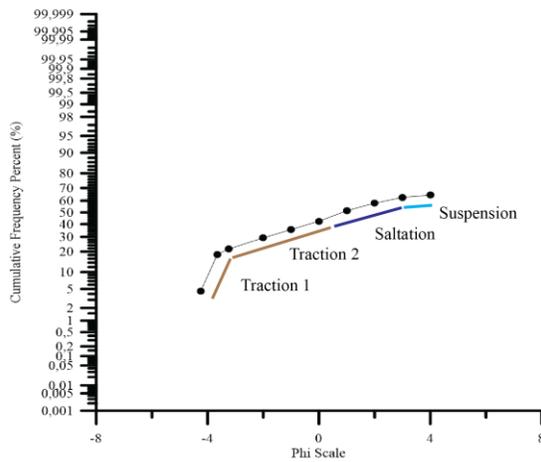
3.1.1.3. Frente Avalancha

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra VA2202 fueron identificadas (Figura 35, Tabla 8). Esta unidad presenta una población mayoritaria (55%) de grava transportada por tracción, con poblaciones subordinadas y levemente mezcladas de arena y fango (~45%). El punto de truncamiento es difuso entre la población de tracción más fina, saltación y suspensión, consecutivamente, sugiriendo cierto nivel de turbulencia asociado a condiciones de mayor energía (Visher, 1969). Una asimetría fina indica poblaciones subordinadas arena fina a arcilla a una principal (grava). Las poblaciones mediales (grava fina a arena gruesa) concentran la selección dominante de la unidad (muy mala selección) mientras que los extremos (gravas gruesas y fango) presentan mejores selecciones (valores platicúrticos). Dos poblaciones por tracción y tres por suspensión indican distintas formas de transporte para estas poblaciones de grano. El punto de truncamiento difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión indican un alto grado de mezcla. Limo muy grueso a arcilla son los tamaños de grano predominantes para las 3 poblaciones transportadas por suspensión en la fracción fina indicando alto grado de turbulencia.

La presencia de bloques subangulosos matriz-soportados a clasto-soportados sugiere deposición a partir de dos pulsos. Porcentajes casi insuficientes de arcilla (~5%) y mayores de fango (~17%) sugieren que esta unidad se depositó de al menos un flujo relativamente cohesivo con cierto grado de turbulencia, probablemente un flujo de detritos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial y cabeza del flujo (Pierson, 1986). La subangulosidad de los clastos sugiere corto transporte. Todo lo anterior, sumado a la carencia de estratificación y presencia de gradación inversa, permite clasificar esta unidad como facies de conglomerados matriz-soportados pertenecientes a oleadas de flujo en forma de barras de bajo relieve, lo cual se condice con la morfología del depósito (Reading, 1996).

Coarse Fraction

VA2202



Fine Fraction

VA2202

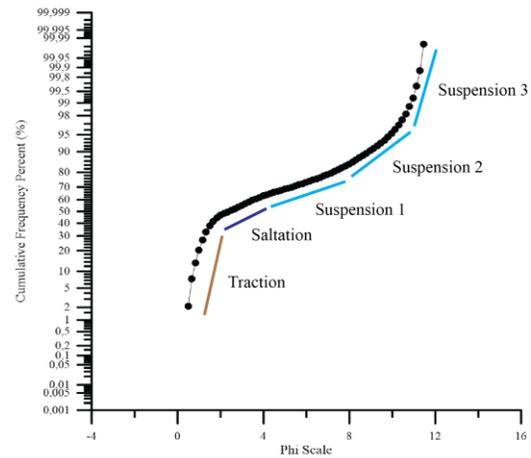


Figura 35. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Frente Avalancha.

3.1.1.4. Túnel del Tren

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra VA2203 fueron identificadas (Figura 36, Tabla 8). Esta unidad presenta una población mayoritaria (64%) de grava transportada por tracción, con poblaciones subordinadas y levemente mezcladas de arena fina y arcilla (asimetría fina). El punto de truncamiento es difuso entre la población de tracción más fina, saltación y la población en suspensión más gruesa, aunque es mucho más claro que en las unidades de otras localidades, sugiriendo un grado menor de turbulencia asociado a condiciones de mayor energía (Visher, 1969). Las poblaciones mediales (grava fina a arena gruesa) concentran la selección dominante de la unidad (muy mala selección) mientras que los extremos (gravas gruesas y fango) presentan mejores selecciones (valores platicúrticos). Dos poblaciones por tracción y tres por suspensión con puntos de truncamiento marcados indican distintas formas de transporte, especialmente para estas últimas poblaciones de grano. El punto de truncamiento difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión indican cierto grado de mezcla, especialmente entre las fracciones más finas. Limo de muy grueso a muy fino y en menor medida arcillas son los tamaños de grano predominantes para las 3 poblaciones transportadas por suspensión en la fracción fina indicando alto grado de turbulencia.

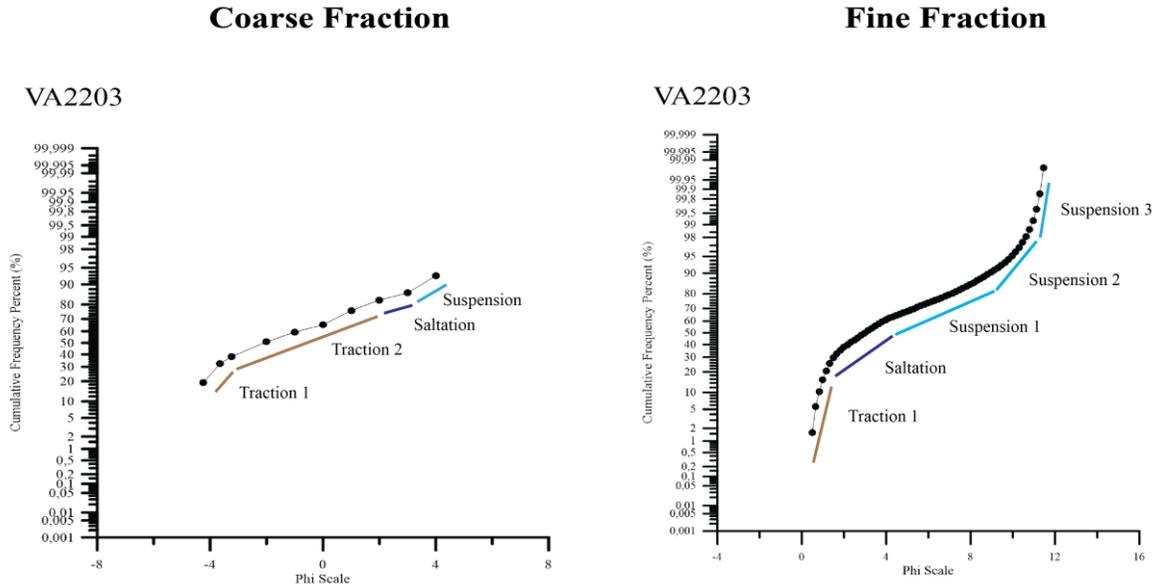


Figura 36. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Túnel del Tren.

La presencia de bloques subangulosos matriz-soportados a clasto-soportados, así como clastos subredondeados a subanguloso agrupados en paquetes (algunos levemente alineados en la horizontal), y carencia de estratificación sugiere depositación a partir de distintas oleadas, asociadas a distintos flujos, algunos más distantes y energéticos que otros. Porcentajes menores de arcilla (<5%) y material fino (~14%) sugieren que esta unidad tuvo depositación a partir de algunos flujos hiperconcentrados no-cohesivos con cierto grado de turbulencia, tales como flujos de detritos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial y cabeza del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como paquetes de oleadas trenzadas de facies de conglomerados matriz-soportados y facies de conglomerados clasto-soportados, siendo algunos partes de flujos turbulentos y diluidos, y otros posiblemente asociados a base de canales o barras trenzadas (Reading, 1996; Lowe, 1976).

3.1.1.5. Bajo Túnel del Tren

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra VA2204 fueron identificadas (Figura 37, Tabla 8). Esta unidad presenta una población mayoritaria (81%) de arena transportada por tracción, con poblaciones subordinadas de grava (asimetría gruesa). Los puntos de truncamiento son claramente identificables para esta unidad, sugiriendo condiciones no turbulentas, bajo grado de mezcla y condiciones de menor energía (Visher, 1969). Las distintas poblaciones presentes comparten selecciones similares a lo largo de la unidad (mala selección), siendo levemente mejores que las unidades anteriormente vistas, y, por tanto, presencia de agentes de transporte más selectivos. Dos poblaciones por tracción y cuatro por suspensión con puntos de truncamiento marcados indican distintas formas de transporte, especialmente para las fracciones más finas (flujos de menor energía) de poblaciones de grano.

Coarse Fraction

Fine Fraction

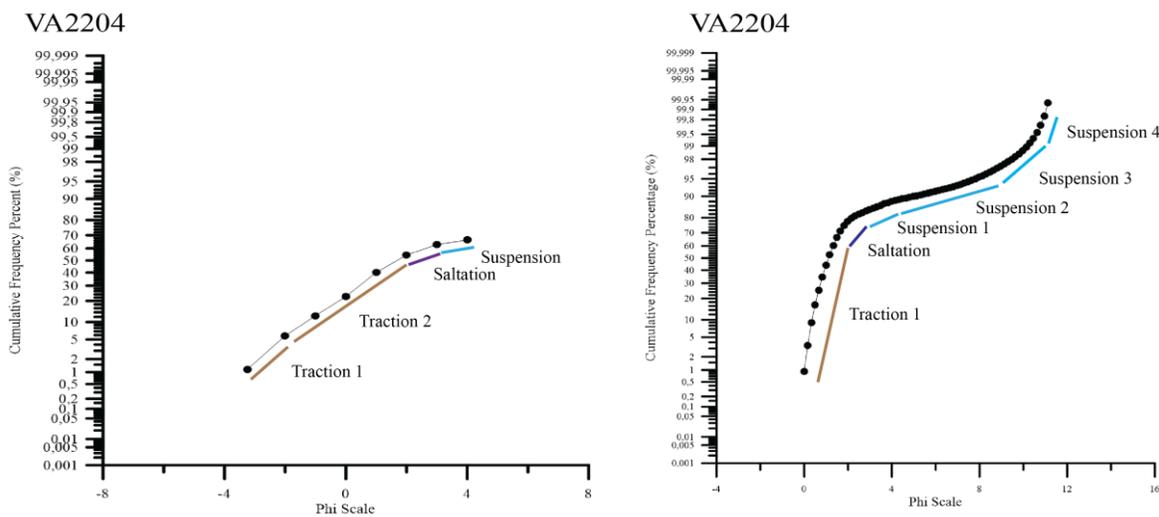


Figura 37. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Bajo Túnel del Tren.

La presencia de bloques subangulosos clasto-soportados en paquetes sugiere poco transporte desde la fuente y en forma de pulsos. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y material fino sugieren que esta unidad tuvo depositación a partir de flujos de densidad hiperconcentrados no-cohesivos, intercalados con flujos de densidad concentrados dada la presencia de lentes de arena con estratificación planar (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados desde la cola y cabeza del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como paquetes de oleadas sujetas a variaciones energéticas importantes, perteneciendo los lentes de arena a depósitos de flujo de canal (depósitos asentados por agua), intercalados con facies de conglomerados clasto-soportados asociados a flujos de canales, aunque carentes de imbricación (Reading, 1996; Lowe, 1976). Un aumento del porcentaje y tamaño de clastos hacia la base reflejaría variaciones energéticas en los flujos.

3.1.1.6. Laguna Laura (LL)

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLB6 fueron identificadas (Figura 38, Tabla 9). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (50%) como de arena y fango (50%). El punto de truncamiento difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión indican cierto grado de mezcla, especialmente entre las fracciones más finas (Visher, 1969). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a media y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos. Dos poblaciones por tracción y dos por suspensión con puntos de truncamiento marcados indican distintas formas de transporte.

La carencia de bloques y presencia de grava fina a diferencia de las unidades anteriores evidencia un flujo mucho menos energético y más selectivo o con mayor transporte que lo anteriores. Porcentajes mayores de arcilla ($\gg 5\%$), fango ($\approx 20\%$) y arena ($\approx 30\%$) sugieren que esta unidad fue depositada a partir de un flujo de densidad hiperconcentrado con cierto nivel de turbidez (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados desde la

parte medial del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como dentro de la facies de areniscas masivas, representando colapsos del banco o licuefacción y flujo de barras de canal/banco del río (Reading, 1996; Lowe, 1976).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLB4 fueron identificadas (Figura 38, Tabla 9).

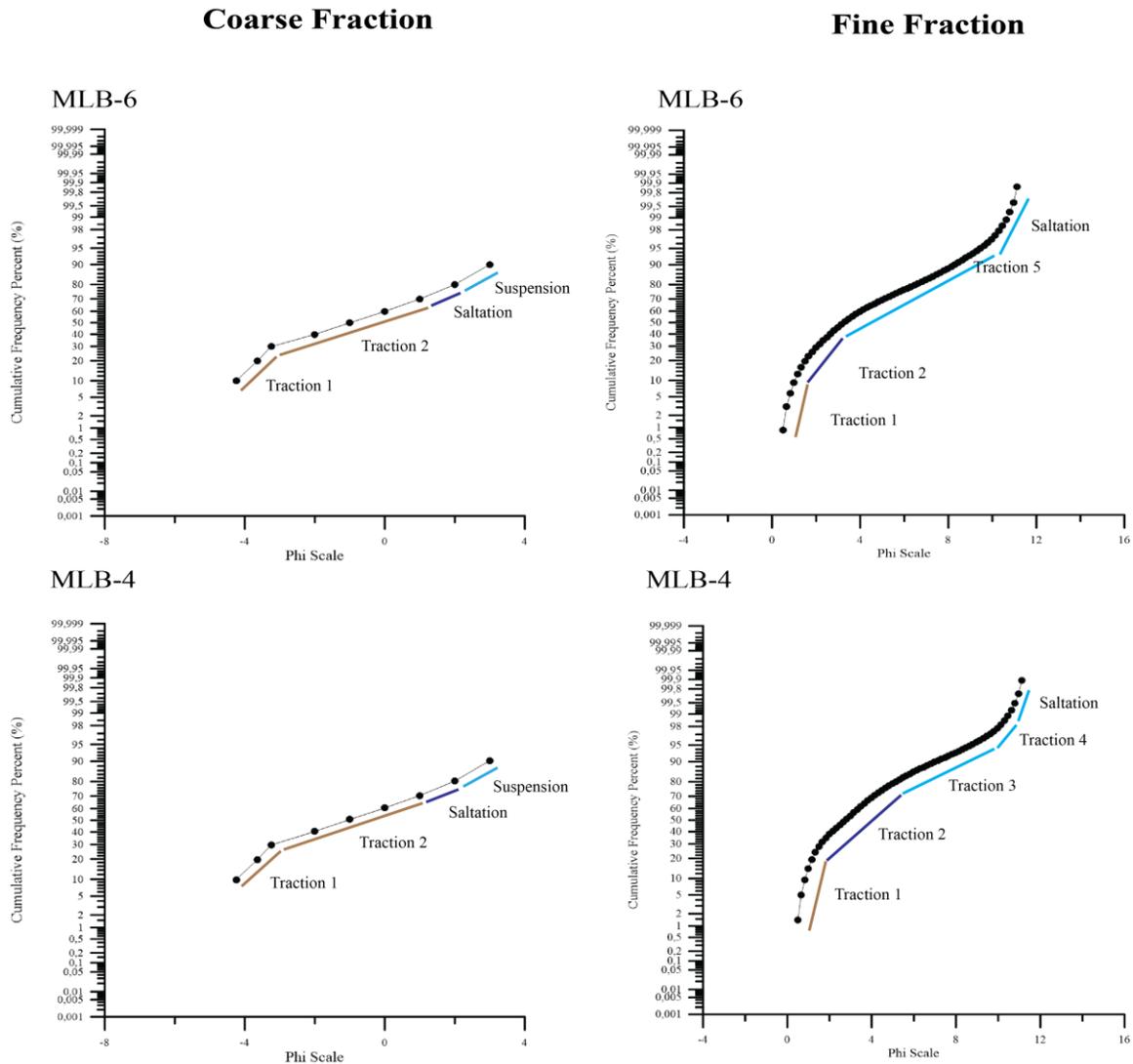


Figura 38. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Laguna Laura.

Coarse Fraction

Fine Fraction

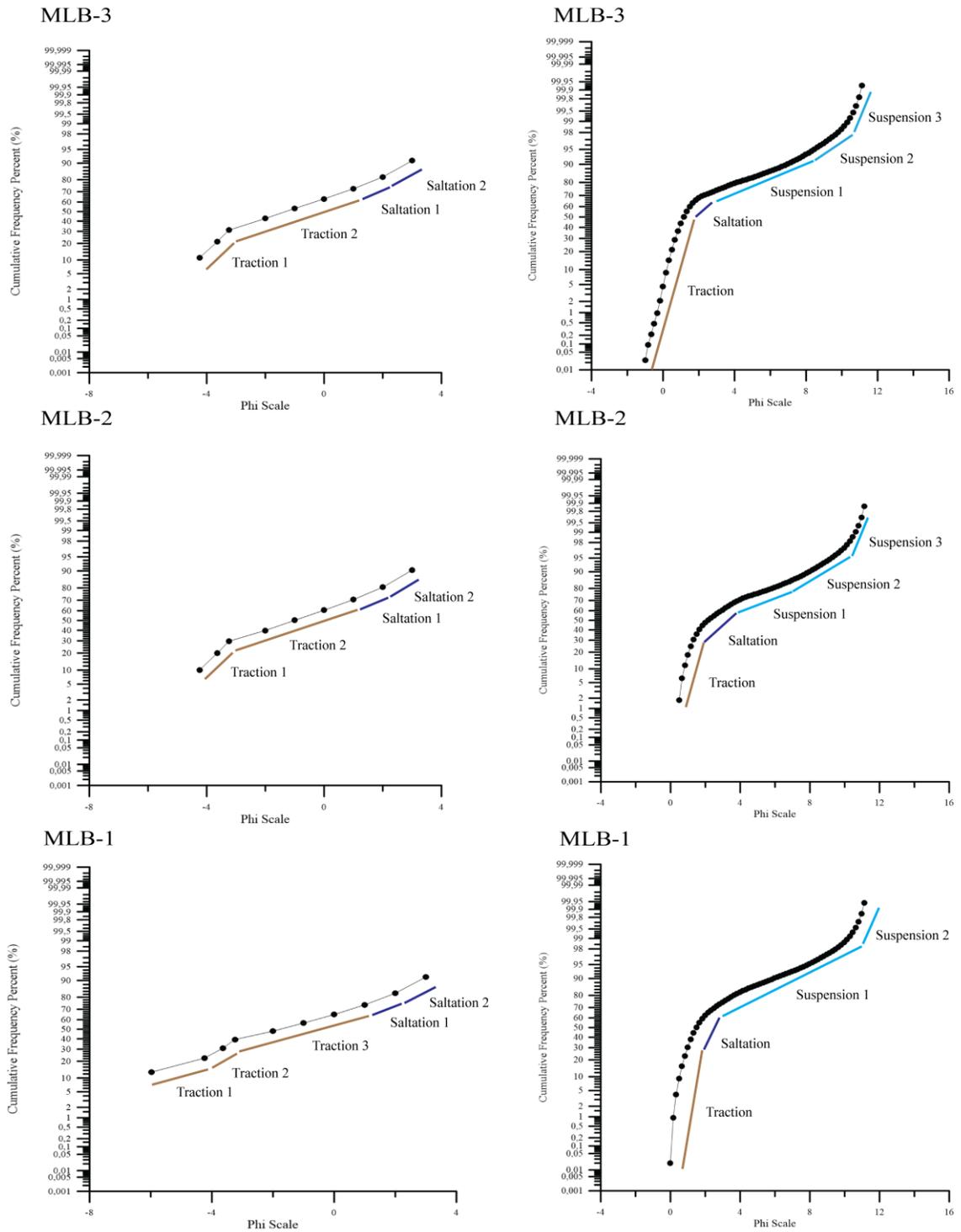


Figura 39. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Laguna Laura.

Tabla 9. Resumen de las principales poblaciones transportadas y sus respectivas facies para parte de las muestras de LL.

MUESTRA	FRACCIÓN FINA	RANGO (ϕ)	FRACCIÓN GRUESA	RANGO (ϕ)	UNIDAD	FACIES
MLB6	Tracción: Arena gruesa	0 a 1 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a -1 ϕ	6	Areniscas masivas
	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ	Saltación: Arena media	1 a 2 ϕ		
	Suspensión: Arena muy fina a arcilla, arcilla	3 a 10 ϕ , 9 a 12 ϕ	Suspensión: Arena muy fina	3 a 4 ϕ		
MLB4	Tracción: Arena gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	4	Areniscas con laminación paralela
	Saltación: Sobrepueta a la de Suspensión	1 a 5 ϕ	Saltación: Arena media, arena fina	1 a 2 ϕ , 2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Limo grueso a arcilla, arcilla	5 a 10 ϕ , 9 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ				
MLB3	Tracción: Arena gruesa a media	-1 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	3	Conglomerados clasto-soportados
	Saltación: Arena media	1 a 2 ϕ	Saltación: Arena media, arena fina	1 a 2 ϕ , 2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a limo muy fino, limo muy fino a arcilla, arcilla	2 a 8 ϕ , 8 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ				
MLB2	Tracción: Arena muy gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava fina a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -3 a 1 ϕ	2	Areniscas masivas
	Saltación: Arena media a muy fina	1 a 4 ϕ	Saltación: Arena media, arena fina	1 a 2 ϕ , 2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena muy fina a limo medio, limo medio a arcilla, arcilla	3 a 7 ϕ , 6 a 10 ϕ , 10 a 12 ϕ				
MLB1	Tracción: Arena muy gruesa	0 a 1 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava fina a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -3 a 1 ϕ	1	Areniscas masivas
	Saltación: Arena gruesa a media	1 a 2 ϕ	Saltación: Arena media, arena fina	1 a 2 ϕ , 2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a arcilla, arcilla	2 a 9 ϕ , 9 a 12 ϕ				

El punto de truncamiento difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión indican cierto grado de mezcla, especialmente entre las fracciones más finas (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (51%) como de arena y fango (49%). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a media y limo fino a arcilla) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas. Dos poblaciones por tracción y tres por suspensión con puntos de truncamiento marcados indican distintas formas de transporte para estas.

La presencia de grava subangulosa entre aportes de arena y fango sugieren flujos de mayor energía entre otros de menor, así como corto transporte. Porcentajes menores de arcilla (<5%), pero importantes de fango (≈15%) y arena (≈34%) sugieren que esta unidad fue depositada a partir de un flujo de densidad concentrado no-cohesivo sujeto a cierto grado de turbidez (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados desde la cola del flujo (Pierson, 1986). Si consideramos lo mencionado y la presencia de laminación incipiente, esta unidad pertenecería a una facies de areniscas con laminación paralela, asociadas a la parte superior de canales de arenisca (Reading, 1996).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLB3 fueron identificadas (Figura 39, Tabla 9). El punto de truncamiento difuso entre tracción-saltación indica cierto grado de mezcla entre las poblaciones más gruesas, pero no lo suficientemente significativo como para incorporar las fracciones transportadas por suspensión a estas (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares tanto de grava (53%) como de arena y fango (48%), aunque la subordinación de las últimas queda evidenciada por sus valores de asimetría fina. Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a media y limo muy fino a arcilla) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas. Dos poblaciones por tracción, dos por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento relativamente marcados indican distintas formas de transporte y depositación paulatina para las mismas.

La presencia de bloques, grava subangulosa a subredondeada entre aportes de arena fina sugieren flujos de mayor energía entre otros de menor, así como tiempos de mayor y menor transporte. Porcentajes menores de arcilla (<<5%) y mayores de arena (≈37%) sugieren que esta unidad fue depositada a partir de un flujo de densidad concentrado no-cohesivo (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial del flujo (Pierson, 1986). Si consideramos lo mencionado, superficies erosivas, la base cóncava del depósito, capas de grava y presencia de laminación en arenas finas, probablemente corresponda al relleno de un paleocanal en forma de oleadas, de las cuales facies de conglomerados clasto-soportados (y eventualmente alguna facies de conglomerados laminares) fueron depositadas a partir de flujos de canales, sujetos a distintos estadios de inundación dada la variada granulometría y carácter lenticular del depósito (Reading, 1996), eventualmente esta unidad podría corresponder a inundaciones catastróficas (Baker, 1973; Steel y Thompson, 1983).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLB2 fueron identificadas (Figura 39, Tabla 9). El punto de truncamiento difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión, indicando cierto grado de mezcla entre las poblaciones más finas, pero no lo suficientemente significativo como para incorporar las fracciones transportadas por suspensión a estas (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (50%) como de arena y fango (50%). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores

selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a media y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas. Dos poblaciones por tracción, dos por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento relativamente marcados indican distintas formas de transporte y depositación paulatina para las mismas.

La presencia mayoritaria de arena gravosa sugiere flujos de menor energía en comparación a las otras unidades en este depósito. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y mayores de arena ($\approx 36\%$) sugieren que esta unidad fue depositada a partir de un flujo de densidad hiperconcentrado no-cohesivo (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la cola del flujo (Pierson, 1986). Tomando en cuenta todo lo anterior, la carencia de estratificación y disposición más bien lenticular probablemente corresponda a facies de areniscas masivas, depositadas a partir de colapsos del banco o licuefacción y flujo de barras del canal o banco del río (Reading, 1996).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLB1 fueron identificadas (Figura 39, Tabla 9). El punto de truncamiento difuso entre tracción-saltación indica cierto grado de mezcla entre las poblaciones gruesas de grano más fino, pero no lo suficientemente significativo como para incorporar las fracciones transportadas por suspensión a estas (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (57%) como de arena y fango (44%). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas. Tres poblaciones por tracción, dos por saltación y dos por suspensión con puntos de truncamiento relativamente marcados indican distintas formas de transporte (especialmente en la fracción gruesa) y depositación paulatina para las mismas.

La presencia mayoritaria de grava arenosa angulosa sugiere flujos de mayor energía que el de la unidad anterior, pero de menor en comparación a las otras unidades en este depósito que poseen bloques en su matriz, así como corto transporte. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y mayores de arena ($\approx 36\%$) sugieren que esta unidad fue depositada a partir de un flujo de densidad concentrado no-cohesivo (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la cola del flujo (Pierson, 1986). Tomando en cuenta todo lo anterior, la carencia de estratificación y disposición más bien lenticular probablemente también corresponda a facies de areniscas masivas, depositadas a partir de colapsos del banco o licuefacción y flujo de barras del canal o banco del río (Reading, 1996).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLTE-6 fueron identificadas (Figura 56, Tabla 10). El punto de truncamiento es difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión, indicando un alto grado de mezcla entre las distintas poblaciones presentes (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (51%) como de arena y fango (49%). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a media y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más

Tabla 10. Resumen de las principales poblaciones transportadas y sus respectivas facies para parte de las muestras de LL y LLD.

