



Universidad de Concepción

Dirección de Postgrado

Facultad de Ciencias Químicas -Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas

**ESTUDIO DE DEFORMACIONES SUPERFICIALES DE LADERAS ASOCIADAS A
EVENTOS HIDROMETEOROLÓGICOS MEDIANTE MODELOS NUMÉRICOS Y
SENSORES REMOTOS: CASO DE ESTUDIO EN LA LADERA NORTE DEL RIO BIOBIO**

Tesis para optar al grado de doctor en Ciencias Geológicas

IVO JANOS FUSTOS TORIBIO

CONCEPCIÓN-CHILE

2017

Profesor Guía: Dr. Rodrigo Abarca del Río

Dpto. de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Universidad de Concepción

Dedicado a Asunción y Nataly



AGRADECIMIENTOS

Cuando me siento a revisar este documento, fruto del esfuerzo de cuatro años de mi vida, es imposible no ponerse a pensar en el camino recorrido. Este trabajo no es la culminación del trabajo de una sola persona, sino que del esfuerzo conjunto de muchas personas que me han apoyado hasta llegar al lugar que me encuentro ahora. Este camino empezó hace 28 años en las lejanas tierras del norte de Chile y se fue desarrollando con el empuje de mis padres, que siempre velaron por apoyarme y nutrirme para que creciese como un árbol fuerte. Agradezco primeramente a mi madre, que siempre veló por el bienestar de mi hermano y el mío durante nuestra niñez (incluso hasta ahora). Agradezco también a todas las personas que me apoyaron en la temprana etapa de la educación básica y media, en mi querido Instituto Claret. Gracias al esfuerzo de ese cuerpo docente comprometido pude entrar a la gloriosa Universidad de Concepción, donde fui alimentado por el vital elixir del constante cuestionamiento al mundo natural que nos rodea, por parte de los docentes de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Agradezco a los anónimos docentes que nos prepararon clases magistrales, con el objetivo de sacar lo mejor de nosotros, hasta el punto de formar una generación de geocientistas enfocados en responder a los requerimientos del país.

También quiero agradecer a los docentes del Departamento de Ciencias de la Tierra, en especial a la Dra. Oliveros y Dr. Tassara por creer en mí, dándome la oportunidad para ingresar al doctorado en Ciencias Geológicas y contribuir con un pequeño grano de arena al incremento del conocimiento. De la misma manera, quiero agradecer a los miembros de la comisión doctoral inicial compuesta por la Dra. Mardones, Dr. Araya y MSc. Gonzalez. Gracias a la Dra. Mardones por su constante supervisión, comentarios y sugerencias que permitieron muchas veces replantear mis preguntas desde otro punto de vista para poder responderlas. Gracias al Dr. Araya en la etapa final del doctorado por el tiempo dedicado en mi trabajo, cayendo muchas veces en responsabilidades que iban más allá de las que le correspondían. Y muchas gracias a la MSc. Gonzales por su gran apoyo en las etapas tempranas del doctorado, por sus sugerencias y consejos en momentos que existió problemas de comunicación entre la geofísica y la geología. Este trabajo lleva una marca muy importante de ellos, por lo cual les estaré agradecido siempre.

De la misma manera, quiero agradecer a mi tutor, el Dr. Abarca por guiarme en el transcurso de estos cuatro años. Por enseñarme el camino del académico con sus virtudes y falencias. Gracias por el apoyo en momentos críticos y gracias por su colaboración durante mi proceso formativo en Francia. También quiero agradecer a los grandes colegas que conocí durante la pasantía doctoral financiado por CONICYT, en el laboratorio de Geofísica y Oceanografía Espacial (LEGOS); al Dr. Dominique Remy y Dr. Philippe Durand, por su apoyo en el desarrollo del análisis interferométrico. A mis grandes

amigos Da, Taina y Robson por el tiempo compartido en las lejanas tierras galas. A Geraldine, Brice y Pauline por hacerme sentir en casa y como uno más de la pandilla.

Formalmente quiero agradecer a CONICYT por el apoyo financiero entregado a través de la beca de doctorado 21120451, la cual me permitió costear la colegiatura del programa, gastos operacionales y pasantías de intercambio. Al CNES y CNRS, por cofinanciar mi estadía en Francia durante mi estancia en la ciudad de Toulouse. Al IGSSE de la Universidad Técnica de Munchen, por el apoyo financiero para la asistencia a su conferencia en la ciudad de Raitenhaslach. A InnovaBiobio, por financiar parcialmente mi doctorado a través de los proyectos 13.671-EM.CIE y 14.151-EM.CIE.