MUESTRA	FRACCIÓN FINA	RANGO (ϕ)	FRACCIÓN GRUESA	RANGO (ϕ)	UNIDAD	FACIES
MLTE-6	Tracción: Arena gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava fina a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	15	Conglomerados matriz-soportados
	Saltación: Arena media a fina, arena fina a muy fina	1 a 3 ϕ , 2 a 4 ϕ	Saltación: Arena media, arena fina	1 a 2 ϕ , 2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Limo grueso a arcilla, arcilla	4 a 9 ϕ , 8 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ				
MLTE-5	Tracción: Arena gruesa	0 a 1 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena media	-5 a -3 ϕ , -4 a 2 ϕ	14	Conglomerados matriz-soportados
	Saltación: Arena media	1 a 2 ϕ	Saltación: Arena fina	2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a limo fino, limo muy fino a arcilla, arcilla	2 a 8 ϕ , 8 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ				
MLTE-4	Tracción: Arena gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava media a fina	-4 a -2 ϕ	13	Areniscas masivas
	Saltación: Arena media a muy fina (Suspensión superpuesta)	1 a 4 ϕ	Saltación: Arena fina	2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena muy fina a limo muy fino, limo muy fino a arcilla, arcilla	4 a 9 ϕ , 8 a 11 ϕ , 10 a 11 ϕ				
MLTE-3	Tracción: Arena gruesa a media	0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena media	-5 a -3 ϕ , -4 a 2 ϕ	12	Conglomerados clasto-soportados/Areniscas con laminación paralela
	Saltación: Arena media	1 a 2 ϕ	Saltación: Arena fina	2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a limo muy fino, arcilla	2 a 9 ϕ , 9 a 11 ϕ , 10 a 12 ϕ				
MLTE-2	Tracción: Arena muy gruesa a media	-1 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena media	-5 a -3 ϕ , -4 a 2 ϕ	3b	Conglomerados clasto-soportados/Areniscas con laminación paralela
	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ	Saltación: Arena fina	2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena muy fina a limo fino, limo fino a arcilla, arcilla	3 a 8 ϕ , 7 a 10 ϕ , 10 a 11 ϕ				
MLTE-1	Tracción: Arena muy gruesa a gruesa, arena media	-1 a 1 ϕ , 1 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media to arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	9b	Conglomerados clasto-soportados
	Saltación: Arena fina a limo muy grueso	2 a 5 ϕ	Saltación: Arena media, arena fina	1 a 2 ϕ , 2 a 3 ϕ		
	Suspensión: Limo muy grueso a fino, limo fino a arcilla, arcilla	4 a 8 ϕ , 8 a 10 ϕ , 10 a 11 ϕ				
MLD2	Tracción: Arena muy gruesa a media	-1 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava fina a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -3 a 1 ϕ	2	Conglomerados matriz-soportados
	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a arcilla, limo fino a arcilla, arcilla	3 a 9 ϕ , 8 a 10 ϕ , 10 a 12 ϕ				
MLD1	Tracción: Arena gruesa, arena gruesa a media	0 a 1 ϕ , 0 a 2 ϕ	Tracción: Grava gruesa a media, grava media a arena gruesa	-5 a -3 ϕ , -4 a 1 ϕ	1	Conglomerados clasto-soportados
	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ	Saltación: Arena media a fina	1 a 3 ϕ		
	Suspensión: Arena fina a arcilla, arcilla	3 a 10 ϕ , 10 a 12 ϕ				

selectivos para las últimas. Dos poblaciones por tracción, dos por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento marcados indican distintas formas de transporte, especialmente para las fracciones más finas (flujos de menor energía) de poblaciones de grano.

La presencia de bloques matriz-soportados angulosos sugiere corto transporte de mayor energía. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y material fino sugieren que esta unidad tuvo depositación a partir de flujos de densidad hiperconcentrados no-cohesivos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como facies de conglomerados matriz-soportados depositados a partir del crecimiento de barras de bajo relieve (Reading, 1996; Lowe, 1976).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLTE-5 fueron identificadas (Figura 56, Tabla 10). El punto de truncamiento es difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión, indicando un alto grado de mezcla entre las distintas poblaciones presentes (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares tanto de grava (52%) como de arena y fango (48%), aunque el mayor volumen de poblaciones de grano se concentra en las fracciones gruesas (grava muy gruesa a arena gruesa) con poblaciones de grano fino subordinadas, evidenciado en una asimetría fina. Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a media y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas. Dos poblaciones por tracción, una por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento marcados indican distintas formas de transporte, especialmente para las fracciones más finas (flujos de menor energía) de poblaciones de grano.

La presencia de gravas subangulosas a subredondeadas sugiere un grado energético menor que las unidades con bloques, pero mayor que las unidades con arena. El grado de angulosidad indica cierto grado de mezcla entre poblaciones con mayor/menor tiempo de transporte. Variaciones en el tamaño de grano a lo largo de la unidad (gradación normal) sugiere cambios graduales en la dinámica del flujo. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y material fino, pero importantes de arena (~42%) sugieren que esta unidad fue depositada a partir de flujos de densidad concentrados no-cohesivos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como facies de conglomerados matriz-soportados depositados a partir de flujos turbulentos y diluidos si consideramos la presencia de gradación normal (Reading, 1996; Lowe, 1976).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLTE-4 fueron identificadas (Figura 56, Tabla 10). El punto de truncamiento es difuso entre tracción-saltación indicando un leve grado de mezcla entre las fracciones más gruesas (Visher, 1969). Esta unidad presenta una población mayoritaria de arena y limo (63%), con poblaciones de grava subordinadas (37%), aunque limitadas en su mayoría a grava media a muy fina, lo cual explica los valores sin asimetría (poblaciones similares en volumen a lo largo de la unidad). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a media y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas. Una por tracción, una por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento marcados indican distintas formas de transporte, especialmente para las fracciones más finas (flujos de menor energía) de poblaciones de grano.

La presencia de arenas gravosas subredondeadas sugiere un flujo de grado energético menor que las unidades con bloques y gravas, así como mayor tiempo de transporte. La carencia de más puntos de truncamiento difusos, así como los bajos porcentajes de fango (9%), sugieren bajo grado de mezcla y por tanto de turbulencia para esta unidad. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y material fino, pero importantes de arena (~54%) sugieren que esta unidad fue depositada a partir de flujos de densidad concentrados no-cohesivos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la cola del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como facies de areniscas masivas depositadas ya sea por colapso del banco, o por licuefacción y flujo de barras de canal/barras del banco del río (Reading, 1996; Lowe, 1976).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLTE-3 fueron identificadas (Figura 57, Tabla 10). El punto de truncamiento es difuso entre tracción-saltación, indicando un bajo grado de mezcla entre las poblaciones más gruesas del depósito (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (52%) como de arena y fango (48%). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena gruesa a fina y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas y parte de los gruesos más finos. Dos poblaciones por tracción, una por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento relativamente marcados indican distintas formas de transporte, especialmente para las fracciones más finas (flujos de menor energía) y parte de la fracción gruesa de las poblaciones de grano.

La presencia de bloques clasto-soportados subangulosos a subredondeados sugiere un transporte de alta energía y mezcla entre poblaciones de mayor tiempo de transporte con otras de menor, probablemente entre las fracciones de mayor tamaño dado el truncamiento difuso entre tracción-saltación. La presencia de laminación en esta unidad sugiere cambios en la dinámica de flujo y grado de inundación, evidenciando estadios de menor energía. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y material fino en conjunto con laminaciones, sugieren que esta unidad tuvo deposición a partir de flujos de densidad hiperconcentrados a concentrados no-cohesivos laminares (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como facies de conglomerados clasto-soportados depositados en la parte superior de barras, en conjunto con facies de areniscas con laminación paralela, probablemente depositadas hacia el techo del canal, reflejando distintos estadios de inundación dado el cambio abrupto de granulometría (Reading, 1996; Lowe, 1976).

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLTE-2 fueron identificadas (Figura 57, Tabla 10). El punto de truncamiento es difuso entre tracción-saltación y saltación-suspensión, indicando un alto grado de mezcla entre las poblaciones del depósito (Visher, 1969). Esta unidad presenta una fracción gruesa mayoritaria en forma de grava (54%) con poblaciones subordinadas de arena y fango (48%), evidenciado en los valores de asimetría fina. Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena muy gruesa a media y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas y parte de los gruesos más finos. Dos poblaciones por tracción, dos por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento relativamente marcados indican distintas formas de transporte.

Intercalaciones de gravas gruesas y finas subangulosas a subredondeadas, con sectores de arena laminada y otros con bloques sugiere depositación a partir de oleadas de flujos y, por tanto, distintos pulsos, algunos con mayor tiempo de transporte/energía que otros, evidenciando diversas dinámicas de flujo y estadios de inundación, con cierto grado de turbulencia. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y fango ($\sim 4\%$) en conjunto con laminaciones, sugieren que esta unidad tuvo depositación a partir de flujos de densidad hiperconcentrados a concentrados no-cohesivos laminares (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como oleadas depositadas a partir de flujos de canales, pertenecientes a facies de conglomerados clasto-soportados depositados en la parte superior de barras, en conjunto con facies de areniscas con laminación paralela, probablemente hacia el techo del canal, reflejando distintos estadios de inundación dado el cambio abrupto de granulometría, mientras que la abundancia de fábricas lenticulares podría sugerir migración de canales o múltiples flujos en distintas etapas (Reading, 1996; Lowe, 1976). Eventualmente, estas variaciones podrían sugerir eventos catastróficos.

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLTE-1 fueron identificadas (Figura 57, Tabla 10). El punto de truncamiento es levemente difuso entre tracción-saltación, indicando un bajo grado de mezcla entre las poblaciones de fracción más gruesa del depósito (Visher, 1969). Esta unidad presenta una fracción gruesa casi en su totalidad en forma de grava ($\sim 95\%$) con poblaciones marginales de arena y fango ($\sim 5\%$), evidenciado en los valores de asimetría fina. Las poblaciones centrales en la curva granulométrica (gravas) comparten las mejores selecciones (mala selección), mientras que la cola (grava fina, arena y fango) presenta peor selección que estos (valores leptocúrticos), evidenciando flujos más selectivos las fracciones más gruesas de la unidad. Dos poblaciones por tracción, dos por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento relativamente marcados indican distintas formas de transporte para cada población.

Gravas gruesas con presencia de bloques clasto-soportadas y subangulosas sugieren flujos de alta energía y corto transporte, aunque la leve mejoría de los valores de selección y curtosis podría indicar mayor tiempo de transporte que el resto de las unidades y por tanto un flujo más selectivo. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y fango ($\sim 0.5\%$), sugieren que esta unidad tuvo depositación a partir de flujos de densidad hiperconcentrados no-cohesivos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial y cola del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como facies de conglomerados clasto-soportados depositados probablemente en forma de *lags* en la base de canales dada la mejoría en la selección del depósito (Reading, 1996; Lowe, 1976).

3.1.1.7. Laguna Laura Sección Distal (LLD)

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLD2 fueron identificadas (Figura 58, Tabla 10). El punto de truncamiento es difuso entre tracción-saltación, indicando cierto grado de mezcla entre las poblaciones de fracción más gruesa del depósito (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (51%) como de arena y fango (49%). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (grava gruesa y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas y parte de los gruesos. Dos poblaciones por tracción, una por saltación y tres por suspensión con puntos de truncamiento relativamente marcados indican distintas formas de transporte para cada población, especialmente las fracciones más gruesas y más finas.

Gravas arenosas matriz-soportadas subangulosas a subredondeadas sugieren flujos de menor energía que las unidades con bloques, pero de mayor energía que las unidades arenosas, con sedimentos de mayor y menor tiempo de viaje mezclados. Porcentajes menores de arcilla (<<5%) y fango (~15%), sugieren que esta unidad tuvo depositación a partir de flujos de densidad hiperconcentrados no-cohesivos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la parte medial del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como facies de conglomerados matriz-soportados, los cuales, considerando el contacto difuso con la unidad subyacente, podrían haberse depositado a partir de flujos turbulentos y diluidos (Reading, 1996; Lowe, 1976).

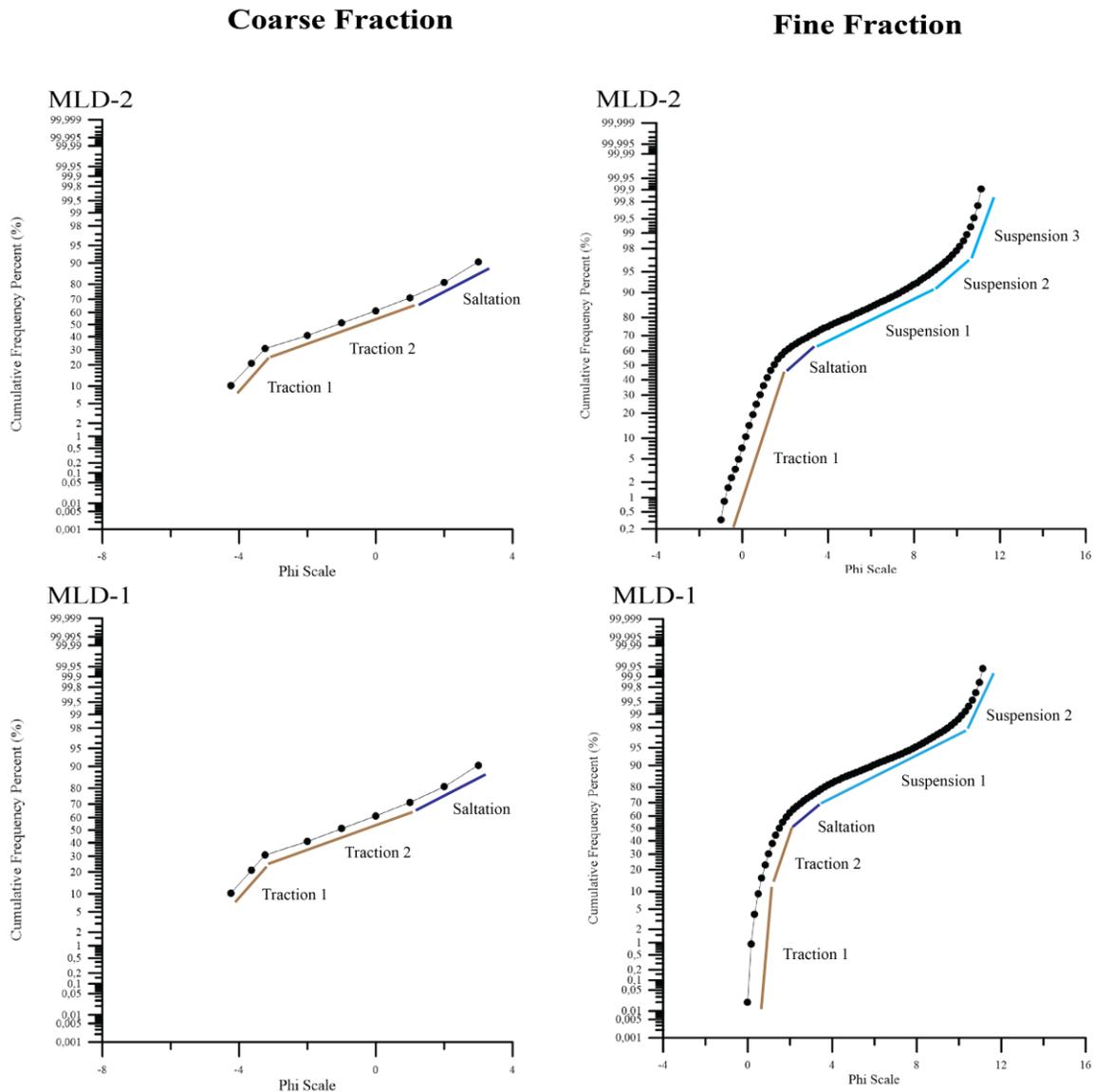


Figura 40. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada con sus respectivos puntos de quiebre entre distintas poblaciones de tamaño de grano transportadas para la localidad de Laguna Laura Sección Distal.

Las principales poblaciones transportadas y respectivas facies para la muestra MLD1 fueron identificadas (Figura 58, Tabla 10). El punto de truncamiento es levemente difuso entre tracción-saltación, y aún más difuso entre saltación-suspensión indicando un bajo grado de mezcla entre las

poblaciones de fracción más gruesa del depósito, y mayor grado para las poblaciones más finas (Visher, 1969). Esta unidad presenta poblaciones similares (sin asimetría) tanto de grava (50%) como de arena y fango (50%). Las poblaciones centrales en la curva granulométrica comparten las peores selecciones (muy mala selección), mientras que los extremos (arena muy gruesa a media y arcillas) presentan mejor selección que estos (valores platicúrticos), evidenciando flujos más selectivos para las últimas y parte de los gruesos finos. Dos poblaciones por tracción, una por saltación y dos por suspensión con puntos de truncamiento marcados para tracción y suspensión indican distintas formas de transporte de estas poblaciones.

Bloques clasto-soportados angulosos sugieren flujos de alta energía y muy corto transporte, evidenciando flujos muy poco selectivos. Porcentajes menores de arcilla ($\ll 5\%$) y fango ($\sim 11\%$), sugieren que esta unidad tuvo depositación a partir de flujos de densidad hiperconcentrados no-cohesivos (Visher, 1969; Postma, 1986; Mulder y Alexander, 2001). Esta unidad correspondería a sedimentos depositados hacia la cola del flujo (Pierson, 1986). Todo lo anterior permite clasificar esta unidad como facies de conglomerados clasto-soportados, cercanos en temporalidad a la unidad sobreyacente, dado el tipo de contacto difuso, pudiendo ser parte del mismo flujo o con cierta contemporaneidad a este, depositándose a partir de barras en distintos estadios de inundación (Reading, 1996; Lowe, 1976).

3.1.2. Localidades y unidades sin muestras sedimentológicas

A continuación, se presenta la interpretación sedimentológica y de facies realizada para las localidades y unidades en las que no se pudo realizar un muestro directo como las descritas anteriormente.

3.1.2.1. Abanico Frente El Peñón

La unidad número 3 correspondiente a bloques matriz-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados matriz-soportados (Tabla 11) (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la subangulosidad habla de relativamente corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de crecimientos de barras de bajo relieve (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

Tabla 11. Resumen de los principales parámetros para cada unidad y su forma de depositación.

Unidad	Facies	Selección	Redondeamiento	Forma de Depositación
Abanico Frente El Peñón				
Unidad 3	Conglomerados matriz-soportados	Pobre selección	Subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, crecimientos de barras de bajo relieve
Unidad 2	Areniscas masivas	-	-	Colapso del banco o flujo de barras del canal/banco del río hacia cola de flujo de detritos
Unidad 1	Conglomerados matriz-soportados	Pobre selección	Subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, crecimientos de barras de bajo relieve
Casa Alpina				
Unidad 4	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Angulosidad a subangulosidad	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, flujos de canales, oleadas
Unidad 3	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Anguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, flujos de canales, oleadas
Cruce Río Aconcagua				
Unidad 2	Conglomerados clasto-soportados	Pobre a moderada selección	Subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, lags en base de canales debido a imbricación, oleadas
Frente Avalancha				
Unidad 2	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, flujos de canales, oleadas

La unidad número 2 correspondiente a arena gruesa masiva se clasificó como perteneciente a la facies de areniscas masivas (Reading, 1996). Podrían representar colapso del banco, o licuefacción y flujo de las barras del canal/barras del banco del río, probablemente depositado hacia la cola de un flujo de detritos (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001)

La unidad número 1 correspondiente a bloques matriz-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados matriz-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la subangulosidad habla de relativamente corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía, aunque ligeramente menor en intensidad a la unidad 3. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de crecimientos de barras de bajo relieve (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

3.1.2.2. Casa Alpina

La unidad número 4 correspondiente a bloques clasto-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Tabla 11) (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la angulosidad a subangulosidad habla de corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001). El contacto subyacente difuso indica cierta contemporaneidad con la unidad 3, así como depositación en forma de oleadas.

La unidad número 3 correspondiente a grava clasto-soportada se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la angulosidad habla de corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía, aunque de menor intensidad que la unidad 4. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001). El contacto subyacente difuso indica cierta contemporaneidad con la unidad 2, así como depositación en forma de oleadas.

3.1.2.3. Cruce Río Aconcagua

La unidad número 2 correspondiente a bloques clasto-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Tabla 11) (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre a moderada selección indica aportes de variadas fuentes con agentes medianamente selectivos, mientras que la subangulosidad habla de relativo corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, en forma de lags en la base de canales debido a la presencia de imbricación (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001). El contacto subyacente difuso indica cierta contemporaneidad con la unidad 1, así como depositación en forma de oleadas.

3.1.2.4. Frente Avalancha

La unidad número 2 correspondiente a bloques clasto-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Tabla 11) (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la subangulosidad habla de relativo corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001). El contacto subyacente difuso indica cierta contemporaneidad con la unidad 3, así como depositación en forma de oleadas.

3.1.2.5. Bajo Túnel del Tren

La unidad número 1b correspondiente a bloques clasto-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la subangulosidad habla de relativo corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001). La presencia de lentes de arena con estratificación horizontal podrías indicar diversos estadios de inundación (Reading, 1996). El contacto subyacente difuso indica cierta contemporaneidad con la unidad 1, así como depositación en forma de oleadas.

3.1.2.6. Laguna Laura

Las unidades número 16b y 16a correspondientes a bloques clasto-soportados se clasificaron como pertenecientes a la facies de conglomerados clasto-soportados (Tabla 12) (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la angulosidad a subangulosidad habla de relativo corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

La unidad número 11 correspondiente a bloques clasto-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que lo subredondeado a subanguloso habla de relativo corto transporte mezclados con sedimentos con mayor tiempo de transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

La unidad número 10 correspondiente a bloques clasto-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que lo subredondeado habla de relativo largo transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía, aunque menor que la unidad 11. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la cabeza del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001). El color rojizo de la matriz podría indicar procesos de oxidación.

Tabla 12. Resumen de los principales parámetros para cada unidad y su forma de depositación.

Unidad	Facies	Selección	Redondeamiento	Forma de Depositación
Bajo Túnel del Tren				
Unidad 1b	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, flujos de canales, oleadas, diversos estadios de inundación
Laguna Laura				
Unidad 16b y 16a	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Anguloso a subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, flujos de canales
Unidad 11	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Subredondeado a subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, flujos de canales
Unidad 10	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Subredondeado	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia cabeza del flujo, flujos de canales, procesos de oxidación
Unidad 9a	Conglomerados clasto-soportados	Moderada selección	Subredondeado	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia parte medial del flujo, flujos de canales
Unidad 8	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Subredondeado	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia parte medial del flujo, flujos de canales, lags en base de canales o en la parte superior de barras trenzadas
Unidad 7	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Anguloso a subanguloso	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia parte medial del flujo, flujos de canales
Unidad 5	Conglomerados clasto-soportados	Pobre selección	Subredondeado	Deposición de flujo de detritos hiperconcentrado hacia parte medial del flujo, flujos de canales, lags en base de canales o en la parte superior de barras trenzadas

La unidad número 9a correspondiente a gravas clasto-soportadas se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y moderada selección indica aportes de variadas fuentes aunque en presencia de agentes medianamente selectivos, mientras que lo subredondeado habla de relativo largo transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía, aunque menor que las unidades 10 y 11. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la parte medial del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

La unidad número 8 correspondiente a gravas clasto-soportadas se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que lo subredondeado habla de relativo largo transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía, aunque menor que las unidades 10 y 11. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la parte medial del flujo, a partir de flujos de canales, probablemente en forma de lags en la base de canales o en la parte superior de barras trenzadas (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

La unidad número 7 correspondiente a gravas clasto-soportadas se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que la angulosidad a subangulosidad habla de corto transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía, aunque menor que las unidades 10 y 11. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la parte medial del flujo, a partir de flujos de canales (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

La unidad número 5 correspondiente a gravas a bloques clasto-soportados se clasificó como perteneciente a la facies de conglomerados clasto-soportados (Reading, 1996). Su carácter polimíctico y pobre selección indica aportes de variadas fuentes, mientras que lo subredondeado habla de relativo largo transporte, lo cual en conjunto con su tamaño de grano indica transporte de alta energía, aunque menor que las unidades 10 y 11. Se infiere depositación de al menos un flujo de detritos hiperconcentrado, hacia la parte medial del flujo, a partir de flujos de canales, probablemente en forma de lags en la base de canales o en la parte superior de barras trenzadas (Pierson, 1986; Reading, 1996; Mulder y Alexander, 2001).

3.2. Interpretación geomorfológica

Dos tipos de depósitos predominan en número en la zona de estudio del Valle del Aconcagua: coluviales (123) y aluviales (73), correspondiendo mayoritariamente estos últimos a abanicos aluviales. Para que se forme este tipo de depósito, Blair y McPherson (2009) establecen tres condiciones: (a) un arreglo topográfico tal que un canal drene desde los sitios elevados hacia el valle, (b) una producción suficiente de sedimento en la zona de captación para formar el abanico y (c) un mecanismo que gatille el proceso. Como se puede apreciar en las Figura 11 y Figura 13 los depósitos encontrados a lo largo de la zona de estudio se concentran en las (1) zonas de mayor pendiente (32 a 83°, estando los abanicos concentrados en zonas no mayores a 45°), (2) mayor diferencial de altura entre las pendientes (384 a 6975 m), (3) confluencia o existencia de canales efímeros y/o perennes y por tanto (4) sectores hacia donde se dirigen las líneas de flujo. De acuerdo con Campbell (1975), las pendientes necesarias para provocar flujos de detritos oscilan entre los ~27 y 56°, ya que pendiente superiores a 56° no mantienen un manto coluvial, y menores a 27° no tienden a fallar como para provocar flujos. Precisamente en estas zonas, es en las que se concentra el mayor número de pendientes dentro de este rango y cumple con el conjunto de las condiciones anteriormente mencionadas. Por lo que, se puede concluir que el Valle del Aconcagua representa un sector ideal para el desarrollo de flujo de detritos, coluvios y abanicos aluviales. Sectores donde no existe un canal que alimente la pendiente se limitan a hospedar depósitos coluviales.

Por otra parte, el predominio de grandes cumbres encajonando el curso del Río Aconcagua limita la construcción de terrazas fluviales extensas, presentándose sólo en un escaso número a lo largo de la zona de estudio (Figura 13). Por el contrario, el cambio de pendiente facilita la coalescencia de abanicos aluviales, generando planicies de piedemonte que cubren gran parte de la cuenca, notándose

principalmente en la modificación de la topografía típica de un valle glacial. Cabe destacar la escasez de facies correspondientes a depósitos asentados por agua o tales como flujos de barro (sólo existe una facie asociada a depósitos por flujos de agua en todo este trabajo), esto puede corresponder a factores sedimentológicos como se expondrá más adelante, pero también debido a topografía del Valle del Aconcagua. De acuerdo a Blair y McPherson (2009), pendientes entre los 2 y 5° serían generalmente lo necesario para gatillar flujos de inundación laminares, si se dan las condiciones favorables, cosa que no es común de encontrar en el valle, y que una vez más, indica una inclinación a generar flujos de detritos y coluvios. Es probable que una parte importante de los depósitos aluviales más antiguos e incluso modernos hayan sido erosionados en sus secciones más distales debido a la presencia del Río Aconcagua en directo contacto con gran parte de los depósitos.

Tomando en cuenta que las condiciones semi-áridas preponderantes en la región son frenos en términos de generación de material para los abanicos aluviales (mediante la meteorización y vegetación ligados a la presencia de lluvia), se infiere que gran parte del material disponible en la zona de estudio fue derivado principalmente a partir de “mecanismos secos” tales como caídas de rocas, deslizamientos y avalanchas (Blair y McPherson, 2009), y que este es material que no ha sido reciclado o viajado grandes distancias, tomando en cuenta la predominancia de formas angulosas a subangulosas. Relacionado a la vegetación también está la estabilización de taludes, asociándose comúnmente una mayor estabilidad y por tanto menor recurrencia de eventos aluviales en sectores que presentan una vegetación adecuada que estabilice las pendientes (Greenway, 1987). La disminuida cubierta vegetal preponderante en el Valle del Aconcagua (Figura 14) podría incidir en una mayor recurrencia de aluviones en la zona. A su vez, una mayor cubierta vegetal implicaría una mayor producción de sedimento arcilloso, debido a los procesos de meteorización química ligados a su presencia (Lustig, 1965), lo que junto a factores litológicos podría explicar la carencia este tipo de sedimento en la mayor parte de los afloramientos estudiados.