También quiero agradecer a mis amigos/colegas/hermanos de la vida Roberto, Osvaldo, María José, Diego, Patricio, Marcelo S., Richard y Cristian, por hacerme sentir durante estos cuatro años una constante aventura llena de alegrías y desafíos, con interesantes y profundas conversaciones acompañadas por una cerveza. Ellos me mostraron que a veces la vía del académico o investigador es vacía, si no tienes unos oídos que te escuchen o te orienten cuando estás en un mar de dudas e incertezas que pueden alterar tu toma de decisiones.

Finalmente, quiero agradecer a la mujer que me acompañará el resto de mi vida, Nataly, gracias por aguantarme todos estos años y aun así, querer seguir a mi lado por muchos años más. Gracias por escucharme y hacerme reír en los momentos más nebulosos, gracias por apoyarme en cada una de mis aventuras y tozudeces. Y mil gracias por ser la persona que eres.

RESUMEN

La ladera norte del río Biobío ($\sim 36.9^{\circ}\text{S}$, $\sim 73.0^{\circ}\text{W}$, LNB), ubicada en la zona centro sur de Chile, es una zona con un activo cambio del relieve producto de procesos endógenos y exógenos. Dentro de los procesos transformadores del relieve, esta zona experimenta constantes procesos de remoción en masa de distintos tipos (deslizamientos, flujos, procesos lentos, etc.), los cuales pueden afectar a la población. Actualmente, la influencia de los distintos factores que inciden en la generación de procesos de remoción en masa en LNB no está completamente cuantificada.

Durante los últimos años, nuevas corrientes en Geociencias han buscado integrar diferentes metodologías con el objetivo de comprender fenómenos y procesos que de manera individual resultan complejos. Esta filosofía puede ser utilizada para estudiar procesos de remociones en masa en ZLNB. De esta forma, se desarrolló un complemento de técnicas in-situ, sensores remotos, modelación numérica (determinista y empírica) y análisis in-situ para estimar procesos de remoción en masa en ZLNB. Se estudió la estructura interna de la ladera a partir de tomografía de resistividad eléctrica (TRE o ERT por sus siglas en inglés), midiendo las tasas de deformación mediante interferometría de radar de apertura sintética (SAR). Un modelo de balance de masa fue implementado para reproducir el intercambio de agua en los primeros metros de suelo. Simultáneamente, un modelo de elemento finito (FEM) permitió comprender la distribución espacio/temporal de los esfuerzos normales en las laderas. Finalmente, se implementó un modelo estadístico para comprender la relación a largo plazo entre el clima y los procesos de remoción en masa en la zona.

Resultados de ERT muestra la presencia de medios limosos y arcillosos, materiales presentes comúnmente en procesos de remoción en masa lento. Estos resultados son consistentes con los patrones de deformación superficial observados mediante InSAR durante periodos de intensa precipitación. Los resultados del modelo de balance de masa confirman una variabilidad espacial de humedad, la cual propicia la generación de procesos de remoción en masa de tipo lento. A partir de un modelo FEM, se propone que la zona sufre de una distribución de esfuerzos no uniforme, tanto en tiempo como espacio. Existe una variabilidad en la magnitud de los esfuerzos normales en las laderas, lo que genera un desplazamiento de la ladera consistente con los efectos de procesos de remoción en masa lentos según evidencia de terreno. Resultados de modelos estadísticos establecen relaciones entre fenómenos de escala global (ENOS y AAO) y fenómenos locales (precipitación) con PRM en la zona durante meses de intensa precipitación. Los PRM son controlados principalmente por precipitación, sin embargo existe una fuerte influencia del ENOS en desmedro del AAO. Esto indica que localmente, el ENOS juega un papel mucho mayor en comparación a los efectos climáticos de alta latitud.

De esta manera, en esta tesis doctoral se implementó técnicas de estudio para procesos de remoción en masa no desarrolladas en el sur de Chile. Estos resultados son consistentes con la literatura previa, permitiendo a las autoridades una mejor gestión de la información desde una perspectiva geocientífica. Sin embargo, quedan otros tipos de procesos de remoción en masa sin explicar durante este estudio, tal como el flujo de lodo o deslizamientos de terreno registrados durante el periodo de estudio. Es necesario poder refinar las metodologías propuestas integrando esquemas físico-matemáticos que permitan reconstruir la física de los PRM no representados. De esta forma, este estudio abre la ventana para que, en posteriores trabajos, se pueda investigar los procesos de remoción en masa en la zona Centro-Sur de Chile mediante una mirada interdisciplinaria abordándola desde la geología, geofísica y matemática en zonas con información limitada.



ABSTRACT

The north hillside of the Biobio River (LNB in Spanish, 36.9° S, 73.0° W), located in south-central Chile, is an area characterized by active topographical changes due to endogenous and exogenous processes. This area undergoes constant mass wasting processes of different types (slides, flows, slow movement processes, etc.) that can potentially harm the population. The influence of different factors in the generation of mass wasting processes is not fully quantified.

In recent years, new trends in Geosciences have sought to integrate complementary methodologies in order to understand the factors and processes that otherwise are difficult to explain. This approach can be applied to study mass wasting processes in the LNB. Thus, complementary techniques like as in-situ, remote sensing and numerical modelling (deterministic and empirical) to estimate mass removal processes in ZLNB were developed. The internal slope structure was studied using electrical resistivity tomography (ERT), deformation measures were developed by interferometric synthetic aperture radar (InSAR). A mass balance model was generated to reproduce the water exchange in the first meters of soil. Simultaneously, a finite element model (FEM) allowed understanding the space/time distribution of stress at the slopes. Finally, a statistical model was implemented to understand the long-term relationship between climate and processes landslides in the area.

ERT technique denotes presence of silty and clayey materials which are very important in slow mass wasting processes. These results are consistent deformation patterns derived from InSAR during intense rainfall periods. The mass balance model shows a spatial variability of soil moisture that eventually promotes the generation of slow movement processes. Simultaneously, the FEM results suggest that the area suffers a non-uniform stress distribution in the time and space domains. These stresses generate a movement of the hillside that is consistent with slow mass wasting processes observed on the field. Results of statistical models establish relationships between global phenomena (ENSO and AAO) and local phenomena (rainfall) with mass wasting processes (MWP) in the area during intense rainfall season. Therefore, MWP is mainly driven by precipitation. However, a strong influence of ENOS exists despite the AAO. This indicates that ENOS shows a greater effect compared to the high-latitude climatic impact.

Therefore, in the current PhD thesis a integration of techniques to investigate slow mass wasting processes were implemented for the first time in southern Chile. These results are consistent with previous literature, allowing authorities to better information manage from a geoscientific

perspective. However, other types of mass wasting processes, such as a mudflow and landslides that occurred during the time frame of the study were not represented. It is necessary to refine the set of proposed methodologies to integrate physical-mathematical schemes in order to reproduce the physics of the PRM not addressed. Simultaneously, this research offers to stakeholders a new source of information for mass wasting processes in the LNB. Thus, this study opens the window so that, future works can investigate landslide processes in south-central Chile through an interdisciplinary look, addressing this issue from the geology, geophysics and mathematics point of view in areas with limited information



Tabla de contenidos

Agradecimientos	iii
Resumen	v
Abstract.....	vii
Indice de Figuras	xvi
ÍNDICE DE TABLAS	xxi
1 Introducción: Marco conceptual de la tesis.....	2
<i>1.1 Remociones en masa: Conceptos y definiciones.....</i>	<i>2</i>
1.1.1 Caídas de roca	2
1.1.2 Deslizamientos	3
1.1.3 Flujos.....	4
1.1.4 Extensiones laterales	4
<i>1.2 Descripción del problema científico.....</i>	<i>5</i>
1.2.1 Variables implicadas en el análisis de susceptibilidad ante procesos de remoción en masa..	5
1.2.2 Utilización de modelos en procesos de remoción en masa	6
1.2.3 Limite del uso de modelos para análisis de susceptibilidad	6
1.2.4 El caso de ladera norte del Río Biobío	7
<i>1.3 Hipótesis de trabajo.....</i>	<i>8</i>
<i>1.4 Objetivos.....</i>	<i>8</i>
1.4.1 Objetivo general.....	8
1.4.2 Objetivos específicos	8
<i>1.5 Área de estudio: zona ladera norte del río biobío (ZLNB).....</i>	<i>9</i>

1.5.1	Características Generales de la Zona de Estudio.....	10
1.5.2	Contexto tectónico	10
1.5.3	Características Geológicas	10
1.5.3.1	Rocas metamórficas	11
1.5.3.2	Rocas intrusivas	11
1.5.3.3	Rocas sedimentarias	12
1.5.3.4	Depósitos superficiales de tipo fluvial y marino	12
1.5.4	Contexto estructural	12
1.5.5	Características Geomorfológicas.....	13
1.5.6	Usos de suelos.....	13
1.5.7	Antecedentes de PRM en la zona de estudio y alrededores	15
1.5.8	Eventos de PRM durante el último tiempo	17
1.6	<i> Materiales y Métodos</i>	19
1.6.1	Análisis exploratorio de la zona.....	20
1.6.1.1	Sensoramiento remoto.....	20
1.6.1.2	Análisis de datos en terreno	20
1.6.2	Análisis mediante modelos numéricos.....	22
1.6.2.1	Análisis de caso mediante alta resolución espacio/temporal: Enfoque determinista.....	23
1.6.2.2	Análisis de caso mediante alta resolución espacio/temporal: El caso del enfoque estocástico	26
1.7	<i> Resultados metodológicos preliminares: Base de datos</i>	27
1.7.1	Factor Atmosférico	28
1.7.1.1	Disponibilidad de Series de Tiempo Meteorológicas.....	28
1.7.2	Cobertura Vegetal	30
1.7.3	Humedad del Suelo	32
1.7.4	Textura de Suelos y Modelo de Elevación de Terreno.....	34