3.3. Procesos de depositación

El análisis de facies basado en litología, textura, granulometría y estructuras sedimentarias indican un número mayoritario de facies pertenecientes a flujos de detritos: conglomerados clasto-soportados (20), conglomerados matriz-soportados (7), areniscas masivas (6), areniscas con laminación paralela (3) y conglomerados laminares (1). La facies restante identificada corresponde a depósitos asentados por agua, particularmente facies de canal (1). Llama la atención la carencia de arcillas (12 muestras de un total de 18 con valores muy inferiores 5% del total de la muestra), ya que se ha estudiado que la alta disponibilidad de material fino facilita la generación de flujos de detritos (Blair, 1999). Al ser un tipo de material que reduce la permeabilidad del sedimento, su participación en la mezcla agua-sedimento crea un flujo cohesivo plástico que caracteriza a los flujos de detritos, por el contrario, la abundancia de arena aumenta la permeabilidad, facilitando la separación de la fase líquido-sólido, generando depósitos como lo son los asentados por agua (Blair, 1999). Por lo mismo, es altamente probable que gran parte de los flujos del valle del Aconcagua pertenezcan a la categoría de flujos pseudoplásticos detrítico cohesivos o flujos de densidad hiperconcentrados a concentrados pseudocohesivos a no-cohesivos (Mulder y Alexander, 2001).

El mismo clima semi-árido preponderante en la zona limita la producción de arcilla como se mencionó en el capítulo de geomorfología. En este tipo de cuencas los únicos medios de generación de arcillas son mediante cizalle tectónico o hidrólisis de feldspatos y/o minerales accesorios (Blair, 1999c, 2003), siendo esta última la posible formación, considerando la litología predominante en la zona constituida mayoritariamente de andesitas (principalmente lavas dacíticas, andesíticas y basálticas, con algunas zonas de pórfidos dacíticos) (Rivano et al., 1993). Cabe mencionar que una

parte de estas arcillas podría provenir de antiguos sedimentos lacustres proglaciares, sin embargo, no se encontraron depósitos considerables que refuerzan esta teoría (Bell, 1998; Rodríguez-Contreras et al., en revisión). Precisamente esta litología podría ser la responsable de las arcillas formadoras de los flujos de detritos presentes en el Valle del Aconcagua, dado que las andesitas son formadoras de fango y gravas, lo cual compone coluvios cohesivos que, al fallar e integrar agua al sistema, generarían los flujos de detritos (Blair, 2009).

Cabe destacar que una parte del material fino presente en la zona de estudio puede ser constantemente erosionado por el viento dada las condiciones semiáridas y la poca fijación al suelo, reduciendo el material disponible necesario para mayor formación de flujos de detritos. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, gran parte de los depósitos estudiados se han clasificado como producto de flujos de detritos de acuerdo con la evidencia presentada. Sumado a esto, las estructuras sedimentarias presentes en la mayoría de los depósitos parecieran indicar esto. Depósitos masivos, mal seleccionados y subangulosos/angulosos son característicos de flujos de detritos (Reading, 1996). A pesar de que la imbricación es parte de algunas facies de estos, para pertenecer a depósitos asentados por agua se necesita combinar esto con estratificación cruzada, lentes y mejores selecciones (Reineck y Singh, 1980).

Por otra parte, cierto grado de turbulencia fue interpretado a partir de las curvas granulométricas, sin embargo, no hay evidencias de que este haya sido suficiente como para desarrollar secuencias típicas de flujos turbulentos (Bouma, 1962; Mulder y Alexander, 2001), sino más bien es una evidencia de la interfase y pseudoplasticidad de los flujos de detritos del Valle del Aconcagua. Aún más, de existir otros tipos de flujos de densidad concentrados o turbidíticos, existirían más evidencias de la separación existente de las fases líquida y sólida que caracteriza este tipo de flujo, con estructuras tales como imbricación marcada, ejes alineados, laminaciones, estratificación cruzada u ondulitas (Reineck y Singh, 1980; Ramos y Sopeña, 1983; Reading, 1996; Morgan y Craddock, 2017). Aún más, los flujos de detritos al ser laminares se caracterizan por no dejar superficies de erosión a su paso (Johnson, 1970; Mulder y Alexander, 2001), a diferencia de los flujos turbulentos y flujos de densidad concentrados, por lo que se considera como otra evidencia en los depósitos de la zona de estudio la carencia de estos.

Secuencias de grano fino y grueso como gravas y arenas posiblemente reflejan fluctuaciones en las precipitaciones (Chakraborty, 2014).

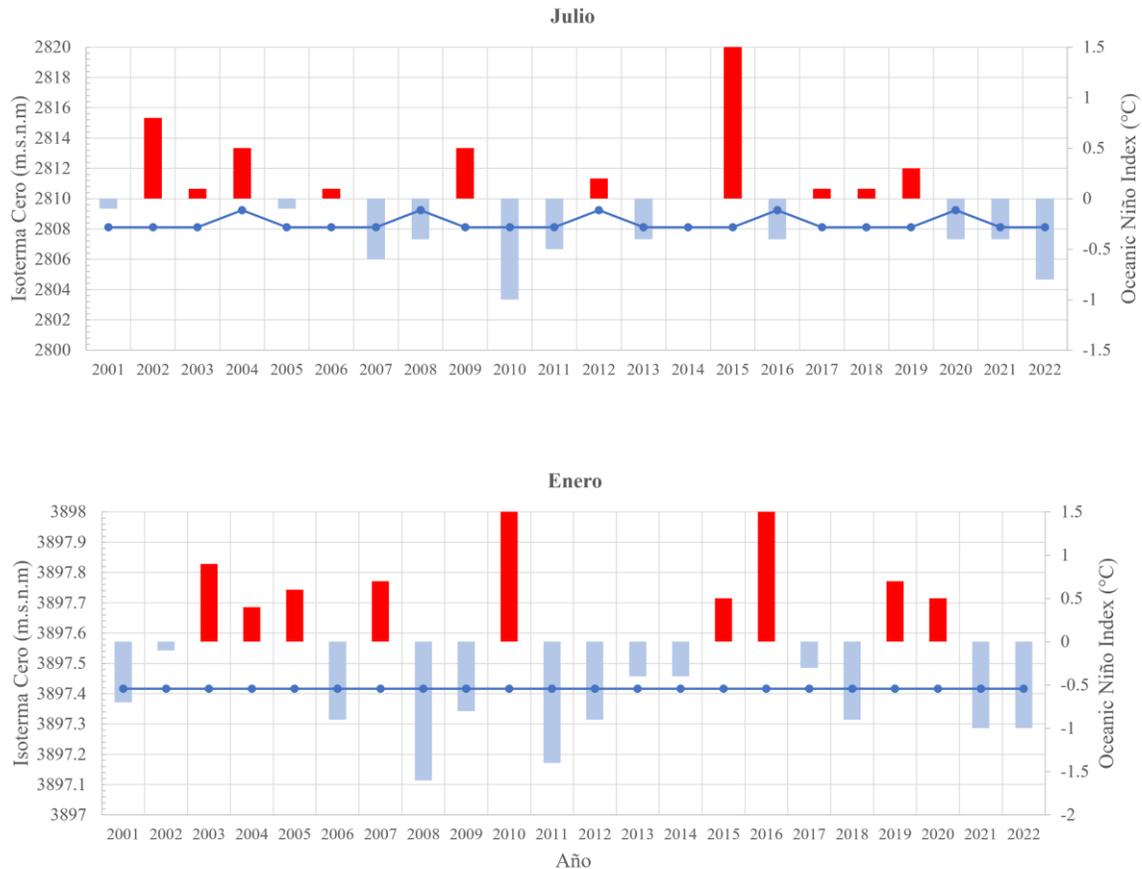


Figura 41. Valores de altitud de la isoterma cero para la cuenca del río Aconcagua en la zona de estudio y presencia del ENOS en el Océano Pacífico (Oceanic Niño Index)(Center NOAA, 2001; Alvarez-Garretón et al., 2018). Las barras en rojo representan años Niño (fase cálida), mientras que las barras celestes representan años Niña (fase fría). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR)², <https://www.observatorioandino.com>, 2023.

En la formación de flujos de detritos, los deslizamientos de coluvios pueden ser gatillados de dos formas: en estado seco o saturado (Blair y McPherson, 1994). Sin embargo, el mecanismo más común es la saturación, que se produce por lluvias y derretimiento de nieve (Caine, 1980; Ellen y Fleming, 1987; Blair y McPherson, 1994). En el caso del Valle del Aconcagua, considerando la presencia de una abundante matriz en las muestras de la zona de estudio, es altamente probable que los deslizamientos de coluvios sean gatillados principalmente por precipitación y en menor medida derretimiento de nieve. Esto se debe a que la isoterma cero en esta área se encuentra sobre los ~2800 y 3900 m.s.n.m. (Figura 41), y las cumbres cercanas a la zona donde afloran la mayoría de los abanicos aluviales estudiados están en torno a los ~2500 m.s.n.m. con sectores más escasos que llegan a los 3400-3800 m.s.n.m. (Figura 13; Bown et al., 2008). Por lo tanto, parte de los deslizamientos de coluvios y flujos de detritos podrían ser gatillados por derretimientos. Este mecanismo tomaría mayor protagonismo en las zonas al noreste del valle, donde las cumbres fácilmente alcanzan altitudes superiores a los 4000 m.s.n.m., por lo que los aportes de deshielos sería mayor y gran número de los coluvios y flujos de detritos presentes en esa área podrían ser resultado del derretimiento de nieve, o por precipitaciones con isoterma cero anormalmente alta. Para que este mecanismo sea la causa principal es necesario que la isoterma se ubique entorno a los 1500-2000

m.s.n.m. de altura, lo cual no ocurre desde el Pleistoceno medio (Caviades y Paskoff, 1975), por lo que las edades de los abanicos estudiados tendrían que pertenecer a dicho periodo.

Para considerar los aportes de derretimientos glaciares hay que remitirse a la geocronología. Las edades disponibles para este trabajo datan hasta un máximo de 28 kyr BP por lo que gran parte están más bien ubicadas hacia el Pleistoceno tardío, donde las posiciones de ELA para las terminaciones del último máximo glacial están en torno a los ~3500 m de altura, dejando la posibilidad de flujos gatillados por derretimiento de glaciares marginados a las escasas áreas donde la topografía alcanza esta altitud, más aún, hoy en día estaría en torno a los ~4000 m de altura, descartando mayor protagonismo en los flujos de detritos en el Valle del Aconcagua hacia el presente (Clapperton, 1994; Zech et al., 2009). Por otra parte, la isoterma cero estimada para el Pleistoceno medio es entorno a los ~1850 m, pero estas edades quedan fuera del rango estudiado (Clapperton, 1994).

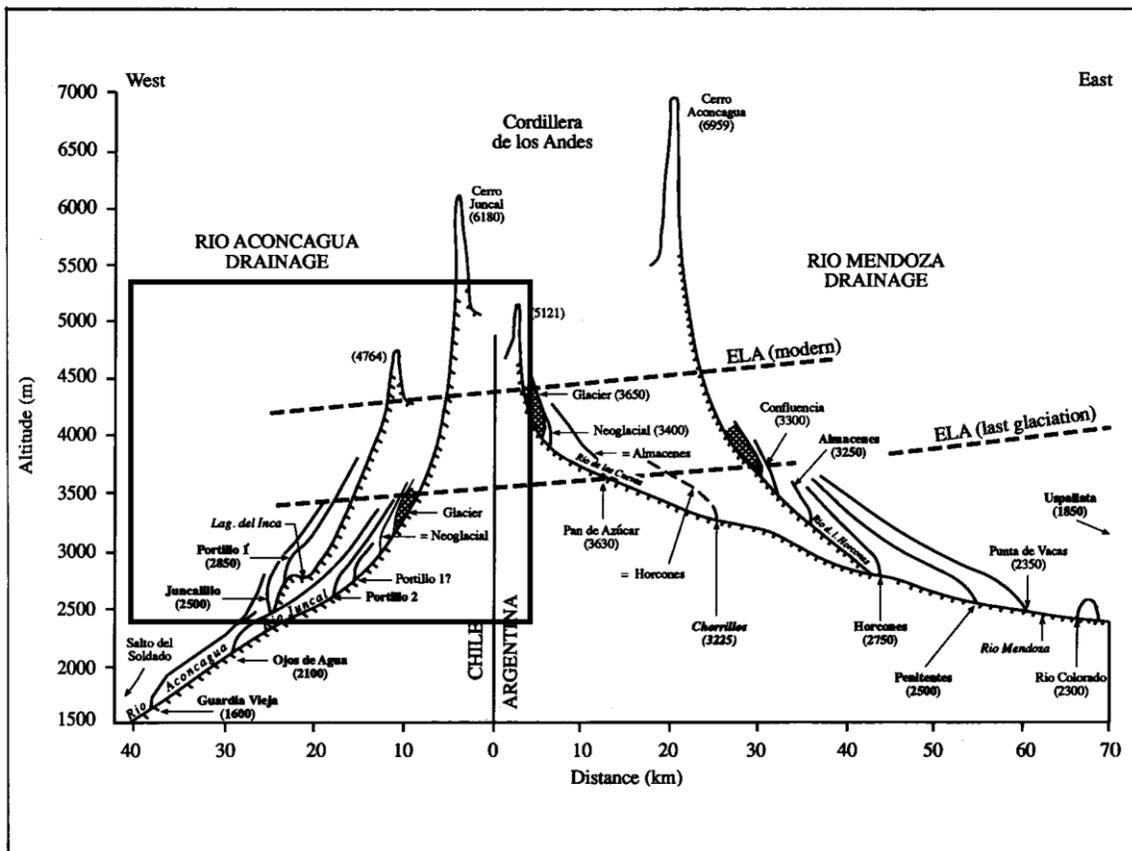


Figura 42. Esquema de límite de los glaciares en la transecta 33° a lo largo de los ríos Aconcagua y Mendoza (Clapperton, 1994 tomado de Caviades, 1972 y Espizúa, 1993). La información de interés está encerrada en el recuadro inferior izquierdo.

Por otra parte, los flujos de detritos poseen dos mecanismos gatillantes: transformación de un deslizamiento coluvial mediante la incorporación de agua y aire a la mezcla, siendo común la fuente de agua a partir de precipitaciones excesivas o derretimiento de nieves, y un segundo mecanismo ocurre cuando un cauce a gran velocidad intercepta una pendiente de la cuenca de drenaje generando la mezcla del flujo de detritos (Johnson y Rahn, 1970; Costa, 1988; Blair y McPherson, 1994).

Ahora, tomando en cuenta que la zona de estudio está categorizada como un ecosistema semi-árido, no existen fuentes de agua perennes capaces de generar flujos de forma constante en el área (no hay

esteros afluentes), por lo que la activación de estos flujos de detritos se atribuiría a fuentes esporádicas activadas por precipitaciones, ya que la idea de gatillantes como derretimientos de nieve y factores tectónicos fueron descartados (este último por no existir fallas asociadas a la zona de estudio).

3.4. Facies sedimentarias y procesos de depositación a partir de otras fuentes

Mediante comunicación oral y registros en libretas de terreno se tienen evidencias de flujos de detritos en dos locaciones: Los Espinos y El Peñón (Figura 15). Del sector de Los Espinos (Anexos A) se interpretaron en su momento facies correspondientes a flujos de detritos aluviales finas y gruesas, intercaladas con secuencias fluviales y outbursts. También se hallaron estratos de arenas que podrían pertenecer a facies de areniscas masivas de flujos de detritos (Reading, 1996). En el sector de El Peñón las unidades son más numerosas, encontrándose lo que fueron interpretadas en su momento como facies de flujos de detritos tanto finas como gruesa, intercaladas con estratos de arenas, gravas clasto-soportadas y finos, que podrían pertenecer a facies de areniscas masivas, conglomerados clasto-soportados y fangolitas/limonitas respectivamente (Reading, 1996). Algunas gravas presentan laminación pudiéndose atribuir a flujos de canales en forma de *lags* (Nemec y Postma, 1993; Reading, 1996). También existen estructuras de carga que se podrían atribuir a procesos de licuefacción. Algunas arenas presentan ondulitas, las cuales podrían ser asociadas a facies de depósitos de inundación laminares (Reineck y Singh, 1980).

Paralelo a este estudio Barraza (2022) estudió en detalle la localidad de El Peñón y Los Espinos, encontrando un mayor número de facies de flujo de canal asociadas a depósitos asentados por agua, una facies de flujo de barro y de flujo de detritos para la primera locación, y facies de flujo de canal y de inundación laminares asociadas a depósitos asentados por agua y una facies de avalancha de roca para la segunda.

3.5. Gatillantes de los flujos de detritos en el Valle del Aconcagua

3.5.1. Climatología Actual

Ya se ha planteado en el capítulo anterior que el gatillante responsable de los flujos de detritos en el Valle del Aconcagua corresponde a la precipitación en la zona de estudio, a pesar de tener una facies (flujo de canal) que indica precipitaciones repentinas, el resto de las unidades no se pueden decir a primeras que siguen el mismo patrón. Sin embargo, existen evidencias que permiten dilucidar la que podría ser la causa principal. En primer lugar, ya ha sido presentado que el clima del Valle del Aconcagua es predominantemente semi-árido (Caviedes y Paskoff, 1975; Sarricolea et al., 2017), por lo tanto, las lluvias son escasas y altamente irregulares, ocurriendo en forma de nieve principalmente. Se constató en terreno la presencia de nieve durante periodos invernales (Mayo) en cotas menores a los niveles de isoterma normales registrados para estos meses (Figura 41) por lo que puede haber cambios no registrados en el monitoreo regular, y que podrían afectar la disponibilidad de agua. Sumado esto, la posición de la isoterma moderna con respecto a las cumbres de la zona de estudio mencionadas en el capítulo 3.3, llevan a concluir que los flujos de detritos por derretimientos de nieve podrían considerarse como una causa secundaria, viéndose reforzada en eventos de alzamiento de la isoterma y/o precipitaciones anómalas, tales como periodos invernales con mayores temperaturas en fases cálidas de ENOS y lluvias de verano (Moreiras et al., 2021). Cabe destacar que no se observaron variaciones interanuales importantes entre un aumento de temperatura en la zona con la posición de la isoterma (Figura 43), ni cambios relacionados a la Megasequía imperante en la zona (Anexo F) (Garreaud et al., 2019; Fuentealba et al., 2021). Tampoco se descarta que la posición de la isoterma haya sido un mecanismo importante en el pasado. También se puede atribuir al aumento progresivo de la isoterma cero en el área una producción general mayor de escorrentía durante periodos estivales principalmente (Anexo F).

En segundo lugar, en el capítulo (2.1) se presentó una recopilación histórica de eventos de remociones en masa y aluviales, así como sus causas (Tabla 2) a pesar de la escasez de estaciones de monitoreo. De los flujos de detritos, todos coinciden en que su causa o factor gatillante son las precipitaciones fuera de la temporada invernal, las que están distribuidas entre tempranas (Febrero) y tardías (Diciembre y Noviembre), y, por lo tanto, asociadas a precipitaciones anómalas con altas temperaturas, al darse en esos periodos del año lluvias anómalas prolongadas. De los datos de precipitaciones disponibles (Anexo B), sólo dos eventos registran lluvias torrenciales de corta duración asociadas a flujos de detritos, otras dos que ocurrieron durante precipitaciones normales se caracterizaron por ser torrenciales y prolongadas, y el resto por ser prolongadas (varios días de duración) y anómalas (Anexo B). Por lo tanto, se puede concluir que los flujos de detritos históricos en el Valle del Aconcagua se han producido mayoritariamente por lluvias acumuladas anómalas asociadas a mayores temperaturas y en menor medida a lluvias torrenciales en periodos invernales (Junio, Julio, Agosto). Límites para lluvias torrenciales similares a los vistos en el valle han sido documentados en Chile cercanos a los 33° con 60 mm/24 hrs y 12 mm/h (Hauser, 1985, Lara, 1996; Sepúlveda et al., 2006) y otros de menor envergadura similares a los estudiados en esta zona, con valores entre 6.5 y 12.8 mm/24 hrs en el Valle de Mendoza a los 32°, Argentina (Moreiras, 2005). Incluso valores tan bajos como 5.5 mm/24 hrs se han registrado en el sector de San Juan, Argentina (30°; Lauro et al., 2017).



Figura 43. Valores de altitud de la isoterma cero (línea celeste) y temperaturas anuales (línea naranja) para la cuenca del río Aconcagua en la zona de estudio (Alvarez-Garreton et al., 2018). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR)? <https://www.observatorioandino.com>, 2023.

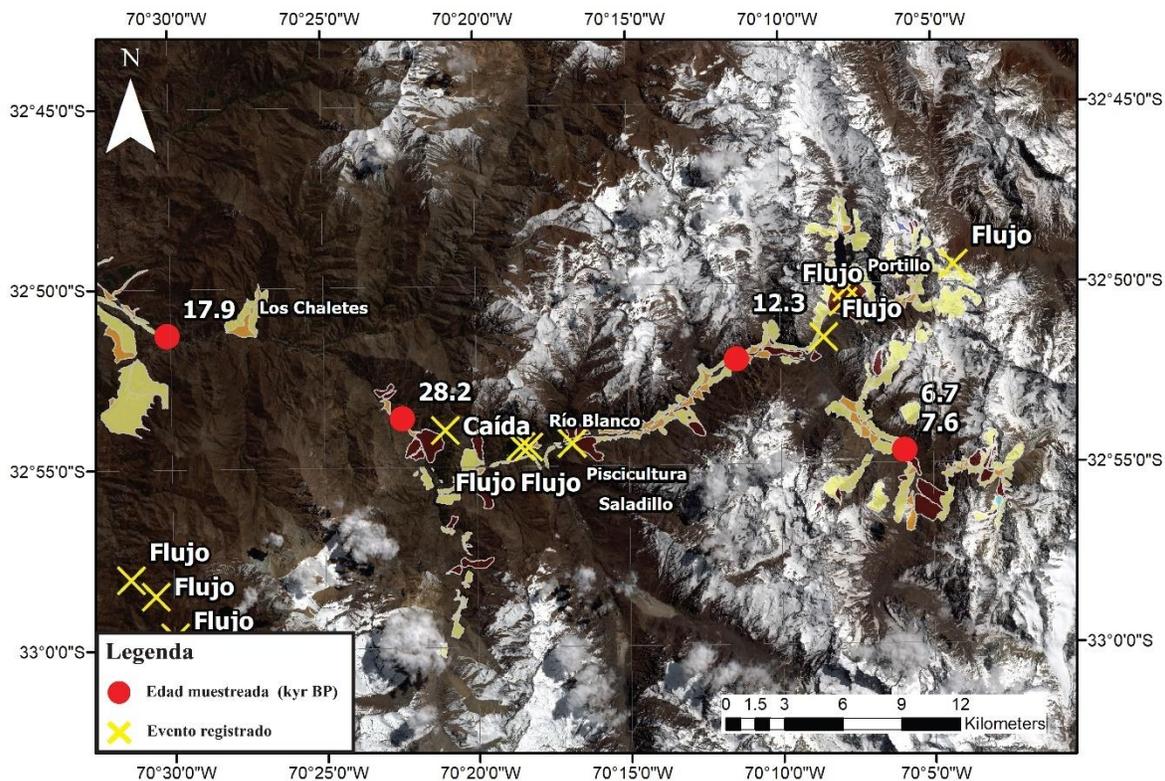


Figura 44. Esquema ilustrativo de la zona de estudio con las edades disponibles, eventos aluviales y coluviales registrados y el mapeo geomorfológico.

3.5.2. ENOS y su influencia paleoclimática

Existen edades presentadas en el capítulo 3.2 de geocronología que se pueden relacionar con la recurrencia del ENOS. Estudios han señalado una fuerte presencia del ENOS en su fase cálida en Sudamérica desde los 17 y 16 kyr en forma de precipitaciones intensificadas durante este periodo (Rein et al., 2005) así como en Norteamérica entre los 17 y 13 kyr (Rittenour et al., 2000), en los cuales durante dos cortos periodos se habría debilitado: 14.2 - 14 kyr y entre los 13. - 12.6 kyr (Rein et al., 2005). Hacia los 10.3 kyr existen fluctuaciones importantes en un ENOS reforzado, con dos breves periodos en los que se vio debilitado durante los 11.5 - 11.25 kyr y entre los 11.05 - 10.95 kyr, asociado a variabilidad centenal de periodos fuertes y débiles (Rein et al., 2005). Según Rein et al. (2005), continúa una fuerte presencia entre los 10.3 y 8.9 kyr y un periodo posterior de actividad reducida entre los 8 y 5.6 kyr, reforzándose nuevamente entre los 5.6 y 5.2 kyr. Posteriormente, Sandweiss et al. (2001) documentaron los periodos de actividad más intensos del ENOS hacia los 2.8 y 2 kyr, y fuertes eventos entre los 2 y 1.3 kyr, con una vuelta a periodos muy débiles entre los 800 y 1250 AD.

Otros estudios en Chile central (33°) (Jenny et al., 2002) señalan una fuerte presencia del ENOS antes de los 9000 cal yr BP, ausente hasta los 5700 cal yr BP y singularmente fuerte luego de los 3200 cal yr BP, desarrollando una periodicidad progresiva que se establecería en los 5000 cal yr BP y alcanzaría su expresión final hacia los 3000 yr BP (Markgraf, 1998; McGlone, 1992).

Las edades disponibles para este estudio (Tabla 3) corresponden a 6.7 y 7.6 kyr para el sector de El Juncal, 12.3 kyr para El Peñón, 17.8 kyr para Las Vizcachas y 28.2 para la Terraza Los Espinos. No existen registros confiables de actividad del ENOS antes de los ~17 kyr, que corresponde al periodo

en el que el ENOS moderno habría comenzado a manifestarse (Figura 45), por lo que no existiría una correlación entre las edades disponibles antes de este periodo. Una fuerte presencia del ENOS en forma de precipitaciones intensas ha sido registrado para los 17.8 kyr para Las Vizcachas (Rein et al., 2005). Para los 12.3 kyr de El Peñón es posible que este se haya encontrado en una fase débil (Rein et al., 2005), lo cual no descarta la posibilidad de precipitaciones reforzadas, pero no tan claro como en otros periodos. Para los 6.7 y 7.6 kyr se ha registrado una actividad reducida del ENOS, pero reforzándose dentro de su fase débil hacia los 5.6 y 5.2 kyr (Jenny et al., 2002; Núñez et al., 2002; Rein et al., 2005). Si el rango de error de estas últimas les permite entrar en el periodo reforzado, es posible que la humedad haya provenido de esta fuente.

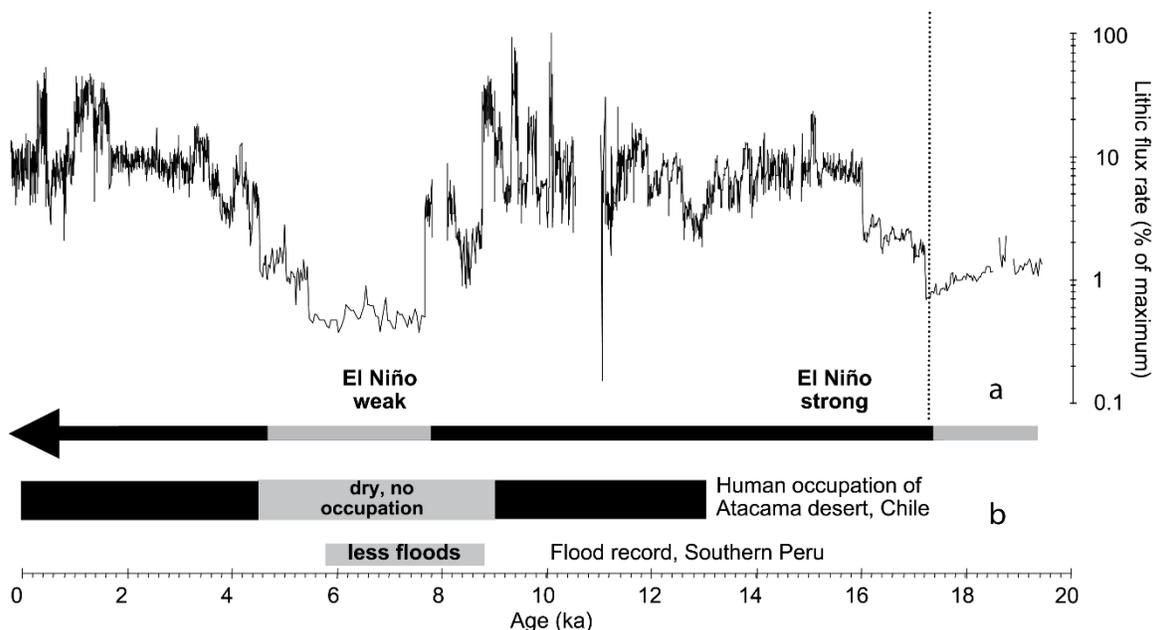


Figura 45. Diagrama ilustrativo de los periodos de fortalecimiento y debilitación del ENOS, basado en estudios de contenido lítico (a) (Rein et al., 2005), y precipitaciones anómalas durante el Holoceno medio (b) (Fontugne et al., 1999; Keefer et al., 1998; Núñez et al., 2002). La línea punteada marca el comienzo estimado de la actividad contemporánea del ENOS moderno. Imagen modificada de Rein et al., 2005.

3.5.3. Impacto del ENOS en eventos modernos

Según Jenny et al., (2002), destacan periodos de ENOS particularmente fuerte asociados a inundaciones producto de fuertes precipitaciones en la zona de Chile central (33°) hacia el presente, durante los años 1950 y 1998, entre los intervalos AD de 1950 – 1953, 1959–1966, 1978–1987, 1989–1992, 1993–1995, y en 1997 respectivamente. Investigaciones cercanas a la zona de estudio en sectores altos de los Andes Subtropicales (32°) han detectado presencia del ENOS asociada a periodos de alta humedad entre los 1100 y 1750 AD, y durante los 1850 AD, con fases debilitadas entre los 1950 y 1970 (Martel-Cea et al., 2016). Otros registros sugieren presencia del ENOS entre los 1982 y 1983 AD, y durante finales de los 1980s y 1990s (González et al., 2011; Quintana y Aceituno, 2012). Hacia el presente, el año 2004 se habría caracterizado por un ENOS débil, mientras que el año 2005 por una fase fría débil (La Niña) (Center NOAAACP, 2001). Destacan años neutrales del ENOS, como 2009, 2013 y 2017, que a su vez se caracterizaron por grandes olas de calor (Demortier et al., 2021). No obstante, durante el año 2017, lluvias torrenciales y episodios aluviales catastróficos fueron registrados en Perú (Quispe, 2018). Finalmente, los años 2010 y 2011 destacan por un ENOS en su fase fría en un contexto de Megasequía en Chile central (Garreaud et al., 2017; Oertel et al., 2019).

Especial atención tiene el fenómeno del ENOS GODZILLA durante el periodo 2015 y 2016, durante el cual en 29 días se reportaron 55 eventos de flujos de detritos en los Andes Centrales (32°S)(Moreiras et al., 2018). Rein et al. (2005) mencionan que, durante el último milenio, los eventos más fuertes del ENOS tendrían una recurrencia de 60 a 80 años.

Para poder analizar de mejor forma el impacto del ENOS en los tiempos modernos, se compararon los datos disponibles para los principales eventos registrados históricamente en el área de estudio. Ya en la Figura 41 se observó que no existiría una relación importante entre la isoterma cero y el ENOS a escala anual. Si se estudia el detalle de cada evento histórico, se observa que 6 de 13 eventos catastróficos se dieron en condiciones ENOS positivas, más aún, si sólo se consideran los flujos de detritos, 4 de 8 fueron gatillados en estas mismas (Tabla 13). Más aún, para cada día ocurrido el evento registrado, no se observaron ascensos en la isoterma cero por causa del ENOS, sin embargo, en dos eventos hubo un ascenso de esta sin estar relacionada al ENOS (Anexo G). Por lo tanto, se sugiere que la influencia de este sería menor en los eventos históricos en la zona de estudio, y que, de existir, podría verse reflejada en precipitaciones anormalmente altas en periodos cortos de tiempo (días). Esta premisa podría extenderse a los registros paleoclimáticos, ya que se necesita una resolución temporal detallada a nivel mes/día del evento para poder concluir que el ENOS fue el gatillante principal.

Tabla 13. Eventos históricos en la zona de estudio y sus respectivos Oceanic Niño Index (ONI). Valores en rojo indican condiciones Niño y valores en azul condiciones Niña (Center NOAAACP, 2001; SERNAGEOMIN, 2017; ONEMI, 2017; Nuevo Siglo Consultores SpA, 2019).

Evento	Fecha	ONI (°C)
Avalancha de nieve (Aludes)	11 de Agosto de 1965	1.5
Flujo de detrito	21 y 22 de Febrero de 1980	0.5
Alud	3 Julio de 1984	-0.3
Flujo de detrito	13 y 18 de Agosto de 1987	1.7
Remociones en masa	18 de Agosto de 1987	1.7
Flujo de barro y detrito	27 de Diciembre de 1995	-1
Flujo de detrito	18 Noviembre de 2000	-0.7
Flujo de detrito	17 de Noviembre de 2004	0.7
Flujo de detrito	13 de Enero de 2005	0.6
Avalancha de nieve (Aludes)	20 de Julio de 2005	-0.1
Flujo de detrito	11 de Febrero de 2011	-1.2
Flujos de detritos	24-26 de Febrero 2017	-0.2
Inundaciones	24-26 de Febrero 2017	-0.2

3.5.4. ¿Influencia tectónica?

Ya se ha mencionado en los antecedentes geotectónicos la sismicidad somera como el factor principal al momento de gatillar deslizamientos, y, por tanto, gran cantidad de sedimento removible (Antinao y Gosse, 2009; Welkner et al., 2010). Se ha propuesto que un raro terremoto somero (0 a 20 km de profundidad) de al menos magnitud 7.8 sería capaz de generar una nueva avalancha, similar a la Avalancha de Portillo (Welkner et al., 2010), sin embargo, un terremoto menor podría generar material suelto e incrementar la susceptibilidad de un flujo sin tener que llegar a las dimensiones de la avalancha. Si bien los terremotos no se consideran gatillantes de flujos de detritos como tal (Wieczorek y Glade, 2005), el 24 Septiembre de 2008 se registraron 72 flujos de detritos en Wenchuan, China, luego de eventos de lluvias torrenciales en lo que se definió como un área

extremadamente seca, teniendo como antecedente un terremoto somero (19 km de profundidad) de magnitud 7.9 (M_w) el 12 de Mayo del mismo año, dejando un gran número de víctimas fatales (Tang et al., 2009). Se atribuye que la cantidad de material suelto en canales dejado por el terremoto, aumentó la susceptibilidad y magnitud de los flujos, incrementando el riesgo hasta 10 años después del evento (Tang et al., 2009; Zhuang et al., 2010; Tang et al., 2012). Sin embargo, no existen estudios detallados de la influencia a largo plazo de grandes terremotos en flujos de detritos (Yu et al., 2014). Otro ejemplo se registró luego del terremoto Chi-Chi, Taiwán, de 8 km de profundidad y magnitud 7.3 (M_w) el 21 Septiembre de 1999 (Lin et al., 2003). Este evento, sumado a lluvias torrenciales indujo flujos de detritos de gran magnitud dejando más de 240 muertos el 30 de Julio del 2001 (Lin et al., 2003). De acuerdo con los estudios de Lin et al. (2003), el terremoto habría reducido la intensidad de lluvias requeridas para gatillar flujos de detritos, el tamaño de cuenca de drenaje en donde normalmente ocurren y la frecuencia de estos. Sin ir más lejos, a raíz de sismos previos al terremoto del 22 de Mayo de 1960 (de 33 km de profundidad y magnitud 9.5 M_w), se registraron flujos de detritos de gran volumen en el Lago Pellaifa, Chile (Weischet, 1963).

Estos estudios llevan a considerar una posible influencia de los terremotos y actividad sísmica que habría gatillado los distintos eventos del Deslizamiento del Salto del Soldado (~ 14.1 kyr) y de la Avalancha de Portillo (~ 13.4 kyr), especialmente considerando que se han generado terremotos corticales de gran magnitud un año antes o el mismo año de alguno de los eventos históricos registrados en este trabajo (Tabla 2, Tabla 14). Queda abierta la posibilidad para los registros paleoclimáticos y gran parte de eventos históricos, sin embargo, no existe una resolución lo suficientemente detallada, la cercanía al epicentro del terremoto necesaria para influenciar la susceptibilidad de flujos de detrito o un mayor número de estudios en los depósitos aluviales que puedan afirmar esta consigna.

Tabla 14. Registro de terremotos en Chile desde 1965 (Centro Sismológico Nacional, 2023). En amarillo se destacan los terremotos corticales.

Fecha local	Latitud	Longitud	Magnitud Ms	Magnitud Mw	Profundidad [km]
23/02/1965	-25.67	-70.63	7	-	36
28/03/1965	-32.418	-71.1	7.4	-	68
28/12/1966	-25.51	-70.74	7.8	-	23
13/03/1967	-40.12	-74.68	7.3	-	33
21/12/1967	-21.8	-70	7.5	-	33
17/06/1971	-25.402	-69.058	7	-	76
8/7/1971	-32.511	-71.207	7.5	-	40
18/08/1974	-38.453	-73.431	7.1	-	36
10/5/1975	-38.183	-73.232	7.7	-	6
29/11/1976	-20.52	-68.919	7.3	-	82
3/8/1979	-26.518	-70.664	7	-	49
16/10/1981	-33.134	-73.074	7.5	-	33
4/10/1983	-26.535	-70.563	7.3	-	14
3/3/1985	-33.24	-71.85	7.8	8	33
8/4/1985	-34.131	-71.618	7.5	-	37
5/3/1987	-24.388	-70.161	7.3	-	62
8/8/1987	-19	-70	7.1	-	42
30/07/1995	-23.36	-70.31	7.3	8	47
14/10/1997	-30.773	-71.315	-	7.1	56
13/06/2005	-19.895	-69.125	7.8	7.8	108
14/11/2007	-22.314	-70.078	7.5	7.7	47.7
27/02/2010	-36.29	-73.239	-	8.8	30
1/4/2014	-591	-70.908	-	8.2	38.9
16/09/2015	-31.553	-71.864	-	8.4	11.1
25/12/2016	-43.517	-74.391	-	7.6	30

3.6. Paleoclima de los flujos de detritos del Valle del Aconcagua

Durante el periodo glacial en Chile central (32 – 35°S), se han registrado condiciones húmedas y abundantes precipitaciones relacionadas con la acción reforzada del CVOS, abarcando desde los 40100 hasta los 21000 cal yr BP (Lamy et al., 1999; Valero-Garcés et al., 2005). Sin embargo, se identificaron periodos áridos abruptos entre los 26000 – 22000 cal yr BP, 21000 – 19500 cal yr BP y 17000 - 15000 cal yr BP, además de dos periodos húmedos entre los 28000 – 17000 cal yr BP y 15000 - 13500 cal yr BP (Lamy et al., 1999; Valero-Garcés et al., 2005).

Posteriormente, se observaron condiciones áridas hasta los 9500 - 5500 cal yr BP, seguidas por un periodo húmedo entre los 5500 - 4200 cal yr BP, luego condiciones secas entre los 3000 - 2200 cal yr BP, y finalmente, precipitaciones variables entre los 2200 - 1300 cal yr BP, con una tendencia húmeda que continuó hasta los 500 – 600 cal yr BP y se redujo hasta el presente (Villa-Martínez et al., 2003; Maldonado y Villagrán, 2006; Tiner et al., 2018; Mayta and Maldonado, 2022).

El periodo entre los años 1400 y 1850 AD se caracterizó por condiciones frías y secas, causadas por eventos fríos y cálidos del ENOS, así como por la actividad antrópica (Martel-Cea et al., 2016). Para obtener más detalles sobre las publicaciones consultadas, se puede consultar la Tabla 15.

Tabla 15. Recopilación de las principales condiciones paleoclimáticas documentadas en la zona de estudio.

PUBLICACIÓN	PERIODO	RANGO DE EDADES (CAL YR BP)	OBSERVACIONES CLIMÁTICAS
Mayta y Maldonado, 2022	Seco	4000 - 1900	Retirada glacial
	Transicional	2700 - 1900	Transicional, leve tendencia a condiciones húmedas
	Húmedo	1900 - 600	Más lluvias invernales
Tiner et al., 2018	Árido	600 - Presente	Condiciones áridas
	Húmedo	10800 - 9500	Condiciones húmedas prevalecientes
	Seco	9500 - 5700	Condiciones secas interrumpidas por tormentas (8300-7600 cal yr BP)
Maldonado y Villagrán, 2006	Húmedo	5700 - Presente	Retorno a condiciones húmedas interrumpidas por periodo árido (4100 a 2200 cal yr BP)
	Húmedo	10000 - 8700	Condiciones húmedas breves
	Seco	8700 - 7800	Condiciones extremadamente áridas, incremento húmedo hacia los 4200 cal yr BP
	Extremadamente Seco	7800 - 7500	Condiciones extremadamente áridas
	Húmedo	5700 - 4200	Aumento de humedad
Valero-Garcés et al., 2005	Seco	3000 - 2200	Sequía menos intensa
	Húmedo	2200 - 1300	Condiciones variables
	Húmedo	Antes de 43500	Condiciones húmedas durante glaciación
	Seco	42400 - 40100	Condiciones reducidas de humedad
	Húmedo	40100 - 21000	Mayor precipitación
	Extremadamente Seco	21000 - 19500	Condiciones abruptamente áridas
	Húmedo	19500 - 17000	Intervalo húmedo, coincide con LGM global
Villa Martínez et al., 2003	Extremadamente Seco	17000 - 15000	Condiciones abruptamente áridas
	Húmedo	13500 - 11500	Intervalo húmedo
	Extremadamente Seco	9500 - 7500	Condiciones áridas y cálidas
	Extremadamente Seco	7500 - 5700	Sequedad severa, condiciones cálidas
	Neutro	5700 - 3200	Incremento en precipitaciones
Lamy et al., 1999	Húmedo	3200 - 100	Intensificación de precipitaciones
	Húmedo	100- Presente	Eventual aridez, posible factor humano
	Glacial	28000 - 18000	Condiciones frías y húmedas
	Semiárido	26000 - 22000	Condiciones temporalmente más secas
	Variable	18000 - 8000	Aumento de la aridez
	Árido	8000 - 4000	Condiciones climáticamente estables, mayor aridez
	Variable	4000 - Presente	Variabilidad climática, condiciones más húmedas

Las edades disponibles para el Valle del Aconcagua podrían situar a los eventos datados en la Terraza Los Espinos y Las Vizcachas (28.2 y 17.8 kyr) en las inmediaciones de los periodos húmedos

registrados para los 28000 y 17000 cal yr BP (Figura 46)(Lamy et al., 1999; Valero-Garcés et al., 2005), existiendo la posibilidad de lluvias asociadas a la fuerte presencia del CVOS, sujetos a variaciones en los estados de inundación. Un periodo húmedo que podría haber estimulado precipitaciones en la edad datada en El Peñón (12.3 kyr) fue registrado en Chile central (34°) por Valero-Garcés et al. (2005) entre los 13500 y 11500 yr BP en un entorno predominantemente frío, con fuertes variaciones en los estados de inundación sujetos a la disponibilidad de agua y sedimento, que se reflejarían en el mayor número de facies de depósitos asentados por agua. En cuanto a las últimas edades correspondientes a El Juncal (7.6 y 6.7 kyr), estarían enmarcadas durante el periodo de condiciones frías y secas en Chile central, sin embargo, una ventana de humedad asociada a un intervalo especialmente tormentoso en temporada estival ha sido registrada entre los ~8300 – 7700 cal yr BP (Figura 47)(Tiner et al., 2018).

Es importante destacar que los estudios realizados por Barraza (2022) en dos depósitos mencionados en este trabajo, muestran la presencia de facies típicas de flujos de detritos, así como depósitos fluviales y posiblemente depósitos asentados por agua. Esto sugiere que los periodos húmedos (28.2 y 17.8 kyr) asociados mediante dataciones podrían haber sido responsables de una alta disponibilidad de agua, especialmente considerando que se trataría de una época de deshielos durante el Pleistoceno tardío (Zech et al., 2009).

Barraza (2022) atribuyen los depósitos estudiados en la localidad de Los Espinos a periodos de retroceso y avance glacial, con una posterior reactivación de cauces asociada a nuevos retrocesos. Por otro lado, para la localidad de El Peñón, proponen que los depósitos están asociados a un periodo de deglaciación que pierde humedad gradualmente hasta llegar a un periodo árido, con un peak de humedad relacionado con el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS).

Teniendo en cuenta que ya se han definido las precipitaciones como la principal causa de los flujos aluviales en el Valle del Aconcagua, existen evidencias, representadas por los depósitos aluviales, de posibles precipitaciones normales asociadas a periodos particularmente húmedos y precipitaciones anómalas asociadas a periodos secos. Ya se ha expuesto que estas podrían estar asociadas a lluvias de tormentas convectivas de veranos en forma de incursiones, originadas al este de los Andes (Tiner et al., 2018) y otras podrían asociarse a un incremento gradual de episodios tormentosos de ENOS desde los 1800 yr BP (Villa-Martínez, 2003).

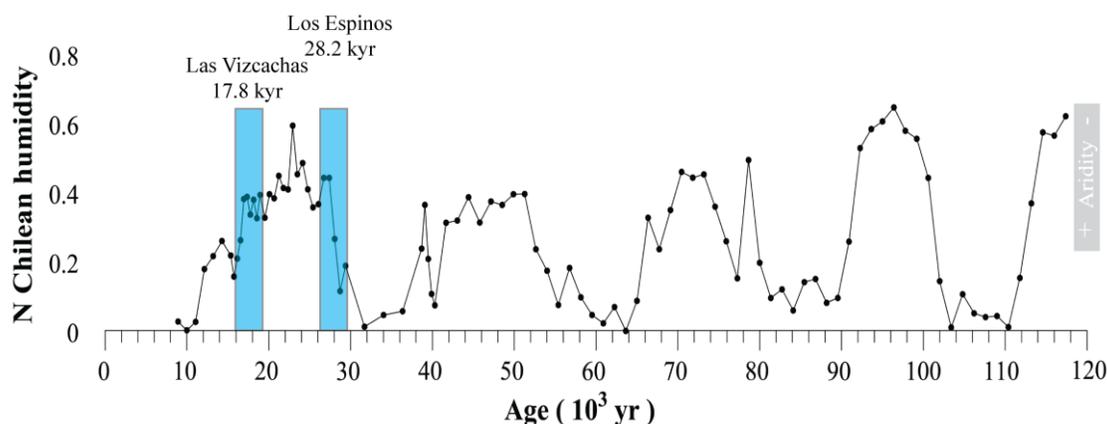


Figura 46. Serie temporal de aridez en la costa norte de Chile (Stuut y Lamy, 2004). Las áreas marcadas corresponden a periodos húmedos asignados a eventos estudiados en este trabajo.

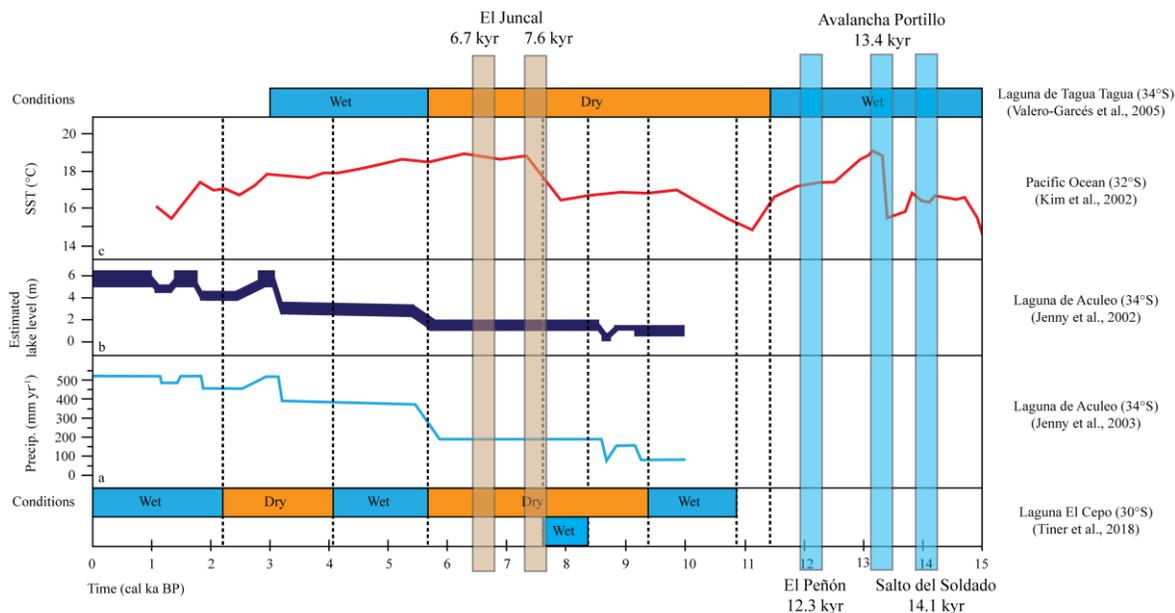


Figura 47. Recopilación de condiciones paleoclimáticas para los Andes Subtropicales (Rodríguez-Contreras et al., en revisión). Las áreas marcadas corresponden a periodos secos (marrón claro) y húmedos (celeste) asignados a eventos estudiados en este trabajo.

Existen escasos registros correspondientes a paleoaluviones como tal en la zona de estudio. Hacia el norte son más numerosos, con evidencias en el Valle de Puripica (22°S), en el que más de 30 flujos de detritos se identificaron entre los 7200 y 3200 cal yr BP atribuibles a intensas tormentas de baja-frecuencia en un contexto hiperárido con muy poca vegetación controlando al erosión, con una recurrencia de 500 a 1500 años entre las tormentas más intensas, y 100 a 200 años para las tormentas más moderadas (Grosjean et al., 1997; Grosjean et al., 2007). Tales eventos no han sido relacionados directamente con el ENOS, pero si existe la posibilidad de que estén relacionados hacia los 3200 cal yr BP, dado el establecimiento de la recurrencia del ENOS para esos periodos (Rein et al., 2005). Entre los 17 y 24°, una gran cantidad de depósitos de flujos de detritos han sido atribuidos a eventos del ENOS entre los 5300 – 5500 cal yr BP (Vargas et al., 2006). Otros registros hacia la costa de Chile central (27 – 33°S) han identificado cubierta vegetal reducida y fuerte actividad aluvial asociada a lluvias torrenciales entre los 5800 y 4000 cal yr BP (Veit, 1995, 1996) causada por una mayor influencia del CVOS. Cerca de los 29°S, se han encontrado depósitos aluviales a los 11000 yr BP y a los 2000 yr BP, asociados a tormentas y lluvias torrenciales gatilladas por una mayor influencia del CVOS y del ENOS (Cabré Cano et al., 2017). Sin embargo, como se ha mencionado anteriormente, es necesaria una escala temporal más detallada para poder concluir que el ENOS fue el gatillante directo de estos paleoeventos.

La existencia de celdas convectivas ha sido identificada en el pasado, sin embargo, en flujo de detritos recientes en Chile norte y central (22° y 32°S) se han encontrado lluvias torrenciales localizadas atribuidas a este mecanismo, comunes durante el verano (Garreaud y Rutllant, 1997; Maldonado et al., 2005) así como también en Argentina (Sepúlveda et al., 2006). Dada la evidencia presentada y teniendo como base los registros históricos, se proponen precipitaciones anómalas probablemente gatilladas por incursiones de tormentas convectivas en periodos estivales o normalmente secos, así como eventos torrenciales, los cuales podrían estar asociados o no a eventos del ENOS u otras fuentes de humedad, pudiendo ser su rol más importante en el pasado. En algunos eventos esto se sumaría a

eventuales deshielos mayoritariamente en periodos estivales causados por un aumento en el nivel de la isoterma cero. De forma secundaria, precipitaciones intensificadas en periodos invernales o normalmente húmedos ya sea por intensificación del CVOS y/o acción del ENOS en su fase fría (La Niña) o incursiones de tormentas gatillarían parte de los eventos aluviales en el Valle del Aconcagua. Finalmente, no se descarta una posible influencia tectónica en la recurrencia y susceptibilidad de flujos aluviales en la zona, sin embargo, se necesita mayor estudio para concluir al respecto.

4. Conclusiones

Se realizó un inventario de eventos catastróficos históricos en la zona de estudio del Valle del Aconcagua. De estos, 8 corresponden a flujos de detritos como tal.

Se caracterizó la geomorfología de la zona identificando dos tipos de depósitos predominantes: 123 depósitos coluviales y 73 depósitos aluviales, correspondiente estos últimos mayoritariamente a abanicos aluviales. Estos depósitos se concentran en 1) zonas de mayor pendiente (32 a 83°), (2) mayor diferencial de altura entre las pendientes (384 a 6975 m), (3) confluencia o existencia de canales efímeros y/o perennes y (4) sectores hacia donde se dirigen las líneas de flujo.

Se identificaron abundantes depósitos aluviales en el Valle del Aconcagua representado en un mapa geomorfológico final, de los cuales 8 fueron muestreados y descritos estratigráficamente. Para estos, granulometría y forma de transporte fueron determinados y sedimento desde arcilla a bloques fueron encontrados. Los sedimentos fueron transportados tanto por procesos de tracción, saltación y suspensión.

La gran mayoría de los depósitos aluviales estudiados del Valle del Aconcagua corresponden a flujos pseudoplásticos de detritos, flujos de densidad hiperconcentrados y en menor medida a flujos de densidad concentrados dada la carencia de material arcilloso en su composición, lo cual también refleja una fase líquida reducida en estos.

El Valle del Aconcagua representa un sector ideal para el desarrollo de flujo de detritos, coluvios y abanicos aluviales debido a su arreglo topográfico. Sectores donde no existe un canal que alimente la pendiente se limitan a hospedar depósitos coluviales. El cambio de pendiente facilita la coalescencia de abanicos aluviales, generando planicies de piedemonte que cubren gran parte de la cuenca, notándose principalmente en la modificación de la topografía típica de un valle glacial.

Se propone que la actual topografía del Valle del Aconcagua no representa un setting ideal para generar flujos de inundación laminares. Las condiciones semi-áridas preponderantes en la región son frenos en términos de generación de material para los abanicos aluviales mediante la meteorización y vegetación ligados a la presencia de lluvia. Se infiere que gran parte del material disponible en la zona de estudio fue derivado principalmente a partir de “mecanismos secos” tales como caídas de rocas, deslizamientos y avalanchas.

Se sugiere que la disminuida cubierta vegetal preponderante en el Valle del Aconcagua actual podría incidir en una mayor recurrencia de aluviones en la zona, así como en la producción de arcilla.