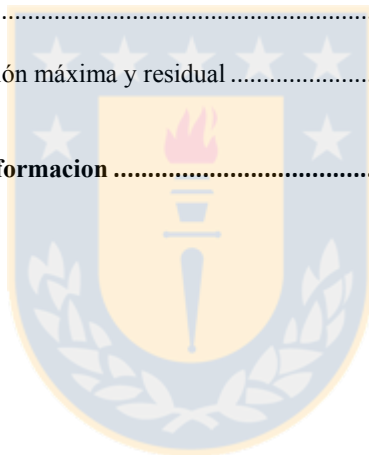
1.8	<i>Sumario</i>	35
1.9	<i>Propuesta de hilo conductor de la presente tesis</i>	36
2	Slow movements observed with in-situ and remotely sensed techniques in the Central Zone of Chile	39
2.1	<i>Abstract</i>	39
2.2	<i>Introduction</i>	40
2.3	<i>Study Area and methodology</i>	41
2.3.1	Study Area	41
2.3.2	Methodology.....	42
2.3.2.1	SAR.....	43
2.3.3	Electrical Resistivity Tomography (ERT).....	45
2.4	<i>Results</i>	46
2.4.1	InSARanalysis.....	46
2.4.1.1	ERT Results	49
2.5	<i>Analysis and discussion</i>	51
2.6	<i>CONCLUSIONS</i>	53
3	Inestabilidad de ladera mediante sensores remotos y modelación numérica	57
3.1	<i>Introduction</i>	58
3.2	<i>Study area, database and methodology</i>	60
3.2.1	Study Area: North slope of the Biobío river (NSRB)	60
3.3	<i>Methodology</i>	61
3.3.1	Database and previous pre-processing	61
3.3.1.1	Atmospheric model.....	62

3.3.2	Mass equilibrium model.....	62
3.3.3	Factor of safety calculation	63
3.3.4	Scheme Validation	64
3.4	<i>Results</i>	64
3.4.1	Database.....	65
3.4.2	Mass equilibrium model.....	65
3.4.3	Zone A	66
3.4.3.1	Zone B.....	67
3.4.4	Temporal changes in the factor of safety and review of the terrain	69
3.5	<i>Discussion</i>	72
3.5.1	Database and atmospheric simulation	72
3.5.2	Mass equilibrium model.....	73
3.5.3	Factor of safety.....	74
3.6	<i>Conclusions</i>	77
3.7	<i>Acknowledgements</i>	78
4	Modelos de Deformacion	81
4.1	<i>Introducción</i>	81
4.2	<i>Metodología</i>	83
4.2.1	Modelo de mallado.....	83
4.2.2	Modelo mecánico propuesto	84
4.2.3	Modelo matematico del modelo de suelo.....	85
4.2.4	Modelo FEM.....	87
4.3	<i>Resultados</i>	90
4.4	<i>Análisis y Discusión</i>	97

4.4.1	Variaciones temporales de los campos de deformación.....	97
4.4.2	Distribución de esfuerzos.....	100
4.4.3	Interacciones atmosféricas con la ladera y potenciales implicancias.....	103
4.4.4	Relacion de deformación modelada vs contexto geológico	105
4.5	<i>Sumario</i>	106
5	A simple logistic model to understand the occurrence of flood events into the Biobío River Basin in central Chile	109
5.1	<i>Introduction</i>	110
5.2	<i>Study area</i>	112
5.3	<i>Database and methodology</i>	113
5.3.1	Logistic regressions.....	113
5.3.2	Database.....	114
5.3.3	Methodology.....	114
5.4	<i>Results</i>	118
5.4.1	Autumn	118
5.4.2	Winter	120
5.5	<i>Analysis</i>	121
5.6	<i>Discussion</i>	122
5.7	<i>Conclusions</i>	125
5.8	<i>Acknowledgements</i>	126
6	Relación clima/PRM de tipo lento	128
6.1	<i>Introducción</i>	128
6.2	<i>Metodología</i>	130