Se han identificado predominantemente facies que corresponden a flujos de detritos y se han analizado sus posibles dinámicas de deposición. Estas facies incluyen conglomerados clasto-soportados, conglomerados matriz-soportados, areniscas masivas, areniscas con laminación paralela y conglomerados laminares. Además, se ha identificado una facies asociada a depósitos sedimentados por agua, que corresponde a una facies de flujo de canal. Las variaciones en la energía del flujo se pueden observar en el tamaño de los granos transportados. Asimismo, se han identificado variaciones asociadas a diferentes etapas de inundación en las asociaciones de facies de mayor régimen con las de menor régimen.

Se estima que deslizamientos de coluvios y flujos de detritos han sido gatillados en estado saturado causado por precipitaciones en el Valle del Aconcagua. Estas precipitaciones serían principalmente anómalas, llegando a ser torrenciales en periodos estivales o fuera del periodo invernal. Comparaciones paleoclimáticas y contemporáneas respaldarían esta afirmación.

Se sugiere que tanto isoterma cero como las incursiones de tormentas anómalas tienen un rol importante en el gatillamiento de los flujos hacia el presente y habrían causado parte de los depósitos. Es probable que flujos en el pasado hayan sido gatillados por una posición superior de la isoterma y, por tanto, derretimientos aportando una mayor escorrentía en comparación al presente

El fenómeno del ENOS podría haber tenido un rol importante en su fase cálida en las precipitaciones causantes de estos flujos en registro paleoclimáticos, siendo más marcada su presencia y variabilidad hacia el presente. Sin embargo, su rol como causante de los flujos modernos no es claro y necesita ser más estudiado. En el pasado, mayor presencia del CVOS en conjunto con periodos ENOS habría aportado la humedad necesaria para generar las precipitaciones gatillantes.

Se sugiere una posible influencia tectónica en la recurrencia y susceptibilidad de flujos de detritos en la zona. Se necesita mayor investigación para concluir al respecto.

Se caracterizó la geocronología de los depósitos aluviales a partir de dataciones de OSL. Estas corresponden a los periodos secos y fríos durante los 6.7 y 7.6 kyr, y periodos fríos y húmedos para los 12.3, 17.8 y 28.2 kyr. Actividad tectónica podría haber influenciado el periodo entre los 14.1 y 13.4 kyr.

Se propone que la escasez de facies asociadas a depósitos asentados por agua podría deberse a las condiciones semiáridas imperantes en la zona de estudio, a diferencia de la mayor disponibilidad de humedad desde el Último Máximo Glaciar, en el cual si existen este tipo de depósitos.

Finalmente, se propone que una progresiva disminución de la cubierta vegetal estabilizadora tanto por factores climáticos como antrópicos, seguirá incrementando la recurrencia de aluviones en un futuro.

5. Recomendaciones

Debido a que se encuentran fuera de los alcances de esta tesis:

- 1) Se recomienda extender el estudio de los depósitos aluviales en el Valle del Aconcagua para una mayor identificación de facies, mediante un muestreo mayor de los depósitos que no fueron tocados de manera de tener una caracterización estratigráfica y sedimentológica mayor para una mejor interpretación.
- 2) Además, se sugiere un estudio detallado de la red de drenaje a distintos niveles, de manera de identificar cauces secundarios, terciarios y más, para poder conocer con exactitud las áreas donde podría existir una reactivación de cauces.
- 3) Por otra parte, se recomienda monitoreo en detalle haciendo uso de herramientas de teledetección para poder identificar cambios en las isotermas cero, de manera de entender si existen cambios significativos hacia el presente que podrían gatillar eventos aluviales.
- 4) Se sugiere mayor monitoreo de la influencia de grandes sismos y terremotos en los depósitos aluviales para entender con mayor detalle su influencia en los mismos.
- 5) Es necesaria la instalación de un mayor número de estaciones de monitoreo pluviométricas para poder mejorar la resolución de las de precipitaciones por zona.
- 6) Dada la abundancia de flujos de detritos, una gran cantidad de estos se encuentra sepultados bajo abanicos aluviales modernos. Para poder tener una mejor idea de la paleodinámica aluvial se sugiere el estudio de estos mediante un Rada de Penetración de Suelo (GPR por sus siglas en inglés) para una caracterización subterránea, así como una eventual campaña de testigos.
- 7) Se recomienda realizar un mayor número de dataciones con mayor precisión para poder estudiar el paleoclima de los depósitos aluviales más antiguos, así como sus gatillantes.
- 8) Para poder entender la magnitud de paleoflujos, se sugiere un seguimiento geomorfológico de los abanicos aluviales, de manera de caracterizar su volumen y área a través del tiempo y así poder identificar la magnitud de los flujos de detritos que los causarían.

6. Bibliografía

Aguilar, G., Cabré, A., Fredes, V., & Villela, B. (2020). Erosion after an extreme storm event in an arid fluvial system of the southern Atacama Desert: An assessment of the magnitude, return time, and conditioning factors of erosion and debris flow generation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(5), 1247–1265. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-1247-2020>

Aguirre L., L. (1960). Geología de los Andes de Chile central : provincia de Aconcagua. Boletín, (9). Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile).

Álvarez-Garretón, C., Mendoza, P., Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., . . . Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 5817-5846. doi:10.5194/hess-22-5817-2018

Antinao, J. L., & Gosse, J. (2009). Large rockslides in the southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): Tectonic control and significance for quaternary landscape evolution. *Geomorphology*, 104(3–4), 117–133. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.008>

Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfret, T. (2004). Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (8), 759–768.

Barraza, G. (2022). Estudio sedimentológico de facies aluviales asociadas al Río Juncal en Valle Aconcagua (33°s), Región de Valparaíso: implicancias paleoclimáticas y peligro de remociones en masa. Tesis de grado. Universidad de Chile.

Bell, F. The geotechnical properties and behaviour of a pro-glacial lake clay, and its cementitious stabilization. *Geotechnical and Geological Engineering* 16, 167–199 (1998). <https://doi.org/10.1023/A:1008857811248>

Blair, T. C. (1999). Cause of dominance by Sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46(6), 1015–1028. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00261.x>

Blair T. C. (1999c). Form, facies, and depositional history of the North Long John rock avalanche, Owens Valley, California. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36: 855–870

Blair T. C. (2003). Features and origin of the giant Cucomungo Canyon alluvial fan, Eureka Valley, California. In: Chan MA, Archer AW (eds.) Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time. *Geological Society of America Special Paper* 370: 105–126

Blair, T. C., & McPherson, J. G. (2009). Processes and forms of alluvial fans. *Geomorphology of Desert Environments*, 413–467. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9_14

Blott, S., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1348.

Brenning, A. (2005). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33–35 S). *Permafrost Periglacial Process*, 16, 231–240.

Bollschweiler, M., & Stoffel, M. (2010). Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: Results from the Swiss alps. *The Holocene*, 20 (6), 907–916. doi:10.1177/0959683610365942

- Boisier, J. P., R. Rondanelli, R. D. Garreaud, & F. Muñoz (2016), Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile, *Geophys. Res. Lett.*, 43, doi:10.1002/2015GL067265
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of some flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*, 168. Amsterdam: Elsevier.
- Bown, F., Rivera, A., & Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48, 43-48. doi:10.3189/172756408784700572
- Carter, W.D. & L. Aguirre (1965): Structural Geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 76; N° 6, pp. 651-664.
- Cabré Cano, A., Aguilar Martorell, G., & Riquelme Salazar, R. (2017). Holocene evolution and geochronology of a semiarid fluvial system in the western slope of the Central Andes: AMS 14C data in El Tránsito River Valley, Northern Chile. *Quaternary International*, 438, 20–32. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.030>
- Cahill, T., Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97 (B12), 17503–17529.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity - duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 62(1-2), 23–27. <https://doi.org/10.1080/04353676.1980.11879996>
- Canales A. I., & Canales-Cerón, M. (2016). *Población y territorio en el modelo económico chileno. El caso de la comarca del Aconcagua. Papeles de Población* [Internet] 22(88):9-46. Recuperado de: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=11245987002>
- Cane, M. A. (2005). The evolution of El Niño, past and future, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 230, 227–240.
- Campbell, R. H. (1975). Soil Slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California. *Professional Paper*. <https://doi.org/10.3133/pp851>
- Caviedes, C., & Paskoff, R. (1975). Quaternary Glaciations in the Andes of North-Central Chile. *Journal of Glaciology*, 14(70), 155-170. doi:10.3189/S0022143000013472
- Center, N. O. A. A. C. P. (2001, January 1). *NOAA's Climate Prediction Center*. Climate Prediction Center. Retrieved March 18, 2023, from https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php
- Centro Sismológico Nacional. (2023). <http://www.csn.uchile.cl/sismologia/grandes-terremotos-en-chile/>
- Chakraborty, P. P., & Paul, P. (2014). Depositional character of a dry-climate alluvial fan system from Palaeoproterozoic Rift setting using facies architecture and palaeohydraulics: Example from the Par Formation, Gwalior Group, Central India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91, 298–315. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.09.019>
- Cl: *Explorador de Cuencas*. CAMELS. (n.d.). Retrieved November 10, 2022, from <https://camels.cr2.cl/>

- Clague, J. J., Huggel, C., Korup, O. ., & McGuire, B. . (2012). Climate change and hazardous processes in high mountains. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 69(3), 321-327. Recuperado a partir de <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/519>
- Clapperton, C. M. (1983). The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, 2(2-3), 83–155. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(83\)90005-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(83)90005-7)
- Crozier, M. J. (2010). Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A Review. *Geomorphology*, 124(3-4), 260–267. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.009>
- Colwyn, D. A., Brandon, M. T., Hren, M. T., Hourigan, J., Pacini, A., Cosgrove, M. G., Midzik, M., Garreaud, R. D., & Metzger, C. (2019). Growth and steady state of the Patagonian andes. *American Journal of Science*, 319(6), 431–472. <https://doi.org/10.2475/06.2019.01>
- Demortier, A., Bozkurt, D., Jacques-Coper, M. (2021). Identifying key driving mechanisms of heat waves in central Chile. *Climate Dynamics*, 57(9-10), 2415–2432. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05810-z>
- Diaz, H. F., and Markgraf, V. (1992). *El Niño: Historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation*. United States: N. p. Web.
- Ellen, S. D., & Fleming, R. W. (1987). Mobilization of debris flows from Soil Slips, San Francisco Bay Region, California. *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, 31–40. <https://doi.org/10.1130/reg7-p31>
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). *Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters*.
- Fontugne, M., P. Usselman, D. Lavallée, M. Julien, and C. Hatté. (1999). El Niño variability in the coastal desert of southern Peru during the mid-Holocene, *Quat. Res.*, 52, 171– 179.
- Fuentealba, M., Bahamóndez, C., Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, O., & Latorre, C. (2021). The 2010–2020 “megadrought” drives reduction in lake surface area in the Andes of central Chile (32° - 36°s). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 38, 100952. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100952>
- Fuenzalida, H.; Aceituno, P.; Falvey, M.; Garreaud, R.D. *Estudio de la Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI: Resumen Ejecutivo*; Universidad de Chile: Santiago, Chile, 2006
- Garreaud, R., Rutllant, J. (1997). Precipitación estival en los Andes de Chile central: aspectos climatológicos. *Atmosfera* 10:191–211
- Garreaud, R. D. and Battisti, D. S. (1999). Interannual (ENOS) and interdecadal (ENOS-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation, *J. Climate*, 2, 2113–2123.
- Garreaud, R. D., & Aceituno, P. (2007). Atmospheric circulation and climatic variability. *The physical geography of South America*, 45, 59.
- Garreaud, R. (2009). The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.*, 22, 3-11. doi:10. 5194/adgeo-22-3-2009
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., and Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in

central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 6307-6327. doi:10.5194/hess-21-6307-2017

Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. (2019). The central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>

Greenway, D., R. (1987). Vegetation and slope stability. In: Anderson MG, Richards KS (eds.) *Slope stability*. Wiley, Chichester, pp. 187–230.

Grosjean, M., Valero-Garcés, B. L., Geyh, M. A., Messerli, B., Schotterer, U., Schreier, H., & Kelts, K. (1997). Mid- and late-Holocene limnogeology of Laguna del Negro Francisco, northern Chile, and its palaeoclimatic implications. *The Holocene*, 7(2), 151–159.

Grosjean, M., Santoro, C. M., Thompson, L. G., Núñez, L., & Standen, V. G. (2007). Mid-holocene climate and culture change in the South Central Andes. *Climate Change and Cultural Dynamics*, 51–115. <https://doi.org/10.1016/b978-012088390-5.50008-x>

Grunert J., & Hardenbicker, U. (1997). The frequency of landsliding in the north Rhine area and possible climatic implications. En: Matthews J, Brunsden D, Frenzel B., Gläser, B, Weiß M. (Eds.), Rapid Mass Movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene. *Palaeoclimate Research*, Stuttgart, 444 p.

Gruber, S., & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2). <https://doi.org/10.1029/2006jf000547>

Hauser, A. (1985). Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. *Rev. Geológica Chile*, 24, 75–92.

Hauser, A. (2000). Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín No.59

Hauser, A. (2002). Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguirre and Río Colorado, Región Metropolitana, Chile. In Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence and Mechanisms. Reviews in Engineering Geology; Evans, S.G., Degraff, J.V., Eds.; *Geological Society of America: Boulder, CO, USA*; Volume XV, pp. 135–148.

Ibsen, M.-L. and Brunsden, D. (1997) Mass movement and climatic variation on the south coast of Great Britain. *Paläoklimaforschung - Palaeoclimate Research*, 19, pp. 171-182. ISSN (print) 0930-4673

Innes, J. L. (1983). Debris flows. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 7(4), 469–501. <https://doi.org/10.1177/030913338300700401>

INE. (2019). División político administrativa y censal. Región de Valparaíso.

Lamy, F., Hebbeln, D., y Wefer, G. (1999). High-Resolution Marine Record of Climatic Change in Mid-latitude Chile during the Last 28,000 Years Based on Terrigenous Sediment Parameters. *Quaternary Research*, 51(1), 83-93. doi:10.1006/qres.1998.2010

Lara, P. Caracterización Hidrológica de las Corrientes de Detritos en Chile Central. Master's Thesis, Department of Civil Engineering, University of Chile, Santiago, Chile, 1996.

- Lauro, C., Moreiras, S. M., Junquera, S., Vergara, I., Toural, R., Wolf, J., & Tutzer, R. (2017). Summer rainstorm associated with a debris flow in the Amarilla Gully affecting the International Agua Negra Pass (30°20'S), Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 76(5). <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6530-z>
- Lin, C.-W., Shieh, C.-L., Yuan, B.-D., Shieh, Y.-C., Liu, S.-H., & Lee, S.-Y. (2004). Impact of chi-chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: Example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. *Engineering Geology*, 71(1–2), 49–61. [https://doi.org/10.1016/s0013-7952\(03\)00125-x](https://doi.org/10.1016/s0013-7952(03)00125-x)
- Li, M., Ouyang, T., Tian, C., Zhu, Z., Peng, S., Tang, Z., Qiu, Y., Zhong, H., & Peng, X. (2019). Sedimentary responses to the East Asian monsoon and sea level variations recorded in the northern South China Sea over the past 36 kyr. *Journal of Asian Earth Sciences*, 171, 213–224. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.01.001>
- Jakob, M., & Hungr, O. (2005). Debris-flow hazards and related phenomena. Springer.
- Janke, J. R., Ng, S., & Bellisario, A. (2017). An inventory and estimate of water stored in firn fields, glaciers, debris-covered glaciers, and rock glaciers in the Aconcagua River Basin, Chile. *Geomorphology*, 296, 142–152. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.002>
- Jenny, B., Valero-Garcés, B. L., Urrutia, R., Kelts, K., Veit, H., and Geyh, M. (2002). Moisture changes and fluctuations of the Westerlies in Mediterranean Central Chile during the last 2000 years: The Laguna Aculeo record (33°50'S). *Quaternary International* 87, 3–18.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyh, M., y Veit, H. (2002). Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern Westerlies: The Laguna Aculeo record (34°S). *Quaternary Research*, 58(2), 160–170. doi:10.1006/qres.2002.2370
- Johnson, A.M. (1970). Formation of debris flow deposits. *Physical Processes in Geology*. San Francisco, Freeman, Cooper, p. 433---448
- Keefer, D. K., S. D. de France, M. E. Moseley, J. B. Richardson III, D. R. Satterlee, and A. Day-Lewis. (1998). Early maritime economy and El Niño events at Quebrada Tacahuay, Peru, *Science*, 281, 1833–1835.
- Kraus, M. J., Woody, D. T., Smith, J. J., & Dukic, V. (2015). Alluvial response to the paleocene–eocene thermal maximum climatic event, Polecat Bench, Wyoming (U.S.A.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 435, 177–192. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.021>
- Kumar, R., Suresh, N., Sangode, S.J., Kumarvel, V. (2007). Evolution of Quaternary alluvial fan system in the Himalayan foreland basin: implications for tectonic and climatic decoupling. *Quat. Int.* 159, 6–20.
- Maldonado, A., y Villagrán, C. (2006). Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research*, 66(2), 246–258. doi:10.1016/j.yqres.2006.04.003
- Martel-Cea, A., Maldonado, A., Grosjean, M., Alvial, I., de Jong, R., Fritz, S., y von Gunten, L. (2016). Late Holocene environmental changes as recorded in the sediments of high Andean Laguna Chepical, Central Chile (32°S; 3050masl). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461, 44–54.

Markgraf, V. (1989). Palaeoclimates in central and south America since 18,000 B.P. based on pollen and lake-level records. *Quaternary Science Reviews* 8, 1–24.

Martínez, C., Fernández, A., & Rubio, P. (2012). Flow and climatic variability on a Southamerican mid-latitude basin: río Aconcagua, central Chile (33°S). *Boletín De La Asociación De Geógrafos Españoles*, (58). Recuperado a partir de <https://bage.age-geografia.es/ojs/index.php/bage/article/view/2083>

Mapas DGA - Produccion. (n.d.). Retrieved November 11, 2022, from https://snia.mop.gob.cl/mapa_prod

Mayta, C., & Maldonado, A. (2022). Climatic and ecological changes in the subtropical high Andes during the last 4,500 years. *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.833219>

Méndez, C., Gil, A., Neme, G., Nuevo, A., Cortegoso, V., Huidobro, C., . . . Maldonado, A. (2015). Mid Holocene radiocarbon ages in the Subtropical Andes (29° -35°S), climatic change and implications for human space organization. *Quaternary International*, 356, 15-26. doi:10.1016/j.quaint.2014.06.059

Mergili, M., Marchant, C. & Moreiras, S.M. (2015). Causas, características e impacto de los procesos de remoción en masa, en áreas contrastantes de la región Andina. *Cuad. Geogr. Rev. Colomb. Geogr.*, 24, 113–131.

McGlone, M. S., A. P. Kershaw, & V. Markgraf (1992), El Niño/Southern Oscillation climatic variability in Australasian and South American paleoenvironmental records, in *El Niño, Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, edited by H. F. Diaz and V. Markgraf, pp. 435 – 462, Cambridge Univ. Press, New York.

Montecinos, A., Díaz, A., & Aceituno, P. (2000). Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13(4), 746–758. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0746:sdapor>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0746:sdapor>2.0.co;2)

Moreiras, S. M. (2005). Climatic effect of ENSO associated with landslide occurrence in the Central Andes, Mendoza province, Argentina. *Landslides*, 2, 53–59, doi:10.1007/s10346-005-0046-4.

Moreiras, S. M. (2006). Frequency of debris flows and rockfall along the Mendoza River Valley (Central Andes), Argentina: Associated risk and future scenario. *Quaternary International*, 158(1), 110–121. doi:10.1016/j.quaint.2006.05.028

Moreiras, S.M., Lenzano, M.G. & Riveros, N. (2008). Inventario de procesos de remoción en masa en el Parque Provincial Aconcagua, provincia de Mendoza-Argentina. *Multequina*, 17, 129–146.

Moreiras, S.M. & Sepúlveda, S.A. (2015). Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°–34° S) and potential hazards. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*, 399, 329–344.

Moreiras, S.M.; Vergara Dal Pont, I.; Araneo, D. (2018). Were merely storm-landslides driven by the 2015-2016 Niño in the Mendoza River valley? *Landslides* 15, 997–1014, doi:10.1007/s10346-018-0959-3.

Moreiras, S. M., Jeanneret, P., Lauro, C., Vergara Dal Pont, I., Correas González, M., & Junquera Torrado, S. (2019). Deslizamientos Asociados a la degradación del permafrost: Evidencias geomorfológicas en el pasado y presente en los Andes Centrales (31°-34°s). *Geo UERJ*, (35). <https://doi.org/10.12957/geouerj.2019.45036>

- Moreiras, S.M., Sepúlveda, S.A., Correas-González, M., Lauro, C., Vergara, I., Jeanneret, P., Junquera-Torrado, S., Cuevas, J.G., Maldonado, A., Antinao, J.L., et al. (2021). Debris Flows Occurrence in the Semiarid Central Andes under Climate Change Scenario. *Geosciences*, *11*, 43. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020043>
- Morgan, A. M., & Craddock, R. A. (2017). Depositional processes of alluvial fans along the Hilina Pali Fault Scarp, island of hawaii. *Geomorphology*, *296*, 104–112. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.08.028>
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, *48*(2), 269–299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Nyman, P., Rutherford, I. D., Lane, P. N. J., & Sheridan, G. J. (2019). Debris flows in southeast Australia linked to drought, Wildfire, and the El Niño–Southern Oscillation. *Geology*, *47*(5), 491–494. <https://doi.org/10.1130/g45939.1>
- Núñez, L., M. Grosjean, & I. Cartajena (2002), Human occupations and climate change in the Puna de Atacama, Chile, *Science*, *298*, 821– 824.
- Nuevo Siglo Consultores SpA. (2019). ACTUALIZACION PLADECO 2019-2022, COMUNA DE LOS ANDES. Código BIP N°: 30470093-0.
- Ramos A., Sopena A. & Perez-Arlucea M. (1986) Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *J. sedim. Petrol.*, *56*, 862-875.
- Reading, H.G. (Ed.) (1996) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd Edition, Blackwell Science, Oxford.
- Reineck, H.E. and Singh, I.B. (1980) *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, 549. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3>
- Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., y Dullo, W. (2005). El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, *20*(4).
- Rittenour, T. M., Brigham-Grette, J., & Mann, M. E. (2000). El Niño-like climate teleconnections in New England during the Late Pleistocene. *Science*, *288*(5468), 1039–1042. <https://doi.org/10.1126/science.288.5468.1039>
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 73.
- Rodríguez-Contreras, D., Flores-Aqueveque, V., Maldonado, A., Villaseñor, T., de Porras, M. E. & Muñoz, P. A 15000 Cal Years Paleoclimatic Record from Laguna Del Viento Lake (33°S), Subtropical Andes, Central Chile. En revisión.
- Rutllant, J. (2004). Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile central. En S. Avaria, J. Carrasco, J. Rutllant, y E. Yáñez (Eds.), *El Niño-La Niña 1997-2000. Sus Efectos en Chile* (pp. 61-76). Valparaíso: CONA.

- Lauro, C., Moreiras, S.M., Junquera, S., Vergara, I., Toural, R., Wolf, J., Tutzer, R. (2017). Summer rainstorm associated with a debris flow in the Amarilla gully affecting the international Agua Negra Pass (30° 20' S), Argentina. *Environ. Earth Sci.*, 76, 213, doi:10.1007/s12665-017-6530-z.
- Lavigne, F.; Suwa, H. (2004). Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. *Geomorphology*, 61, 41–58, doi:10.1016/j.geomorph.2003.11.005
- Lowe, D., R. (1976). Grain flow and grain flow deposits. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 46. <https://doi.org/10.1306/212f6ef1-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Lustig, L. K., & Geological Survey (U.S.). (1965). *Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California*.
- Oertel, M., Meza, F. J., & Gironás, J. (2019). Observed trends and relationships between ENSO and standardized hydrometeorological drought indices in central Chile. *Hydrological Processes*, 34(2), 159–174. <https://doi.org/10.1002/hyp.13596>
- ONEMI (2017). Retrieved November 10, 2022, from <https://www.onemi.gov.cl/>
- Pabón-Caicedo, J. D., Arias, P. A., Carril, A. F., Espinoza, J. C., Borrel, L. F., Goubanova, K., ... Villalba, R. (2020). Observed and projected hydroclimate changes in the Andes. *Frontiers in Earth Science*, 8. doi:10.3389/feart.2020.00061
- Pierson, T.C. (1986) Flow Behavior of Channelized Debris Flows, Mount St. Helens, Washington, in: Hillslope Processes, the Binghamton Symp. *Geomorphology*, 269-296. <https://www.researchgate.net/publication/284479014>
- Pizarro A, Oscar, Hormazabal F, Samuel, Gonzalez C, Antonio, & Yañez R, Eleuterio. (1994). Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile. *Investigaciones marinas*, 22, 85-101. <https://dx.doi.org/10.4067/S0717-71781994002200007>
- Quispe, K. (2018). El Niño Costero 2017: Precipitaciones extraordinarias en el norte de Perú [Trabajo de investigación, Universidad de Barcelona]. <http://renati.sunedu.gob.pe/handle/sunedu/1308804>
- Quintana, J. M., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43° S. *Atmósfera*, 25(1), 1-22.
- Sandweiss, D. H., K. A. Maasch, R. L. Burger, J. B. Richardson III, H. B. Rollins, and A. Clement (2001). Variation in Holocene El Niño frequencies: Climate records and cultural consequences in ancient Peru, *d*, 29, 603–606.
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M., & Meseguer-Ruiz, Ó. (2016). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2), 66–73. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592>
- Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., Vargas, G. (2006). Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quat. Int.*, 158, 83–95, doi:10.1016/j.quaint.2006.05.031.
- Sepúlveda, S. A., & Padilla, C. (2008). Rain-induced debris and mudflow triggering factors assessment in the santiago cordilleran foothills, central Chile. *Natural Hazards*, 47(2), 201–215. <https://doi.org/10.1007/s11069-007-9210-6>

Sepúlveda, S.A.; Moreiras, S.M.; Lara, M., & Alfaro, A. (2015). Debris flows in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: Characteristics and consequences. *Landslides*, 12, 115–133, doi:10.1007/s10346-014-0539-0.

SERNAGEOMIN. (2017). Principales Desastres ocurridos Desde 1980 en Chile. Retrieved November 10, 2022, from <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/33168>

Singh, A.K., Parkash, B., Mohindra, R., Thomas, J.V., Singhvi, A.K., 2001. Quaternary alluvial fan sedimentation in the Dehradun piggyback Basin, NW Himalaya: tectonic and paleoclimatic implications. *Basin Res.* 13, 449–471.

Schuster, R. L., & Wieczorek, G. F. (2018). Landslide triggers and types. *Landslides*, 59–78. <https://doi.org/10.1201/9780203749197-4>

Srivastava, P., Rajak, M. K., & Singh, L. P. (2009). Late quaternary alluvial fans and paleosols of the Kangra Basin, NW Himalaya: Tectonic and Paleoclimatic Implications. *CATENA*, 76(2), 135–154. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.10.004>

Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica De Chile*, 31(2). <https://doi.org/10.4067/s0716-02082004000200001>

Steel R.J. & Aasheim S.M. (1978) Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. by A.D. Miall), pp. 385-412. *Mem. Can. Soc. petrol. Geol.*, 5, Calgary.

Stuut, J.-B. W., & Lamy, F. (2004). Climate variability at the southern boundaries of the Namib (Southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 yr. *Quaternary Research*, 62(3), 301–309. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.08.001>

Suresh, N., Bagati, T.N., Thakur, V.C., Kumar, R., Thakur, V.C., 2007. Evolution of Quaternary fans and terraces in the intermontane Pinjaur Dun, Sub-Himalaya, NW India: interaction between tectonics and climate change. *Sedimentology* 54, 809–833.

Tang, C., Zhu, J., Li, W. L., & Liang, J. T. (2009). Rainfall-triggered debris flows following the wenchuan earthquake. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68(2), 187–194. <https://doi.org/10.1007/s10064-009-0201-6>

Tang, C., van Asch, T. W. J., Chang, M., Chen, G. Q., Zhao, X. H., & Huang, X. C. (2012). Catastrophic debris flows on 13 August 2010 in the Qingping area, southwestern China: The combined effects of a strong earthquake and subsequent rainstorms. *Geomorphology*, 139–140, 559–576. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.021>

Tapia Baldis, C., & Trombotto Liaudat, D. (2019). Rockslides and rock avalanches in the Central Andes of Argentina and their possible association with permafrost degradation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(4), 330–347. <https://doi.org/10.1002/ppp.2024>

Tiner, R., Negrini, R., Antinao, J., McDonald, E., y Maldonado, A. (2018). Geophysical and geochemical constraints on the age and paleoclimate implications of Holocene lacustrine cores from the Andes of central Chile. *Journal of Quaternary Science*, 33(2), 150-165. doi:10.1002/jqs.3012

Tunbridge J.P. (1981) Sandy high-energy flood sediments - some criteria for their recognition, with an example from the Devonian of S.W England. *Sedim. Geol.*, 28, 79-95.

Tunbridge I.P. (1984) Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31, 697-715.

Valero-Garcés, B., Jenny, B., Rondanelli, R., Delgado-Huerta, A., Burns, S., Veit, H., Moreno, A. (2005). Palaeohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34° 30 S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46000yr. *Journal of Quaternary Science*, 20(7-8), 625-641. doi:10.1002/jqs.988

Vargas, G., Rutllant, J., & Ortlieb, L. (2006). ENOS 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(3-4), 467–483. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.022>

Veit, H. (1995). Jungquartiire Landschafts- und Klimaentwicklung der Zentralen Andes und Ihres Westlichen Vorlandes: Kenntnisstand und Probleme. *Geomethodica* 20:163-194.

Veit, H. (1996). Southern westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, northern Chile (23- 27°S). *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 123:107- 119

Vergara Dal Pont, I. P., Santibañez Ossa, F. A., Araneo, D., Ferrando Acuña, F. J., & Moreiras, S. M. (2018). Determination of probabilities for the generation of high-discharge flows in the middle basin of Elqui River, Chile. *Natural Hazards*, 93(1), 531–546. <https://doi.org/10.1007/s11069-018-3313-0>

Vergara Dal Pont, I.; Moreiras, S.M.; Santibañez, F.; Araneo, D. & Ferrando, F. (2020). Debris flows triggered from melt of seasonal snow and ice within the active layer in the semi-arid Andes. *Permafrost. Process*, 31, 57–68, doi:10.1002/ppp.2020.

Viale, M., Garreaud, R. (2014). Summer precipitation events over the western slope of the subtropical Andes. *Monthly Weather Review*, 142(3), 1074–1092. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-13-00259.1>

Visher, G., S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 39. <https://doi.org/10.1306/74d71d9d-2b21-11d7-8648000102c1865d>

Wasowski, J. (1998). Understanding rainfall-landslide relationships in man-modified environments: A case-history from Caramanico Terme, Italy. *Environmental Geology*, 35(2–3), 197–209. <https://doi.org/10.1007/s002540050306>

Weischet, W. (1963). Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6), 1237–1257. <https://doi.org/10.1785/bssa0530061237>

Wieczorek, G.F., Glade, T. (2005). Climatic factors influencing occurrence of debris flows. In: Debris-flow Hazards and Related Phenomena. *Springer Praxis Books*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_14

Webb, M. J., Winter, J. M., Spera, S. A., Chipman, J. W., & Osterberg, E. C. (2020). Water, agriculture, and Climate Dynamics in central Chile’s Aconcagua River Basin. *Physical Geography*, 42(5), 395–415. <https://doi.org/10.1080/02723646.2020.1790719>

Welkner, D., Eberhardt, E., & Hermanns, R. L. (2010). Hazard investigation of the portillo rock avalanche site, Central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modelling approach. *Engineering Geology*, 114(3-4), 278–297. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.05.007>

- Xiao, J., Chang, Z., Si, B., Qin, X., Itoh, S., & Lomtadze, Z. (2008). Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: Evidence for Lake-level changes during the holocene. *Journal of Paleolimnology*, 42(2), 249–260. <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9274-7>
- Yu, B., Wu, Y., & Chu, S. (2014). Preliminary study of the effect of earthquakes on the rainfall threshold of debris flows. *Engineering Geology*, 182, 130–135. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.04.007>
- Zech, R., Smith, J., & Kaplan, M. R. (2009). Chronologies of the last glacial maximum and its termination in the Andes (~10–55°S) based on surface exposure dating. *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*, 61–87. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2672-9_3
- Zhong, Y., Chen, Z., Li, L., Liu, J., Li, G., Zheng, X., Wang, S., & Mo, A. (2017). Bottom water hydrodynamic provinces and transport patterns of the northern South China Sea: Evidence from grain size of the terrigenous sediments. *Continental Shelf Research*, 140, 11–26. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.023>
- Zhuang, J., Cui, P., Hu, K., Chen, X., & Ge, Y. (2010). Characteristics of earthquake-triggered landslides and post-earthquake debris flows in Beichuan County. *Journal of Mountain Science*, 7(3), 246–254. <https://doi.org/10.1007/s11629-010-2016-0>

7. Anexos

A. Anexo A

Descripción de depósitos aluviales

a. Depósitos aluviales asentados por agua

Son depósitos producto de flujos de agua, se clasifican en:

- Depósitos de flujo de canal (Stream channel deposits): corresponden a los depósitos arraigados en el abanico de forma lenticular, compuestos de gravas y arena pobremente seleccionadas, usualmente imbricadas y con estratificación cruzada respectivamente, siendo más predominantes en los sectores superiores y mediales del abanico, por otra parte, los canales poseen una forma variable y normalmente grava en su base (Reineck y Singh, 1980).
- Depósitos de inundación laminares (Sheet flood deposits): corresponden a los depósitos de flujos de inundación desde canales, estos resultan en bandas lenticulares laminares producto de la formación de pequeños canales y barras trenzados (Reineck y Singh, 1980). Los sedimentos se caracterizan por ser bien seleccionados y presentar estratificación paralela y cruzada, imbricación de guijarros, unidades con estratificación a contracorriente y en algunos casos, arena fina con ondulitas (Reineck y Singh, 1980).
- Depósitos de tamiz (Sieve deposits): corresponden a depósitos asociados a lóbulos de gravas clasto-soportados, producto de una disminución de un flujo pobre en sedimento en suspensión que atraviesa depósitos antiguos gruesos y permeables, poseen buena selección y son pobremente imbricados, posteriormente, los intersticios se rellenan con sedimento fino bimodal producto de la infiltración (Hooke, 1976; Reineck y Singh, 1980).

Wasson (1977) identificó dos tipos de grupos de sedimentos pertenecientes a depósitos asentados por agua; la principal diferencia radica en el grado de separación de las fracciones de distintos tamaños presentes en estas:

- Grupo 1: Capas sub-horizontales de unos 20 a 30 cm de potencia, pobremente seleccionadas generalmente lenticulares en secciones transversales, predominantemente clasto-soportadas. Guijarros con cantidades considerables de material de grano fino (arena fina, limo y arcilla) se mezcladas con gravas imbricadas.
- Grupo 2: Capas lenticulares en sección transversal de gravas y arenas con buena separación de las fracciones, y capas delgadas de láminas de grava y arena gruesa de unos 5 cm de potencia, moderadamente a bien seleccionadas con cambios texturales entre las capas. Imbricación de los ejes intermedios y, en ocasiones, del eje mayor está presente en los guijarros corriente arriba. Estratificación cruzada planar, así como estratificación horizontal.

El Grupo 1 representaría la depositación de un flujo con cantidades considerables de material fino en transportándose en forma de fango, y el Grupo 2 representaría sedimentos de carga de lecho depositados en condiciones de régimen de flujo superior (Reineck y Singh, 1980).

b. Facies Aluviales

En base a texturas y estructuras internas, así como tamaños, orientaciones, formas y relaciones comunes, Reading (1996) propone 3 facies aluviales principales:

- Facies conglomerádicas
 - a) Conglomerados matriz-soportados: Se caracterizan por su ausencia de estratificación e imbricación. En algunos casos, puede desarrollar levemente gradación inversa o *coarse-tail*

gradding (un tipo de gradación normal de granos gruesos). Dependiendo del tipo de gradación exhibida, se sugieren distintas dinámicas de flujo, en el caso de gradación normal se asociaría a flujos turbulentos y diluidos (Lowe, 1976), gradación inversa y fábricas clasto-soportadas resultarían del crecimiento de barras de bajo relieve (Todd, 1989; Nemeč y Postma, 1993), intercalaciones y sedimentos no tan bien seleccionados se asociarían a oleadas de flujos. Finalmente, para flujos hiperconcentrados laminares se esperaría encontrar conglomerados de matriz arenosa con clastos mayores inmersos, unidades tabulares e intercalaciones con sedimentos de grano fino (Laming, 1966; Nemeč y Steel, 1984).

- b) Conglomerados clasto-soportados: Se caracterizan por superficies erosivas y estratificación lenticular con relieve marcado. Si la depositación se da en forma de lags en la base de canales, o en la parte superior de barras trenzadas, quedarían registrados en forma de estratificación horizontal e imbricación de clastos (Nemeč y Postma, 1993). Estos conglomerados en conjunto con algunas areniscas de guijarros con clastos mayores representan depositación de flujos de canales (stream flows). Variaciones importantes de tamaños de grano y texturas podría reflejar diversos estadios de inundación. Estratificación cruzada en estratos gradados y con cambios significativos en el tamaño de grano a lo largo del mismo reflejarían variaciones en los estadios de inundación sobre la cresta de la barra. Estratos con estratificación cruzada a mayor escala podrían indicar sectores donde confluyen las barras de canal o inundaciones catastróficas (Baker, 1973; Steel y Thompson, 1983).
 - c) Conglomerados laminares (sheet-like): Se caracterizan por conglomerados y areniscas de guijarros con estratificación de bajo ángulo a gran escala, bases erosionadas y gravas de lag. Gravas con imbricación indican transporte de alto ángulo (Ramos y Sopena, 1983). Pueden ser depósitos clasto-soportados o matriz-soportados que eventualmente serían resultado de flujos catastróficos, los cuales se pueden observar en aumento de potencia, así como de tamaño de grano de acuerdo con el tamaño y competencia del flujo.
- Facies de Areniscas de canal (Figura 8)
 - a) Conglomerados: Se caracterizan por ser presentar delgados estratos de unos pocos clastos de potencia, superficies erosivas, remoción de material por corrientes fuertes. La naturaleza de los clastos puede ser intra-cuenca o extra-cuenca. Intraclastos asociados a superficies erosivas por migración de canales ocurren normalmente en forma de bloques, segmentos de fangolitas, guijarros de calcita nodular y concreciones de siderita retrabajadas, bloques grandes se pueden observar si se han desprendido o deslizado de las paredes de un canal. Otras estructuras menos comunes son deformación plástica de clastos, marcas de flujo y lineares en clastos de fango y marcas de escurrimiento en bloques (Gibling y Rust, 1984; Plint, 1986), así como fragmentos de plantas, troncos y bloques de turba o carbón. Los extraclastos son común hallarlos en forma de “lags” (en superficies de erosión o sobre barras), guijarros o clastos mayores en forma de conglomerados con fragmentos de plantas o troncos en la parte superior de canales de arena (Liu y Gastaldo, 1992), clastos de tamaño mayor (o rodados inclusive) pueden ser transportados atrapados en raíces o por arrastre fuera de los canales.
 - b) Areniscas con estratificación cruzada: Se caracterizan por conformar areniscas finas a gruesas, siendo la facies más común en ambientes fluviales, abarcando de cm a metros de espesor en el registro estratigráfico. La estructura sedimentaria predominante es la estratificación cruzada en artesa (en general, pocos centímetros de potencia) y en menor medida estratificación cruzada tabular. También se pueden encontrar foresets sigmoidales transicionales a topsets laminados resultado de dunas o barras transicionales (Roe, 1987), foresets invertidos debido a rápida depositación y superficies de erosión reactivadas debido a variaciones de fase del agua.

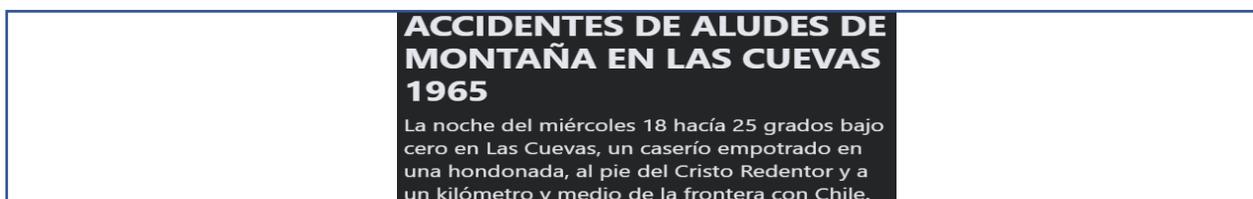
- c) Areniscas con laminación cruzada: Se caracterizan por ser areniscas ubicadas en la parte superior de las unidades del canal y son de carácter más micáceo y carbonáceo que las areniscas subyacentes, además de presentar un tamaño de grano más fino, resultado de corrientes relativamente más débiles. Laminación ondulosa ascendente registraría altas tasas de agradación del lecho.
- d) Areniscas con laminación paralela: Se caracterizan por ser areniscas de grano fino y presentar clara laminación, así como lineaciones en la superficie del lecho, generalmente presentes hacia el techo del canal. Puede presentar ondulaciones, pero siempre manteniendo su paralelismo. En general no tiene a generar depósitos significativos.
- e) Areniscas masivas: Se caracterizan por presentarse entre areniscas estratificadas ya sea en forma de estratos tabulares (comúnmente en la base de los estratos de las areniscas acanaladas) o cuerpos lenticulares (entre areniscas con estratificación cruzada). Podrían representar colapso del banco, o licuefacción y flujo de las barras del canal/barras del banco del río.
- f) Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo a gran escala: Se caracterizan por un estilo acrecional presente en muchas areniscas de canal (Allen, 1983).
- Facies de grano fino:
 - a) Fangolitas y limolitas: Se caracterizan por presentar color negro a variedades de grises, verdes, ocre, marrones y rojos. Algunas pueden presentar laminación con fisibilidad variable o facies homogéneas con patrones de fractura en bloques. Son la facies más abundante. En las variedades laminadas es posible encontrar bivalvos, ostrácodos y escamas de peces, usualmente son ricas en materia orgánica y en micas (si el sedimento no está oxidado). Es posible encontrar limolitas masivas grises, resultado de homogenización por turbación causada por raíces o animales, o de rápida depositación producto de inundaciones (en este caso presentan restos de plantas, así como troncos en posición de crecimiento).
 - b) Lechos de areniscas de base angular: Se caracterizan por presentar potencias entre 20 cm y raramente 2 m. Es común encontrar laminación cruzada ondulosa ascendente, y en menor medida laminación paralela, así como laminación cruzada ondulosa (Steel y Aasheim, 1978; Tunbridge, 1981, 1984). Algunas areniscas lenticulares podrían representar relieves erosivos en su base, así como marcas de corriente, gradación y estructuras similares a la secuencia de Bouma, indicando descensos en la velocidad de los flujos. En general, se encuentran intercaladas con fangolitas o limolitas.

B. Anexo B
Noticias complementarias

a. Evento 1965

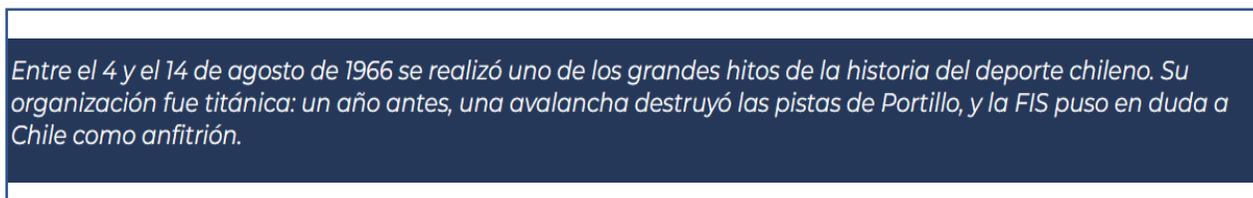


Fuente: <https://www.apmltda.cl/l/historia-en-chile-y-las-avalanchas/>



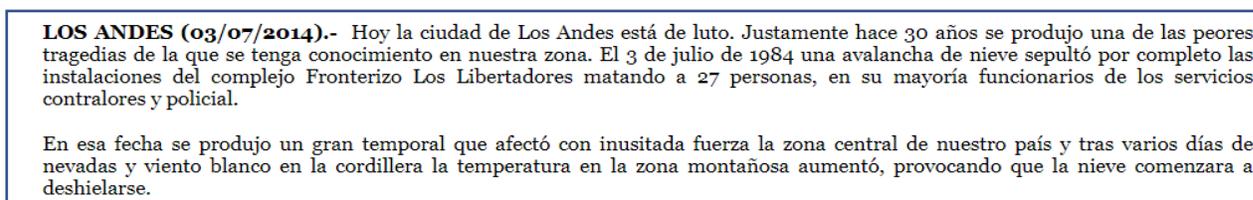
Fuente: <https://www.facebook.com/media/set/?set=a.472537282841474.1073741887.430211993740670&type=3>

b. Evento 1966



Fuente: <https://www.nevasport.com/noticias/art/49647/50-anos-del-Mundial-de-esqui-de-Portillo-1966/>

c. Evento 1984



Fuente: <http://www.losandesonline.cl/noticias/25436/hoy-se-cumplen-30-anos-de-la-tragedia-de-los-libertadores.html#:~:text=E1%203%20de%20julio%20de%201984%20una%20avalancha%20de%20nieve,los%20servicios%20contralores%20y%20policial.>

Dentro del temporal que afectó a las regiones de Valparaíso y Santiago entre el 1 y 11 de julio de 1984, y después de varios días de tormenta de nieve y viento blanco en la Cordillera de Los Andes, la temperatura en las montañas aumentó, provocando que la nieve que había caído comenzase a deshielarse. En pocas horas se descargó desde la montaña una fuerza vertiginosa y atropelladora de una gran ola blanca que se precipitó con energía y velocidad desde las alturas, sepultando y destruyendo las cabañas en que se hospedaban los funcionarios y las instalaciones de Aduana, SAG, Carabineros e Investigaciones de Chile.

Fuente: <http://chile-catastrofes-tragedias.blogspot.com/2010/06/avalancha-en-aduana-los-libertadores.html>

d. Evento 2017

Aluvión en Los Andes: 3 Fallecidos y 1 desaparecido en estero Pocuro de Calle Larga

Crecida de estero Pocuro por lluvias tomó por sorpresa a las personas en rivera del lugar.

Fuente: <https://www.puranoticia.cl/noticias/regiones/aluvion-en-los-andes-3-fallecidos-y-1-desaparecido-en-estero-pocuro-de/2017-02-25/202349.html>

Sábado 25 febrero de 2017 | 20:13

3 muertos deja aumento de caudal de río Aconcagua en Los Andes

Fuente: <https://www.biobiochile.cl/noticias/nacional/region-de-valparaiso/2017/02/25/los-andes-realizan-busqueda-de-4-personas-tras-aumento-de-caudal-en-rio-aconcagua.shtml>

NACIONAL

Intensas lluvias obligan a corte de agua de emergencia en Los Andes

Fuente: <https://www.t13.cl/noticia/nacional/intensas-lluvias-obligan-corte-agua-emergencia-andes>

Emergencia en Los Andes: Al menos tres fallecidos por aluviones en sector de San Vicente

Por **Admin** - 25 Febrero, 2017 - En Los Andes 👁 7050

Fuente: <https://www.elandino.cl/al-menos-tres-fallecidos-por-aluviones-en-sector-de-san-vicente/>

San Felipe resistió sin grandes complicaciones las intensas lluvias

🕒 12 mayo, 2017 👤 Diario El Trabajo 📁 Crónica 💬 0

Fuente: <https://www.eltrabajo.cl/2017/san-felipe-resistio-sin-grandes-complicaciones-las-intensas-lluvias/>

C. Anexo C

Curvas granulométricas para cada muestra

a. Casa Alpina

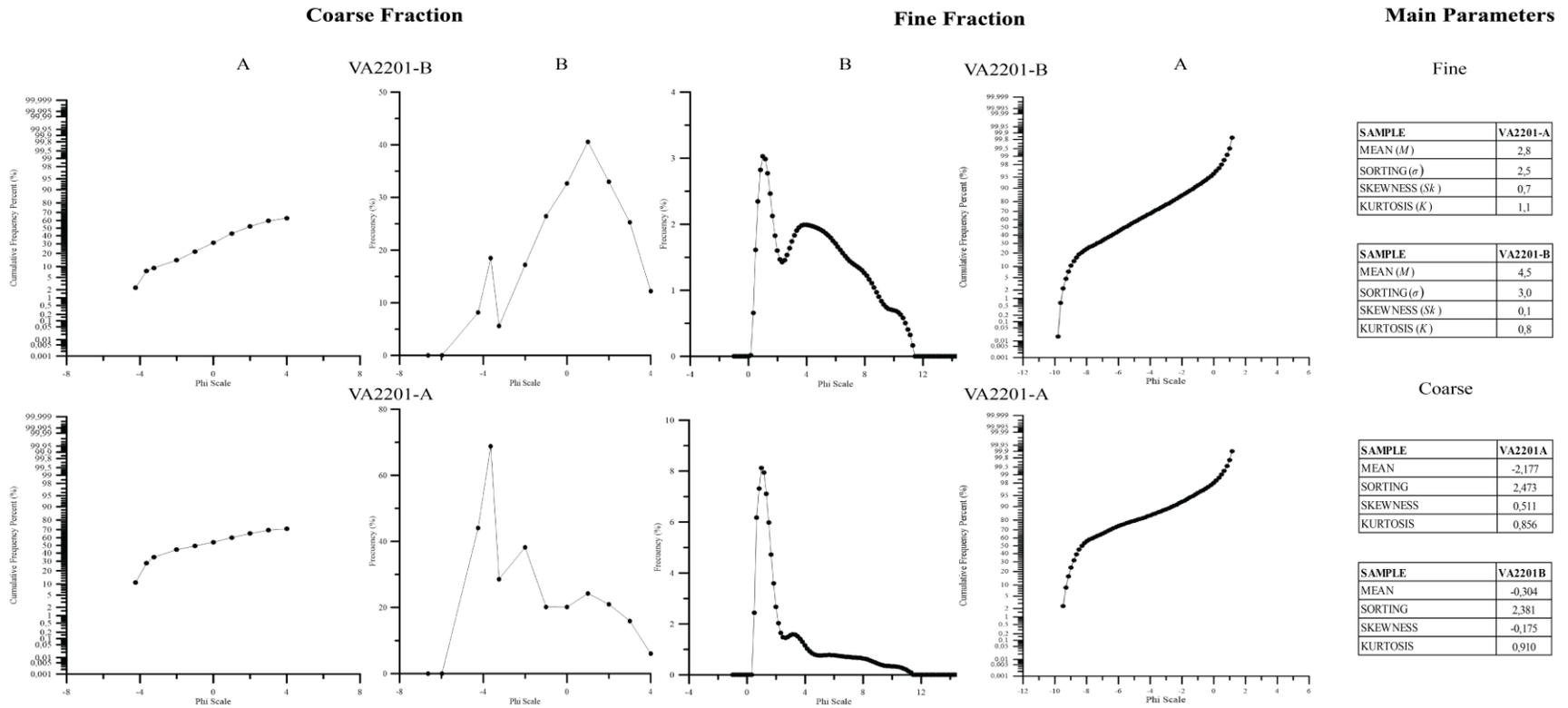


Figura 48. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Casa Alpina.

b. Cruce Río Aconcagua

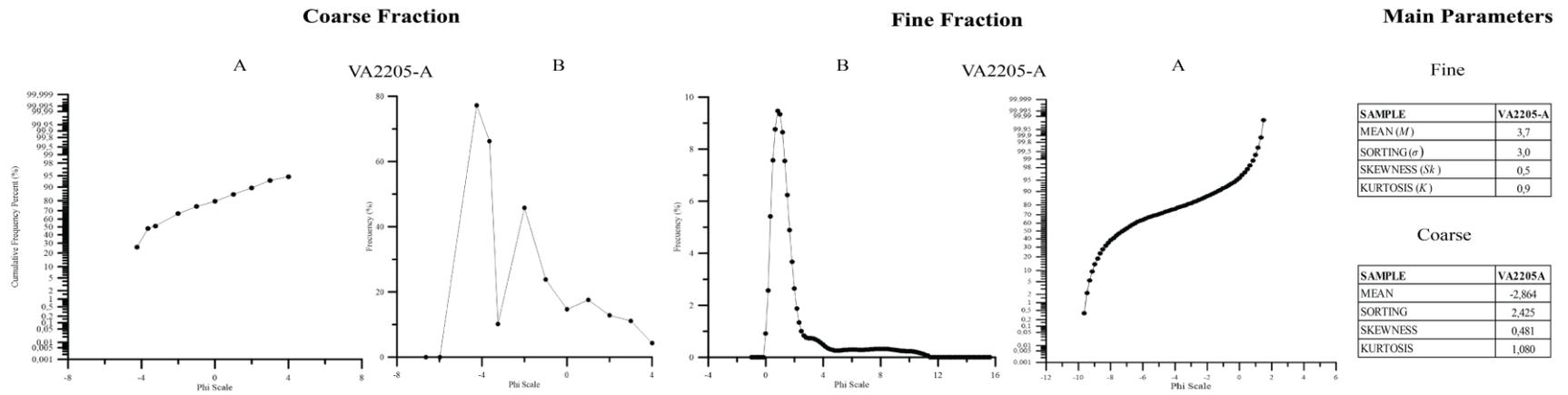


Figura 49. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Cruce Río Aconcagua.

c. Frente Avalancha

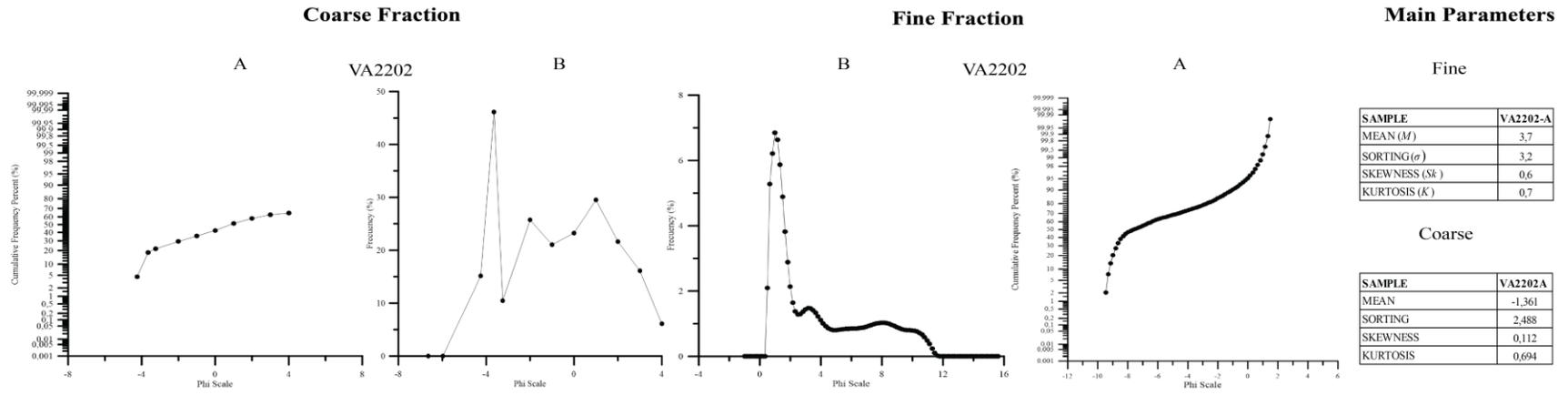


Figura 50. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Frente Avalancha.