6.2.1	Base de datos.....	130
6.2.2	Metodología	132
6.3	<i>RESULTADOS</i>	133
6.4	<i>Análisis y discusión</i>	135
6.5	<i>Sumario</i>	137
7	Síntesis y discusión del problema abordado	139
7.1	<i>Mediciones remotas e in-situ</i>	139
7.2	<i>Estudios a alta resolución temporal</i>	141
7.2.1	Dinámica del agua en la zona.....	141
7.2.2	Susceptibilidad ante PRM.....	141
7.2.3	Modelos de deformación.....	142
7.3	<i>Estudios a baja resolución temporal</i>	146
8	Conclusiones	148
8.1	<i>Modelos numéricos de alta resolución temporal</i>	148
8.1.1	Conclusiones de procesos de remoción en masa mediante sensores remotos y técnicas in-situ.	148
8.1.2	Conclusiones de susceptibilidad ante procesos de remoción en masa.	148
8.1.3	Variabilidad temporal de la distribución espacial en los esfuerzos.....	149
8.2	<i>Modelos numéricos de baja resolución temporal</i>	150
8.3	<i>Comentarios finales</i>	150
8.4	<i>Perspectivas a futuro</i>	151
9	Referencias	153

10	Anexo: Detalle de ensayos getecnicos	199
10.1	<i>Extracción de las muestras</i>	199
10.2	<i>Ensayos.....</i>	199
10.2.1	Clasificación.....	199
10.2.2	Ensayo de Corte Directo.	204
10.2.2.1	Bloque 1	206
10.2.2.2	Bloque 2	207
10.2.2.3	Bloque 3	209
10.2.2.4	Bloque 4	210
10.2.3	Angulo de fricción máxima y residual	211
11	Anexo: Modelos de deformacion	214



INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Caída de rocas ocasionado por el terremoto del Maule de 2010 en caleta Los Bagres (36.615009°S, 72.960889°W). Fuente: Mardones <i>et al.</i> , 2012.	3
FIGURA 1.2 Deslizamiento de rocas cosísmico durante el terremoto del Maule de 2010 acorde a Mardones <i>et al.</i> (2012). Fuente: Mardones <i>et al.</i> , 2012.	4
FIGURA 1.3 Mapa geológico de la zona de estudio. Fuente: Elaboracion propia.	11
Figura 1.4 Perfil topográfico del sector de Chiguayante. Fuente: Peña, 1995.	14
Figura 1.5 Localización de clúster con zonas de riesgos de PRM. Fuente: Elaboracion propia.	16
Figura 1.6 Geomorfología de la zona de estudio. Fuente: Mardones <i>et al.</i> , 2005.	18
FIGURA 1.7 Registro 2005-2006 de procesos de remoción en masa de tipo fluido y traslaciones. Fuentes: Mardones <i>et al.</i> , 2005 y datos propios.	19
Figura 1.8 Resentación de la medición de potencial en un brazo mediante un arreglo de dipolo-dipolo. En este caso, N representa la separación relativa entre los pares de electrodos de corriente y potencial. . Fuente: Fustos et al., 2017.	22
Figura 1.9 Diseño de Dominios. Fuente: Elaboracion propia.	24
Figura 1.10 Comparación mediciones TIGO con modelo WRF. Fuente: Elaboracion propia.	25
FIGURA 1.11 Registro Meteorológicos Estación TIGO. Fuente: Elaboracion propia.	29
FIGURA 1.12 Clasificación Supervisada de la Zona de Estudio. Fuente: Elaboracion propia.	32
Figura 1.13 Cobertura global de datos de contenido de agua en el subsuelo (mm/mm) . Fuente: Elaboracion propia.	33
Figura 1.14 Modelo de elevación digital corregido. Fuente: Elaboracion propia.	35
Figure 2.1 Study zone with ERT profile locations and meteorological weather station (TIGO station). Source: Fustos et al., 2017.	42
Figure 2.2 Upper: Precipitation Climatology vs the year 2006 measured at TIGO station. Below: Rainfall data for 2006 year at daily scale. Stars correspond to the acquisition dates of SAR data. Source: Fustos et al., 2017.	44
Figure 2.3 Deformation (in meters) observed from June (orbit 2218) to August (orbit 2889). The δ zone is shown in blue, the ϵ zone in green and the ζ zone in red. The star corresponds to the reference point to remove the phase associated to topographic changes. Source: Fustos et al., 2017.	46
Figure 2.4 Deformation (in meters) observed between September (orbit 3560) and November (orbit 4231). The δ zone is shown in blue, the ϵ zone in green and the ζ zone in red. The star is the reference point to remove the phase associated with topographic change. Source: Fustos et al., 2017.	48