d. Túnel de Tren

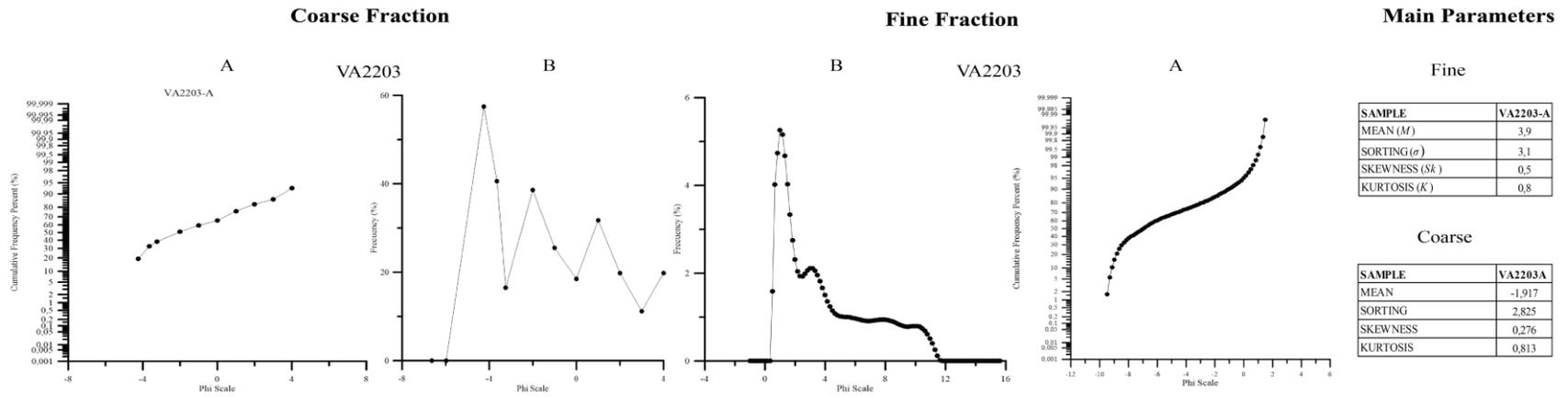


Figura 51. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Túnel del Tren.

e. Bajo Túnel del Tren

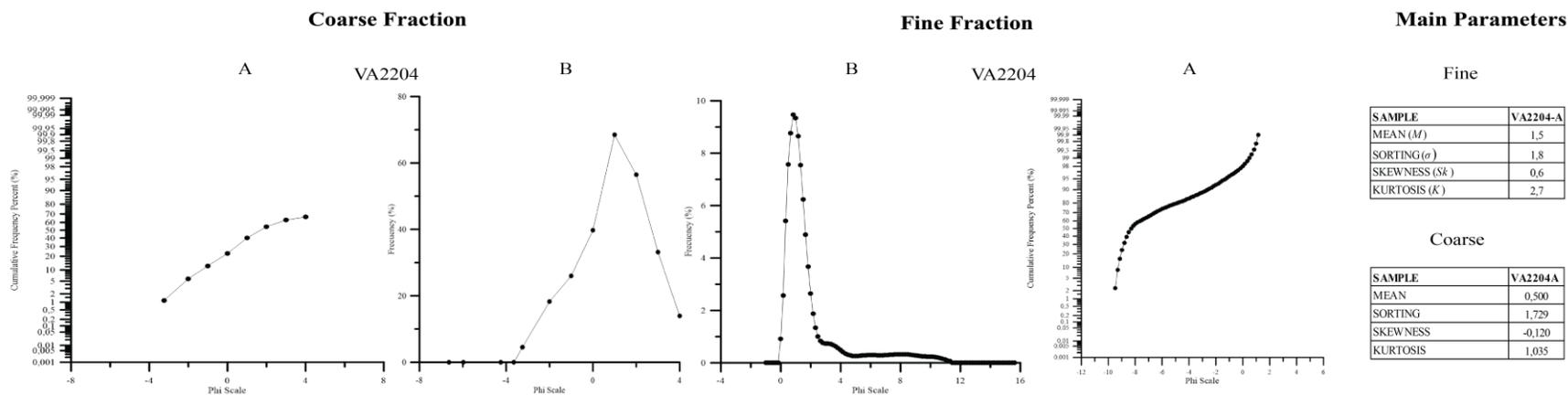


Figura 52. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Bajo Túnel del Tren.

f. Laguna Laura

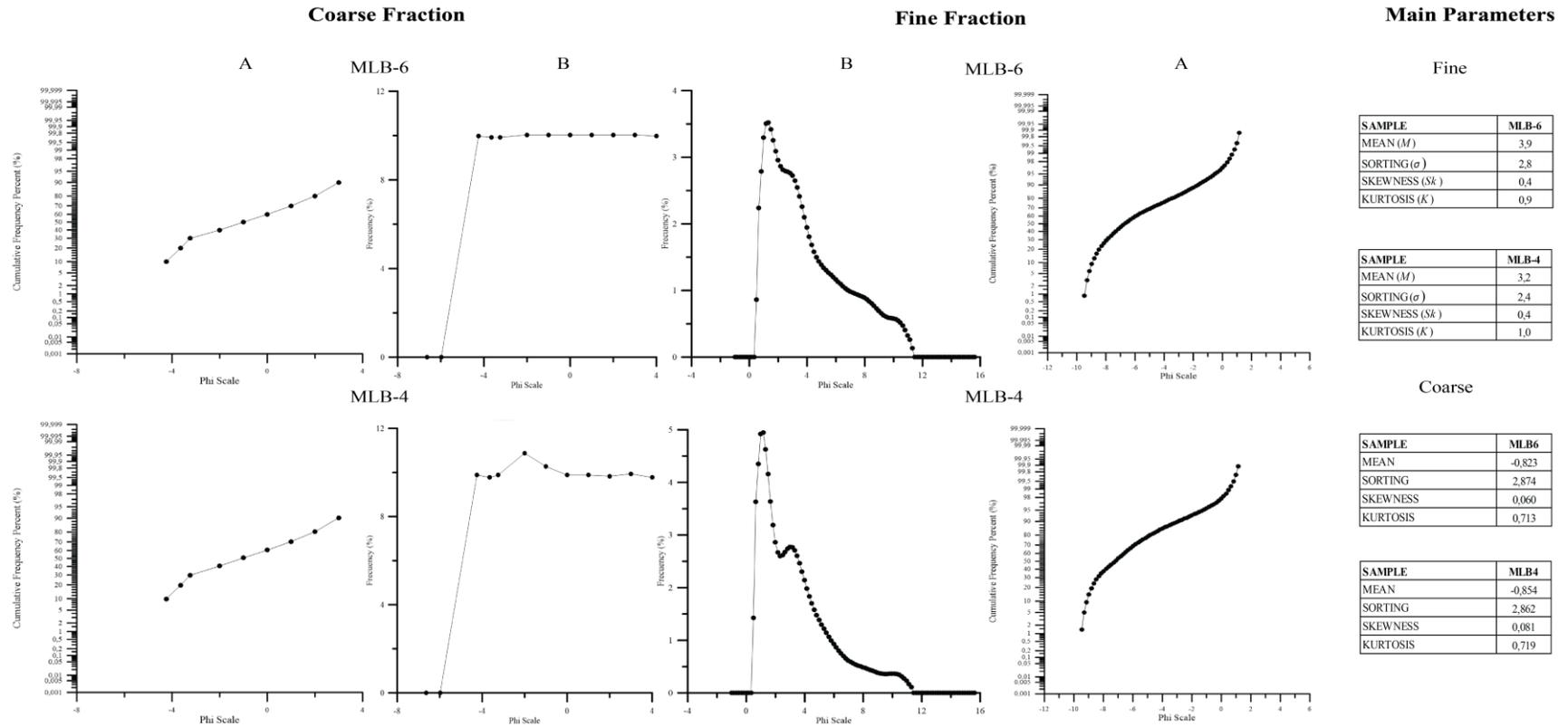


Figura 53. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.

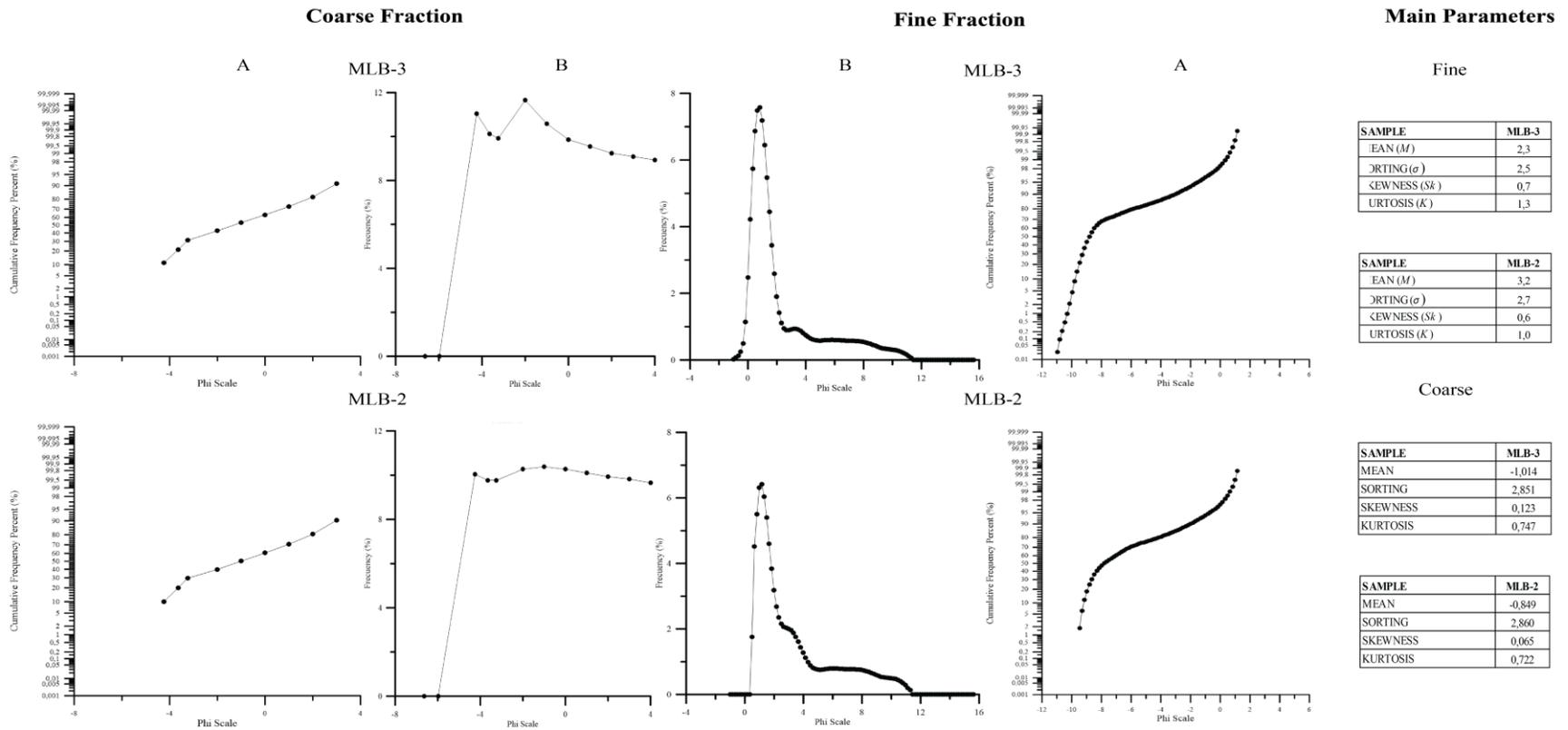


Figura 54. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.

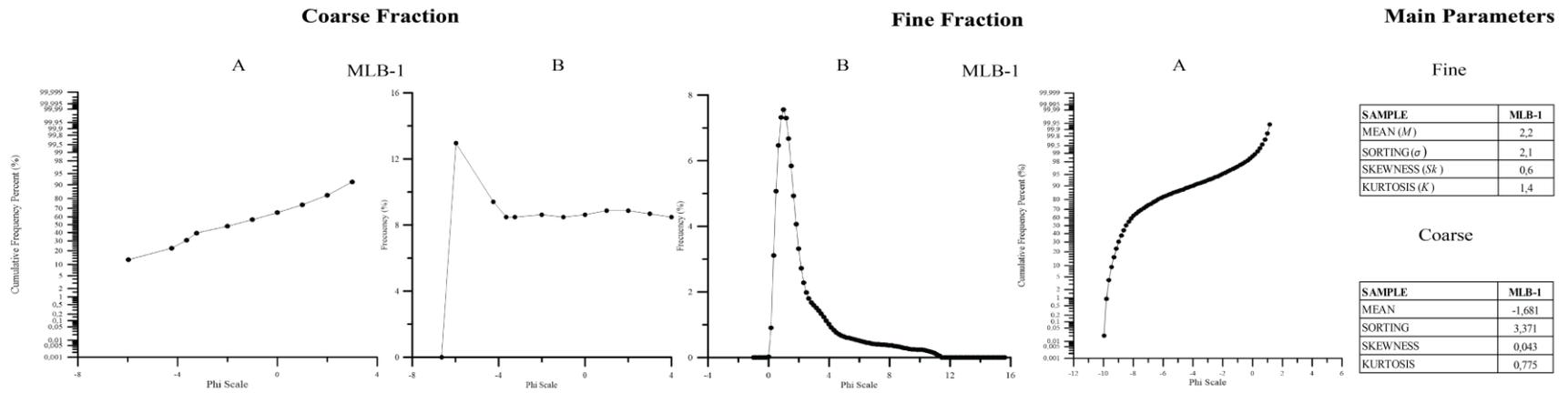
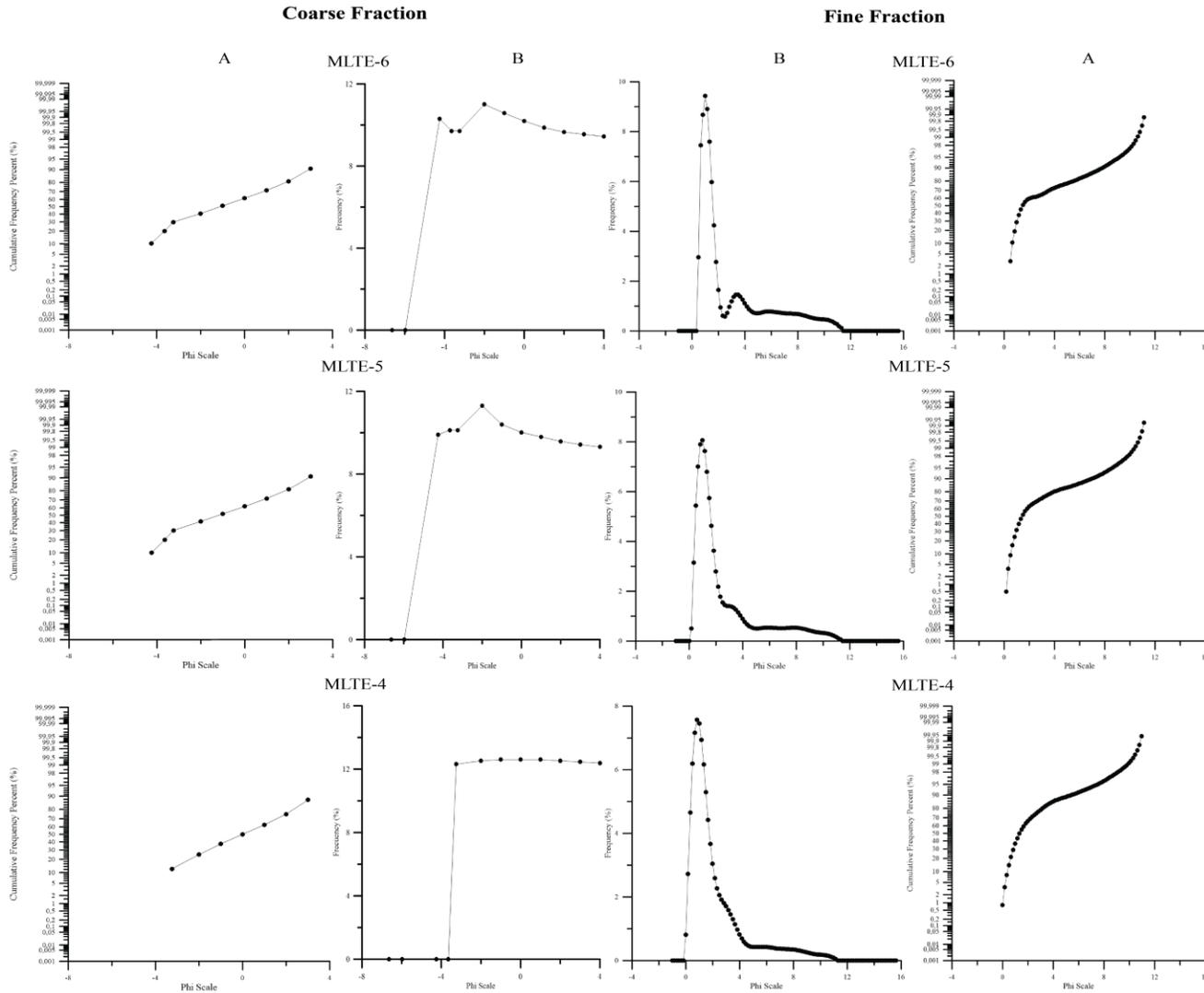


Figura 55. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.



Main Parameters

Fine

SAMPLE	MLTE-6
MEAN (M)	2.9
SORTING (σ)	2.7
SKEWNESS (Sk)	0.8
KURTOSIS (K)	1.0

SAMPLE	MLTE-5
MEAN (M)	2.4
SORTING (σ)	2.3
SKEWNESS (Sk)	0.7
KURTOSIS (K)	1.4

SAMPLE	MLTE-4
MEAN (M)	1.8
SORTING (σ)	1.9
SKEWNESS (Sk)	0.6
KURTOSIS (K)	1.6

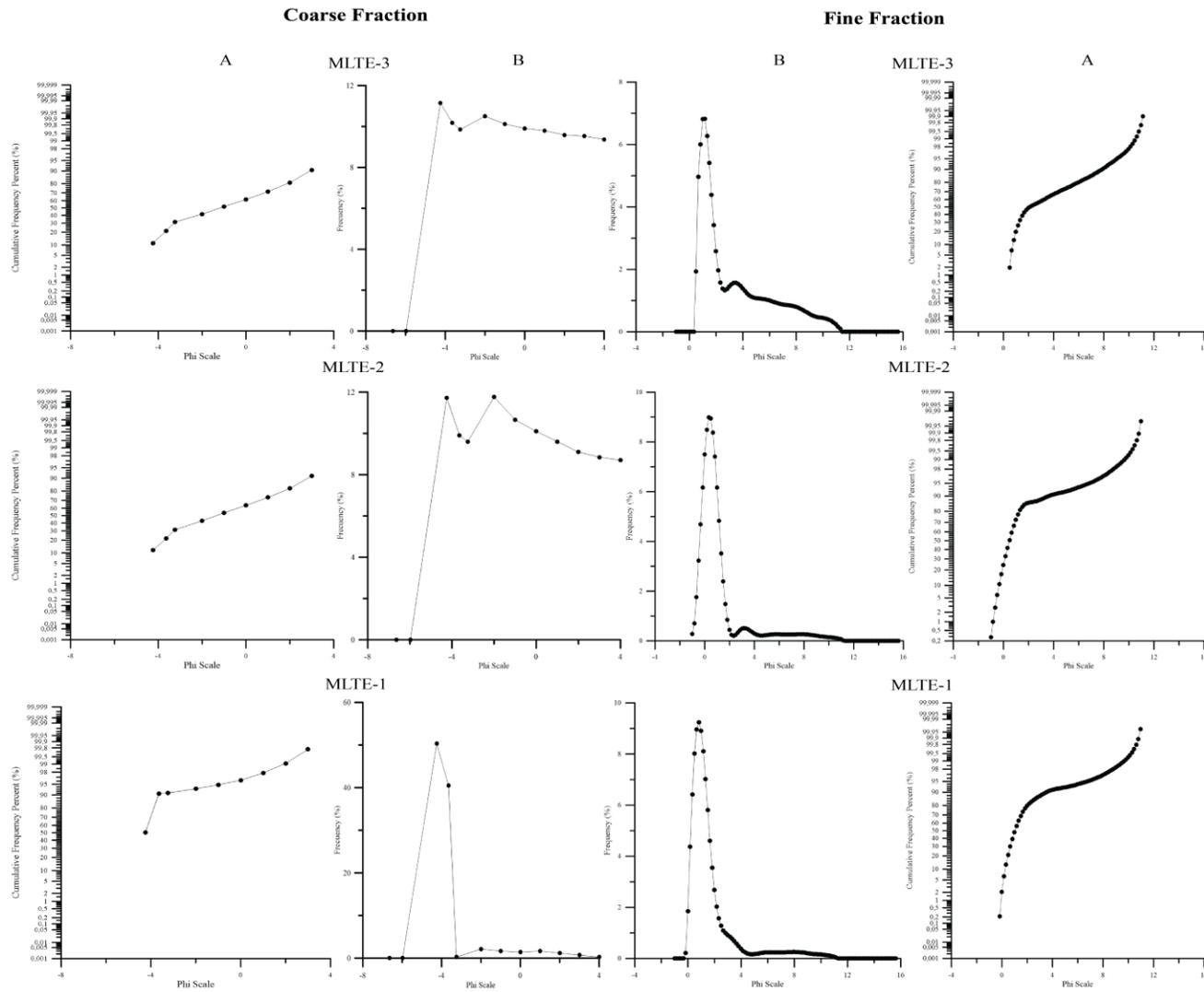
Coarse

SAMPLE	MLTE-6
MEAN	-0.9
SORTING	2.9
SKEWNESS	0.1
KURTOSIS	0.7

SAMPLE	MLTE-5
MEAN	-0.9
SORTING	2.8
SKEWNESS	0.1
KURTOSIS	0.7

SAMPLE	MLTE-4
MEAN	-0.1
SORTING	2.5
SKEWNESS	0.0
KURTOSIS	0.7

Figura 56. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.



Main Parameters

Fine

SAMPLE	MLTE-6
MEAN (M)	2.9
SORTING (σ)	2.7
SKEWNESS (Sk)	0.8
KURTOSIS (K)	1.0

SAMPLE	MLTE-5
MEAN (M)	2.4
SORTING (σ)	2.3
SKEWNESS (Sk)	0.7
KURTOSIS (K)	1.4

SAMPLE	MLTE-4
MEAN (M)	1.8
SORTING (σ)	1.9
SKEWNESS (Sk)	0.6
KURTOSIS (K)	1.6

Coarse

SAMPLE	MLTE-3
MEAN	-0.9
SORTING	2.9
SKEWNESS	0.1
KURTOSIS	0.7

SAMPLE	MLTE-2
MEAN	-1.1
SORTING	2.9
SKEWNESS	0.1
KURTOSIS	0.8

SAMPLE	MLTE-1
MEAN (M_z):	-4.5
SORTING (σ_z):	1.2
SKEWNESS (Sk_z):	0.0
KURTOSIS (K_z):	1.6

Figura 57. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura.

g. Laguna Laura Sección Distal

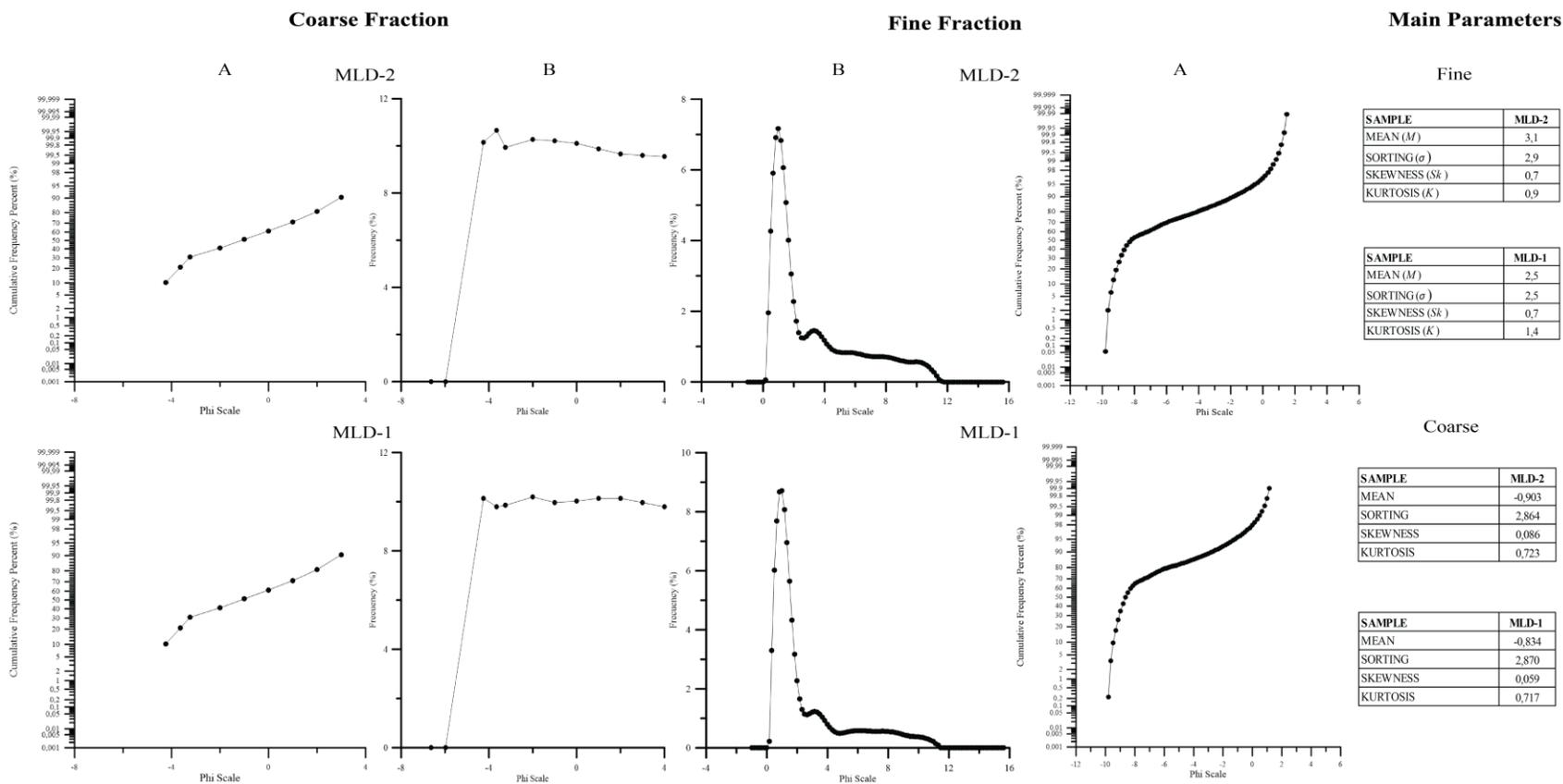


Figura 58. Curvas granulométricas de frecuencia acumulada (A) y de distribución de tamaño promedio de grano (B). A la derecha se pueden observar los principales parámetros granulométricos para cada muestra disponible de la localidad de Laguna Laura Sección Distal.

D. Anexo D
 Campañas anteriores
 a. Los Espinos Este (LEE)

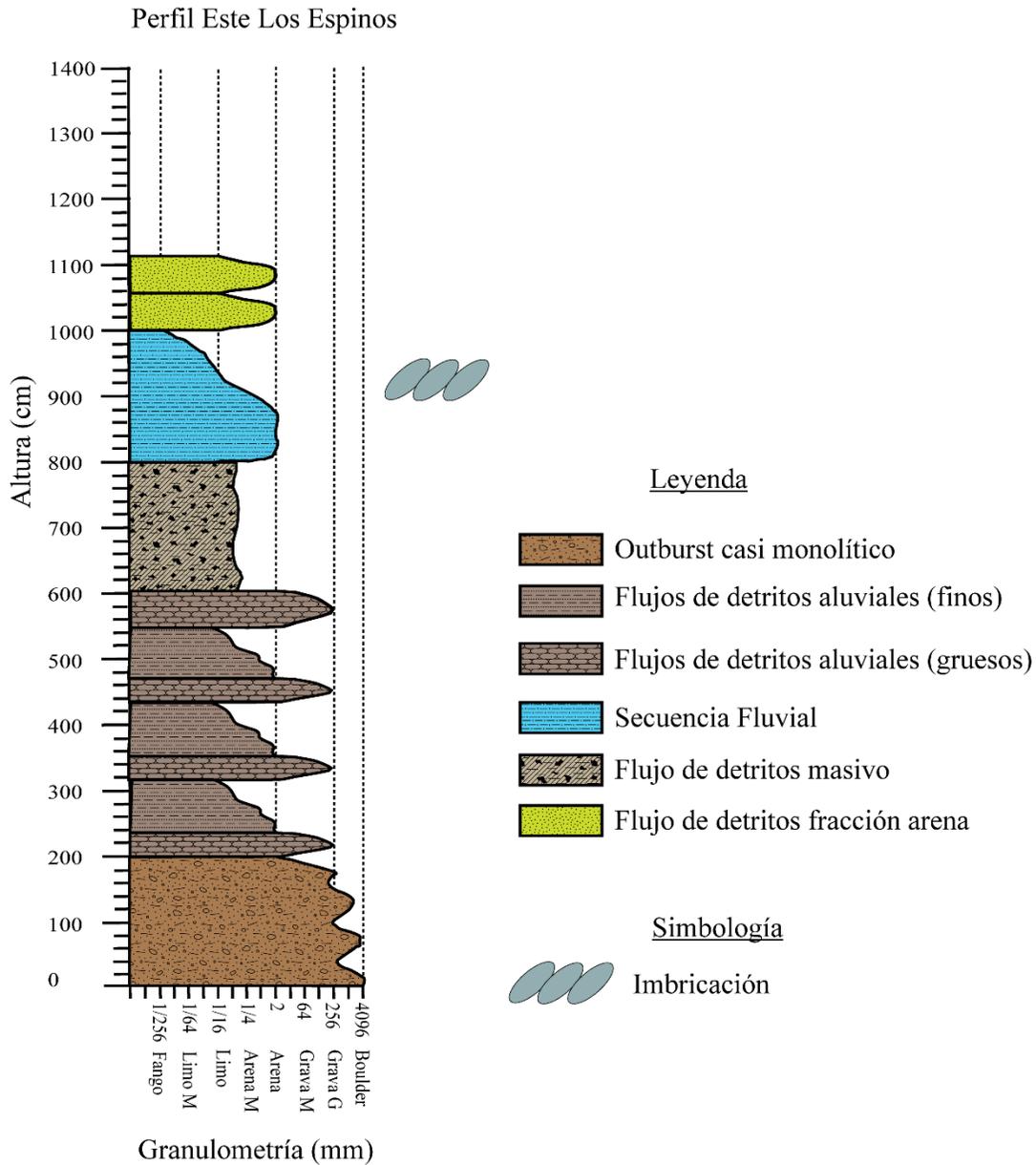


Figura 59. Columna correspondiente a la localidad de Los Espinos Este.

La sección correspondiente a LEE se divide en 5 unidades de techo a base:

- E1: Niveles finos de arena fina a gruesa con algo de estratificación. Flujo de detritos similar a C1.
- D1: Secuencia fluvial, clastos orientados 210, 10°SE; Rake 120/20.

- C1: Niveles de flujos de detritos masivo. Algo de laminación, pero mucho más fino con tamaños arena y media a gravas menores.
- B1: Niveles de flujos de detritos aluviales que alternan finos y gruesos. Secuencia similar a la encontrada aguas arriba (Portillo).
- Outburst: Outburst casi monolítico con bloques de vulcanita grisácea. Niveles finos y otros más gruesos. Bloques de hasta 0.80 m.

b. Los Espinos Oeste (LEO)

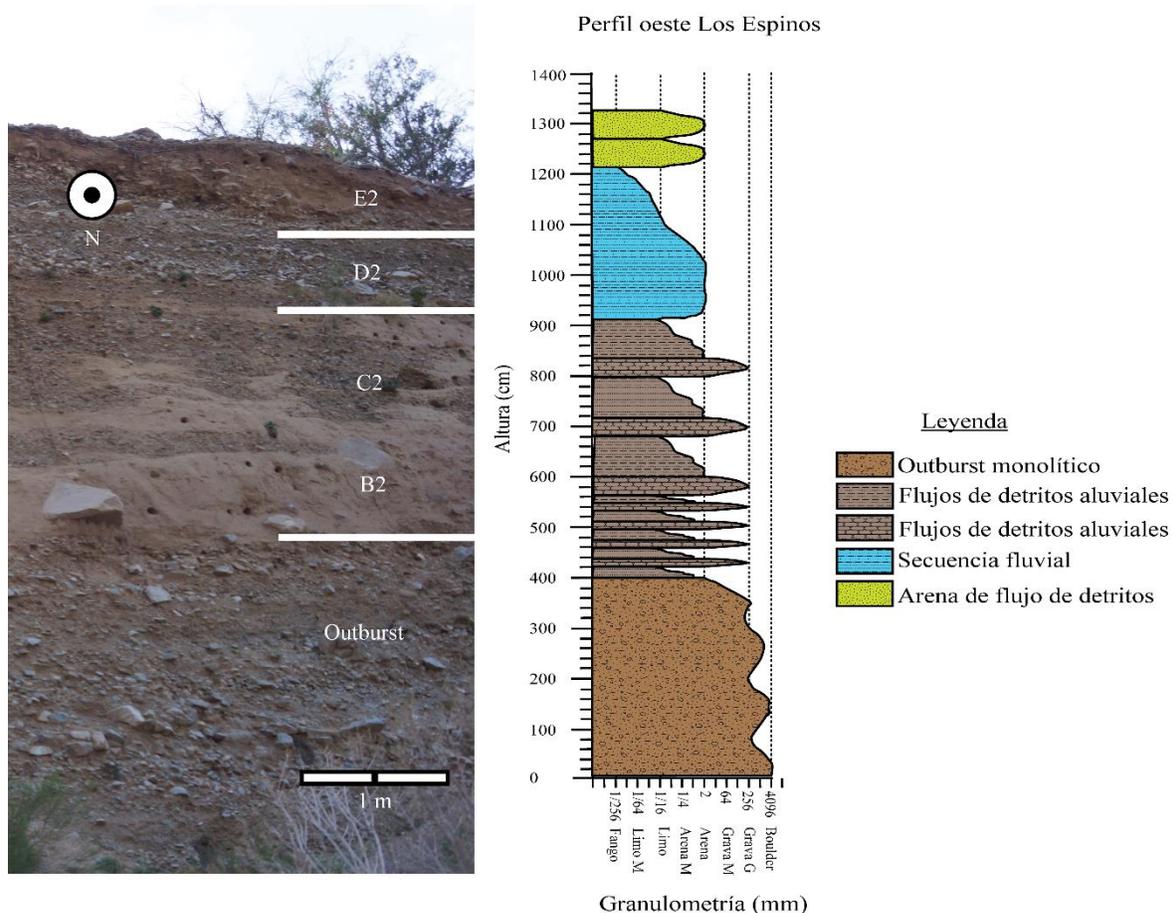


Figura 60. Columna correspondiente a la localidad de Los Espinos Oeste.

La sección correspondiente a LEE se divide en 5 unidades de techo a base:

- E2: Niveles finos de arena fina a gruesa con algo de estratificación. Flujo de detritos similar a C1.
- D2: Secuencia fluvial con clastos orientados 210, 10°SE, rake 120/20.
- C2: Niveles de flujos de detritos aluviales que alternan finos y gruesos. Secuencia similar a la encontrada agua arriba (portillo).
- B2: Niveles de flujos de detritos aluviales que alternan finos y gruesos. Secuencia similar a la encontrada agua arriba (Portillo).

- Outburst: Outburst casi monolítico con bloques de vulcanita grisácea. Niveles finos y otros más gruesos. Bloques de hasta 0.80 m.
- c. El Peñón Campaña Previa (EPCP)

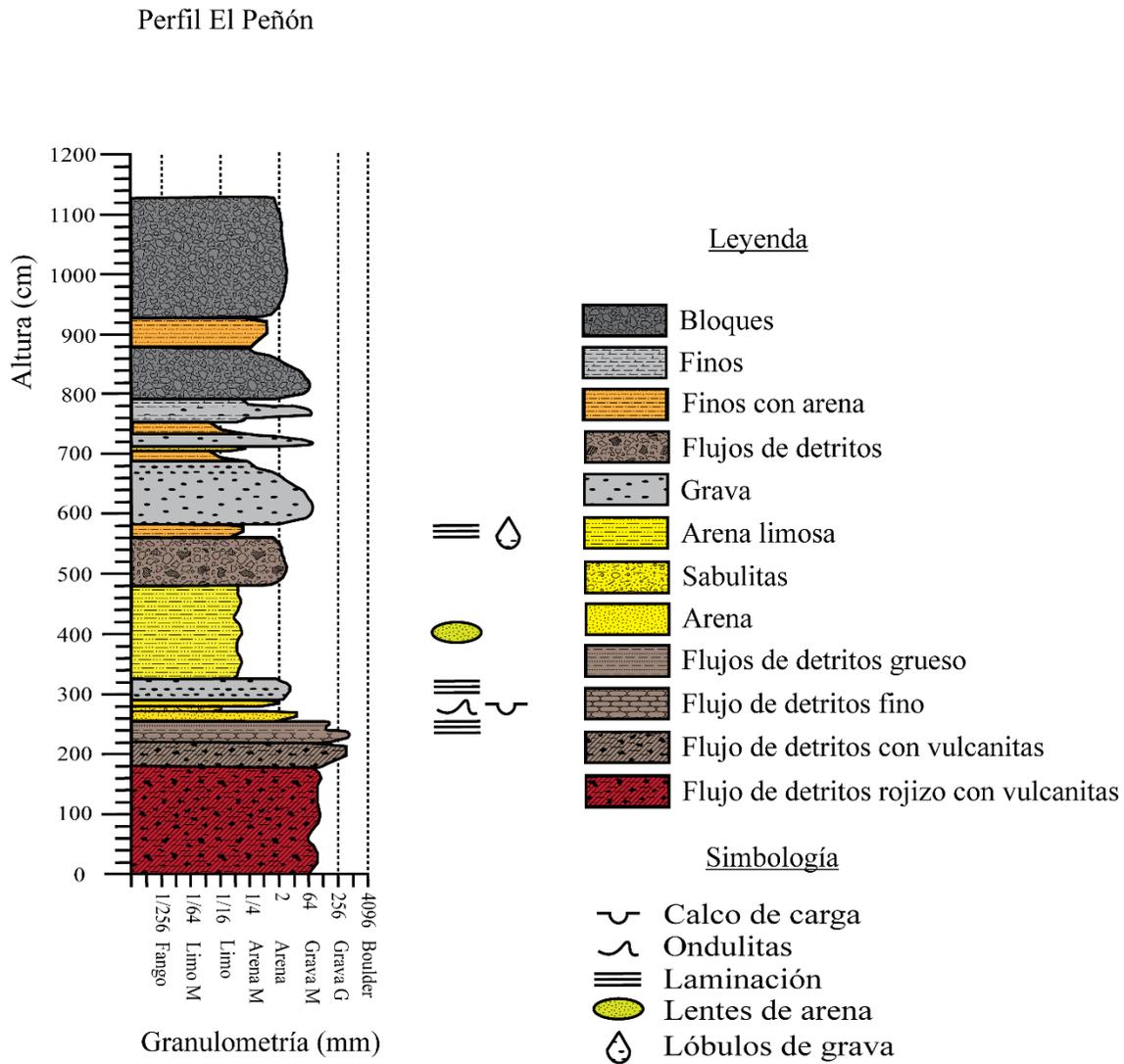


Figura 61. Columna correspondiente a la localidad de El Peñón Campaña Previa.

La sección correspondiente a EPCP se divide en 19 unidades. De techo a base:

- 19: Conglomerados clasto-soportados de bloques con un diámetro de 2 a 20 cm (promedio 6 a 8 cm), en matriz (20% del total).
- 18: Limo y arenas. Arena fina a media masiva.
- 17: Bloques clasto-soportados, con un diámetro de 2 a 20 cm (promedio 6 a 8 cm), en matriz (20% del total).
- 16: Intercalaciones de finos con gravas.
- 15: Limos y arenas.
- 14: Gravas con diámetro de 1 a 10 cm (promedio de 3 a 4 cm), en matriz (15%).

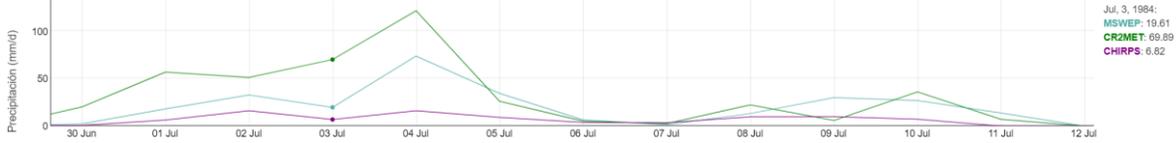
- 13: Arenas media suelta.
- 12: Limos con arenas finas y lentes de grava.
- 11: Gravas con diámetros de 6 a 20 cm. Predominan 7 cm de diámetro, subredondeadas a angulosas.
- 10: Finos y arenas con limo finamente laminadas con laminaciones menores de gravas laminadas.
- 9: Flujo de detritos con bloques con diámetros de 2 a 40 cm, predominan 7 cm de diámetro, matriz (40%), subangulosos a ángulos.
- 8: Arena fina con limo, se observan bancos menores de diámetro más grueso tipo sabulitas (psamitas gruesas, clastos entre 2 a 4 mm).
- 7: Grava laminada con bloques de diámetros 2 a 4 cm, clasto-soportadas, sin matriz (5% del total).
- 6: Arena fina con limo. Presentan ondulitas y estructuras de carga.
- 5: Sabulitas clasto-soportadas con escasa matriz (10%) y bloques de 2 a 4 cm de diámetro.
- 4: Arena gruesa a media, casi macizo.
- 3: Flujos de detritos laminados y disectados por flujos más gruesos. Bloques de 2 a 4 cm. Arena gruesa la mayoría. En matriz (40 a 60% del total).
- 2: Flujo de detritos y bloques de 4 a 30 cm, principalmente vulcanistas grises, en matriz (20% del total).
- 1: Flujo rojizo con bloques de 2 a 20 cm (promedio 5 a 7 cm) en matriz (40 a 60%) de vulcanitas grises/verdes/negras, subredondeados a subangulosos. Sin laminación.

E. Anexo E

Datos disponibles de precipitaciones por día en plataforma CAMELS (Alvarez-Garreton et al., 2018).

a. Julio 1984

Cuenca 5401002 - Río Juncal Ante Junta Río Blanco (Lat. -32.9, Lon. -70.29)
Área: 504 km² Precip. anual media CR2MET: 431 mm. Índice áridez: 1.3
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3471, 1437 m s.n.m.



b. Agosto 1987

Cuenca 5401002 - Río Juncal Ante Junta Río Blanco (Lat. -32.9, Lon. -70.29)
Área: 504 km² Precip. anual media CR2MET: 431 mm. Índice áridez: 1.3
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3471, 1437 m s.n.m.



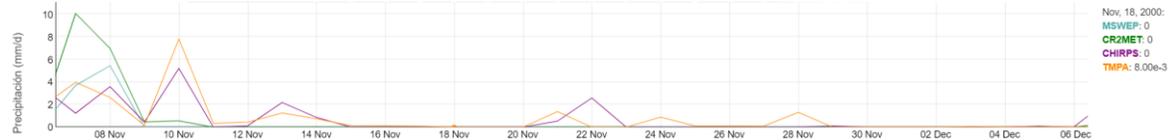
c. Diciembre 1995

Cuenca 5403002 - Río Aconcagua En Río Blanco (Lat. -32.91, Lon. -70.3)
Área: 894.7 km² Precip. anual media CR2MET: 440 mm. Índice áridez: 1.3
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3466, 1411 m s.n.m.



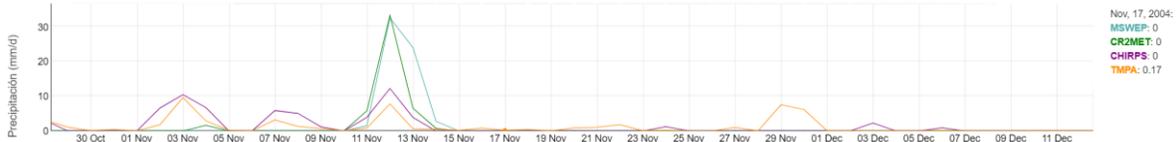
d. Noviembre 2000

Cuenca 5401003 - Río Juncal En Juncal (Lat. -32.86, Lon. -70.17)
Área: 343.1 km² Precip. anual media CR2MET: 437 mm. Índice áridez: 1.2
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3662, 2124 m s.n.m.



e. Noviembre 2004

Cuenca 5401003 - Río Juncal En Juncal (Lat. -32.86, Lon. -70.17)
Área: 343.1 km² Precip. anual media CR2MET: 437 mm. Índice áridez: 1.2
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3662, 2124 m s.n.m.



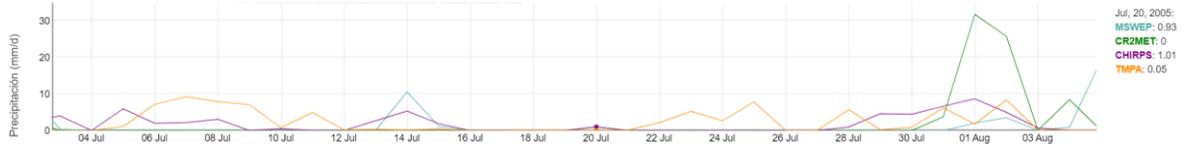
f. Enero 2005

Cuenca 5401003 - Río Juncal En Juncal (Lat. -32.86, Lon. -70.17)
Área: 343.1 km² Precip. anual media CR2MET: 437 mm. Índice áridez: 1.2
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3662, 2124 m s.n.m.



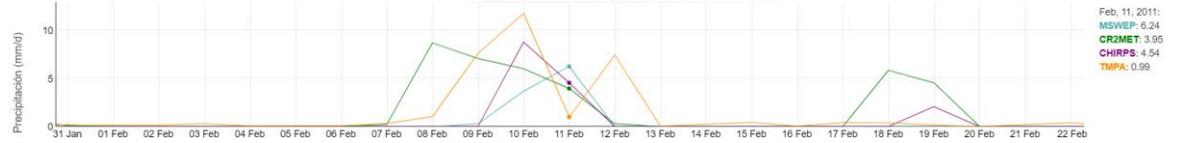
g. Julio 2005

Cuenca 5401003 - Rio Juncal En Juncal (Lat. -32.86, Lon. -70.17)
Área: 343.1 km² Precip. anual media CR2MET: 437 mm Índice áridez: 1.2
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3662, 2124 m s.n.m.



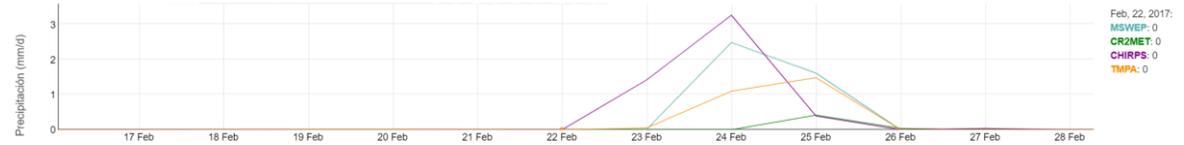
h. Febrero 2011

Cuenca 5401002 - Rio Juncal Ante Junta Rio Blanco (Lat. -32.9, Lon. -70.29)
Área: 504 km² Precip. anual media CR2MET: 431 mm Índice áridez: 1.3
Cota (máx., media, punto salida): 5924, 3471, 1437 m s.n.m.



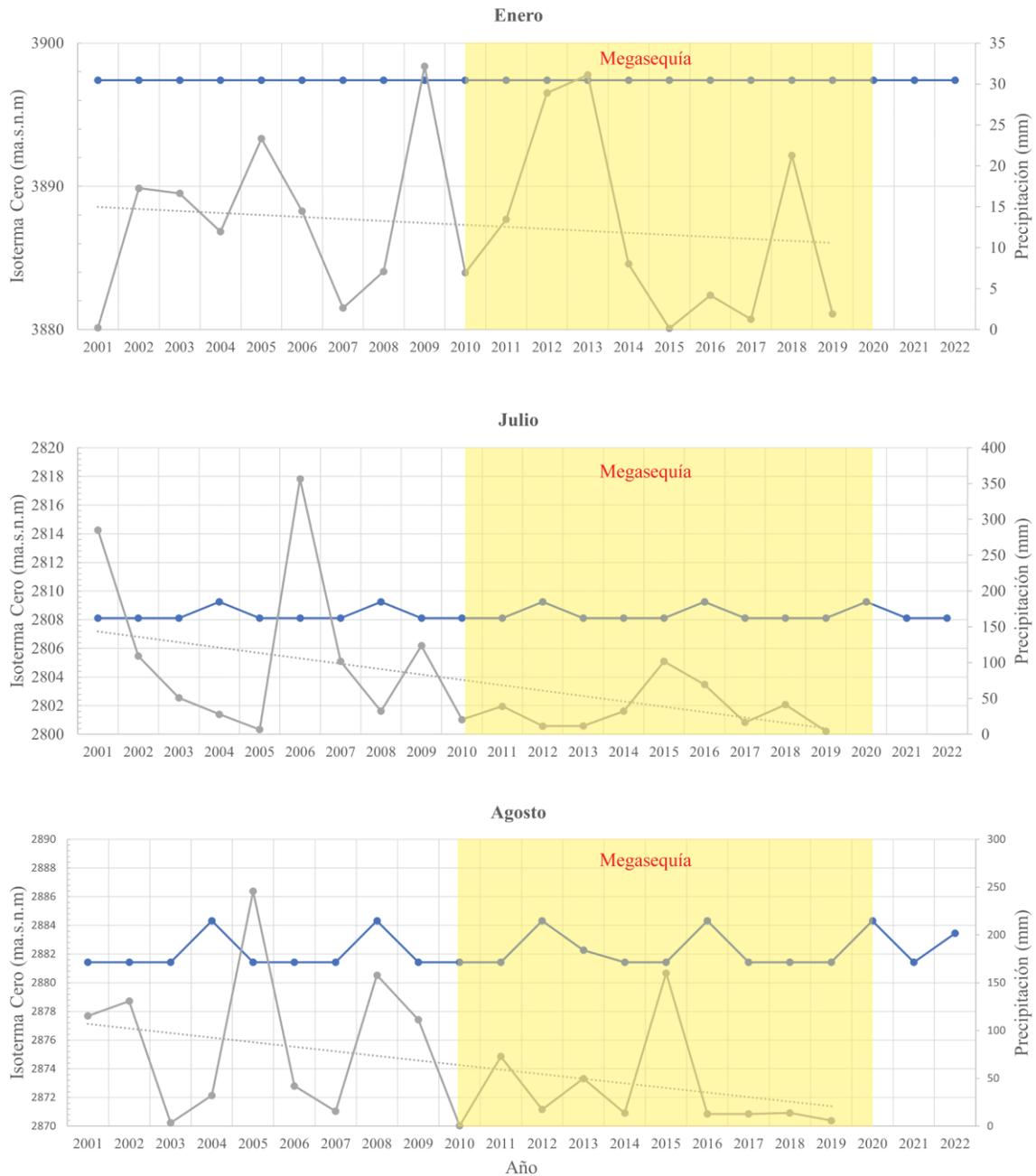
i. Febrero 2017

Cuenca 5411002 - Estero Pocuro Antes Junta Rio Aconcgua (Lat. -32.76, Lon. -70.72)
Área: 488.8 km² Precip. anual media CR2MET: 393 mm Índice áridez: 3
Cota (máx., media, punto salida): 3591, 1393, 635 m s.n.m.



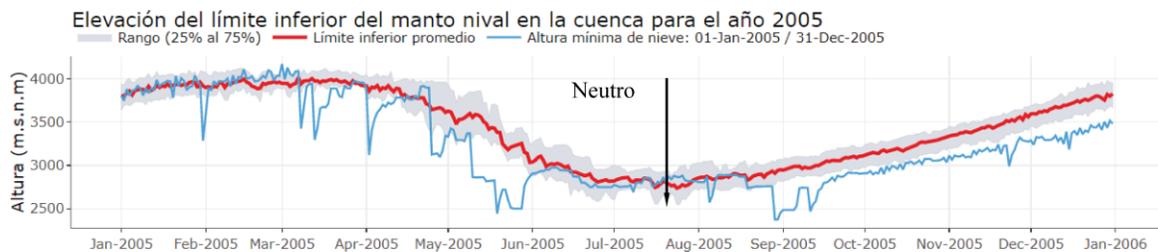
F. Anexo F

Datos disponibles de niveles de isoterma cero (línea celeste) y precipitaciones (línea gris) en la zona de estudio, en el contexto de la Megasequía (Alvarez-Garreton et al., 2018; Fuentealba et al., 2021). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR)², <https://www.observatorioandino.com>, 2023.



G. Anexo G

Registro de Isoterma Cero de la cuenca del Aconcagua para los eventos históricos identificados en la zona de estudio y sus condiciones ENOS (Center NOAAACP, 2001). Datos provenientes de los sensores MODIS Terra & Aqua, procesados por el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile, IANIGLA-CONICET y (CR)², <https://www.observatorioandino.com>, 2023.





H. Anexo H

Eventos históricos y sus niveles respectivos de isoterma. Los valores destacados indican registros sobre el promedio de altura.

Evento	Fecha	Isoterma (m.s.n.m.)	Isoterma Promedio (m.s.n.m.)	Observaciones Días Previos	Diferencia de Nivel (m)
Flujo de detrito	18 Noviembre de 2000	3177	3460		283
Flujo de detrito	17 de Noviembre de 2004	3136	3440	6 días previos al evento estaba sobre niveles promedio	304
Flujo de detrito	13 de Enero de 2005	3874	3883	Grandes variaciones de 30 m días anteriores	9
Avalancha de nieve (Aludes)	20 de Julio de 2005	2864	2761	Sobre el promedio días anteriores	-103
Flujo de detrito	11 de Febrero de 2011	3616	3956	Sobre 80 m el 9 de febrero	340
Flujos de detritos	24-26 de Febrero 2017	3910	3950	Más de 100 m de diferencia el día anterior	40
Inundaciones	24-26 de Febrero 2017	4043	3951	Datos 25 de Febrero	-92
Flujos de detritos	24-26 de Febrero 2017	4110	3965	Datos 26 de Febrero	-145