Figure 2.5 Deformation (in meters) observed from August (orbit 2889) and September (orbit 3560). The δ zone is shown in blue, the ϵ zone in green and the ζ zone in red. The star corresponds to the reference point to remove the phase associated to topographic changes. . Source: Fustos et al., 2017.	49
Figure 2.6 Upper: ERT in profile 1. Below: Geological interpretation according to resistivity values reported in Kearey <i>et al.</i> (2002). Source: Fustos et al., 2017.	49
Figure 2.7 Upper: ERT in profile 2. Below: Geological interpretation according to resistivity values reported in Kearey <i>et al.</i> (2002). Source: Fustos et al., 2017.	50
Figure 2.8 Bent tree log due to progressive soil deformation. Source: Fustos et al., 2017.	53
Figure 2.9 Shallow PRM observed. . Source: Fustos et al., 2017.	54
Figure 3.1 Location of the NSRB and its subdivisions. Source: Personal elaboration.	61
Figure 3.2 Comparison of the atmospheric simulations with data from the TIGO meteorological station. Top: comparison of precipitation (blue) with in-situ observations (red). Centre: comparison of temperature (green) with in-situ observations (blue). Bottom: comparison of atmospheric pressure (blue) with in-situ observations (green). Source: Personal elaboration.	66
Figura 3.3 Zone A. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.	67
Figure 3.4 Zone B north. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.	68
Figure 3.5 Zone B central. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.	69
Figure 3.6 Zone B south. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.	70
Figure 3.7 FS map for July 10, 2006 14.00 UTC. Source: Personal elaboration.	71
Figure 3.8 Vulnerable locations identified through the coupled model. Source: Personal elaboration.	72
Figure 3.9 Tree with a deformed trunk associated with solifluction events. Source: Personal elaboration.	76

Figura 4.1 Esquematación de la zona de estudio, en este caso el norte está alineado con el eje Y. Fuente: Elaboración propia.	89
Figura 4.2 Clasificación de suelos en función de la nomenclatura UCSC. Fuente: Elaboración propia.	91
Figura 4.3 Campo de desplazamiento simulado mediante FEM. Fuente: Elaboración propia.	92
Figura 4.4 Deformación centrada en 36.949053°S, 73.002697°W. Periodo simulado entre Junio-Agosto. Fuente: Elaboración propia.	93
Figura 4.5 Deformación centrada en 36.949053°S, 73.002697°W. Periodo simulado entre Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	94
Figura 4.6 Deformación centrada en 36.949053°S, 73.002697°W. Periodo simulado entre Septiembre-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	94
Figura 4.7 Deformación centrada en 36.951206°S, 73.007696°W. Periodo simulado entre Junio-Agosto. Fuente: Elaboración propia.	95
Figura 4.8 Deformación centrada en 36.951206°S, 73.007696°W. Periodo simulado entre Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	96
Figura 4.9 Deformación centrada en 36.951206°S, 73.007696°W. Periodo simulado entre Septiembre-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	96
Figura 4.10 Deformación centrada en 36.909984°S, 73.022935°W. Periodo simulado entre Junio-Agosto. Fuente: Elaboración propia.	97
Figura 4.11 Deformación centrada en 36.909984°S, 73.022935°W. Periodo simulado entre Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	98
Figura 4.12 Deformación centrada en 36.909984°S, 73.022935°W. Periodo simulado entre Septiembre-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	99
Figura 4.13 Campo de esfuerzo centrado en 36.9552208°S, 72.9947697°W. Periodo Junio-Agosto. Fuente: Elaboración propia.	102
Figura 4.14 Campo de esfuerzo centrado en 36.9552208°S, 72.9947697°W. Periodo Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	102
Figura 4.15 Campo de esfuerzo centrado en 36.9552208°S, 72.9947697°W. Periodo Septiembre-Septiembre. Fuente: Elaboración propia.	103
Figura 4.16 Perfil 1 (Sur). Comparación de deformación mediante modelo FEM vs resultados de resistividad eléctrica. Fuente: Elaboración propia.	105
FIGURA 4.17 Perfil 2 (Norte). Comparación de deformación mediante modelo FEM vs resultados de resistividad eléctrica. Fuente: elaboración propia.	106

Figure 5.1 The Biobío River Basin study area in south-central Chile. The delineation of the river basin is from Silva (2000). Source: Fustos et al., 2014.....	115
Figure 5.2 Top: Monthly Niño34 index (without normalisation) and rainfall in the Biobío River Basin. Source: Fustos et al., 2014.	117
Figure 5.3 Logit and probit estimation for autumn. Source: Fustos et al., 2014.	119
Figure 5.4 Logit and Probit estimation for Winter. Source: Fustos et al., 2014.	122
Figura 6.1 Registro de precipitaciones mensuales (azul) y PRM clasificados (cuadros rojos). Datos de precipitación confeccionado a partir del trabajo de Xie <i>et al.</i> , datos de PRM obtenidos a partir de Aldunce y Gonzalez.	131
Figura 6.2 Índices climáticos utilizados en el estudio. En rojo punteado, se observa el índice AAO y en azul continuo el índice NINO34. Fuente: Elaboración propia.	132
Figura 7.1 Esquema de zonas con susceptibilidad identificada. A) Mapa de susceptibilidad mediante modelo acoplado (Capítulo 3). B) Mapa de referencia de estudios previos (Fuente: Mardones y Jaque, 2001). C) Resultados de deformación observada entre Junio-Agosto 2006, cuadro púrpura refleja el corte de las figuras A) y B). Cuadro Rojo punteado representa la zona A mientras que el cuadro rojo punto-línea representa la zona B. Fuente: Elaboración propia.	144
FIGURA 7.2 Esquema de ubicación de procesos de remoción en masa lentos. Fig Superior: Mapa de la zona. Fig Central: Izquierda incremento de magnitud del tensor de esfuerzos durante periodo de Junio-Agosto. Derecha: Deformación simulada. Fig Inferior: Perfil de deformación en zona identificada (73.1031°W, 36.8871°S) por InSAR, evolución temporal de FS y modelo FEM. En los resultados se observa una deformación somera. Fuente: Elaboración propia.	145
Figura 10.1 Fotografía de muestra 1. Fuente: Elaboración propia.	199
Figura 10.2 Distribución granulométricas para partículas del diámetro entre los 4.75 mm y los 0.08 mm de las cuatro muestras recibidas. Fuente: Elaboración propia.....	202
Figura 10.3 Distribución granulométricas para partículas del diámetro entre los 150 mm y los 4.75 mm que conforman los bloques 3 y 4. Fuente: Elaboración propia.	202
Figura 10.4 Determinación de límite líquido mediante método cucharón de Casagrande y determinación límite plástico. Fuente: Elaboración propia.	203
Figura 10.5 Carta de plasticidad para la clasificación de suelo fino. Fuente: Elaboración propia.....	204
Figura 10.6 De izquierda a derecha, equipo de ensayo de corte directo marca Humboldt y probeta después de ser sometida a esfuerzos de corte. Fuente: Elaboración propia.	205
Figura 10.7 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboración propia.....	206

Figura 10.8 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboracion propia	207
Figura 10.9 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboracion propia.....	208
Figura 10.10 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboración propia.....	208
Figura 10.11 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboración propia.....	209
Figura 10.12 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboración propia.....	210
FIGURA 10.13 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboración propia.....	211
Figura 10.14 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboración propia.....	211
Figura 10.15 Ajuste lineal para determinar el ángulo de fricción máximo. Fuente: Elaboración propia.....	212
Figura 10.16 Ajuste lineal para determinar el ángulo de fricción residual. Fuente: Elaboración propia.....	213
Figura 11.1 Deformaciones superficiales en ZLNB a partir del modelo FEM. Fuente: Elaboracion propia.....	214



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Setup experimental de arreglo geoelectrico en puntos. Fuente: Elaboracion propia.....	21
Tabla 1.2 Fechas de adquisición imágenes del sensor OLI. Fuente: Elaboracion propia.....	30
Table 2.1 Acquisition identification. Source: Fustos et al., 2017.....	44
Tabla 4.1 Ubicación de extracción de muestras. Los parámetros geodésicos están basados en el sistema de WGS84. Los puntos se emplazan en la subzona 1 (bloques 1 y 2) y subzona 2 (bloques 3 y 4). Fuente: Elaboración propia.	83
Tabla 4.2 Parametros de modelo mecanico de suelo. Fuente: Elaboracion propia.....	85
Tabla 4.3 Resultados de ensayos geotécnicos. Fuente: Elaboracion propia.	90
Table 5.1 Values of estimators of regressions Logit and Probit used in the regression for Autumn. β_0 corresponds to a constant value (also named intercept). β_1' and β_1 are the estimators associated with NNiño34. The β_2 and β_2' estimators are associated with NRainfall. The σ parameters are associated with the standard deviation of each estimator. Source: Fustos et al., 2014.	119
Table 5.2 Values of estimators of regressions Logit and Probit for Winter. The β_0 corresponds to a constant value (also named intercept). β_1' and β_1 are the estimators associated with NNiño34. The β_2 and β_2' estimators are associated with NRainfall. The σ parameters are associated with the standard deviation of each estimator. Source: Fustos et al., 2014.	120
Tabla 6.1 Valores de los estimadores de regresión Logit. β_0 corresponde a un valor constante (también llamado intercepto). β_1 corresponde al estimador asociado con el índice Niño34. Los estimadores β_2 está asociado a la anomalía de la oscilación Antártica. Fuente: Elaboración propia.	133
Tabla 6.2 Valores de los estimadores de regresión Probit. β_0 corresponde a un valor constante (también llamado intercepto). β_1 corresponde al estimador asociado con el índice Niño34. Los estimadores β_2 está asociado a la anomalía de la oscilación Antártica. Fuente: Elaboración propia.	134
Tabla 10.1 Gravedad específica (G_s). Fuente: Elaboración propia.....	200
Tabla 10.2 Granulometría de los Bloques 2, 3 y 4. Fuente: Elaboración propia.	200
Tabla 10.3 Granulometría del Bloque 1, se escogen tamices de diámetros menores por ser una muestra con mayor contenido de fino. Fuente: Elaboración propia.	201
Tabla 10.4 Límites de consistencia de las muestras de bloque. Fuente: Elaboración propia.....	203
Tabla 10.5 <i>Clasificación USCS</i> . Fuente: Elaboracion propia.....	204
Tabla 10.6 Calculo del ángulo de fricción máximo. Fuente: Elaboracion propia.....	212
Tabla 10.7 Calculo del ángulo de fricción residual. Fuente: Elaboración propia.....	213





Capítulo 1

MARCO CONCEPTUAL DE LA TESIS



1 Introducción: Marco conceptual de la tesis

El término proceso de remoción en masa (PRM) es ampliamente utilizado para describir el movimiento de diferentes cuerpos (rocas, detritos, suelo) con distintas velocidades [Cruden & Varnes, 1996; Jongmans y Garambois, 2007]. Desde el punto de vista estructural, un PRM es generado a partir de un desbalance del campo de esfuerzos en una determinada pendiente, el que pueden ser interpretados en función de dos campos. El primero se refiere a un esfuerzo de corte, que provoca una inestabilidad en la pendiente, el que a su vez, corresponde principalmente a una carga gravitacional que genera la inestabilidad de pendiente (IdP). Por otra parte, existe una fuerza resistiva al movimiento, la que es conceptualizada como un esfuerzo resistivo, el cual tiende a mantener el material estable [Kanungo *et al.*, 2009]. Adicionalmente, existen otros factores que pueden influir en la generación de un PRM, que son caracterizados considerando aspectos geomorfológicos, litológicos, propiedades geomecánicas (deformación, grado de alteración y fracturación, etc.), condiciones hidrogeológicas y atmosféricas [Varnes, 1978; Vahid *et al.*, 2011].

1.1 Remociones en masa: Conceptos y definiciones

El concepto de remoción en masa y su subclasificación son constantemente redefinidos y categorizados a medida que nuevos trabajos aparecen, destacando el trabajo de Hungr (2001), entre otros. Dentro de las principales clasificaciones destacan la rapidez de movilización de material, el tipo de material transportado o el contenido de agua presente. De esta manera, existe una gran cantidad de procesos de remoción en masa, sin embargo, en esta tesis enunciaremos aquellas que son más relevantes para el área de estudio.

1.1.1 Caídas de roca

Son movimientos abruptos de bloques independientes de roca, siendo sus causas principales la presencia de discontinuidades en el macizo rocoso. El material desprendido podrá alcanzar el pie del talud mediante caída libre, rodando y rebotando, lo que dependerá principalmente de la forma del bloque y del ángulo de pendiente del talud [Tarbuck and Lutgens, 1999]. Durante la caída, los materiales podrán adquirir una alta energía cinética, permitiéndoles abarcar una amplia área a los pies de la ladera, lo cual se acrecentaría si se suma una cantidad importante de material aportado [Varnes, 1978].

Figura 1.1 Caída de rocas ocasionado por el terremoto del Maule de 2010 en caleta Los Bagres (36.615009°S, 72.960889°W). Fuente: Mardones *et al.*, 2012.



1.1.2 Deslizamientos

Corresponde a un movimiento de ladera abajo a través de superficies de cizalle definidas con profundidad variable. Según Varnes (1978) los movimientos más comunes que presentan los deslizamientos, son los traslacionales y rotacionales, los cuales pueden ser de suelo o roca. Estos pueden darse en suelo o en roca y tienen lugar en superficies preexistentes más o menos planas, generadas por discontinuidades presentes en el macizo rocoso (por ejemplo diaclasas, fallas o planos de estratificación), y donde la masa a deslizar supera a la fuerza resistiva. Este tipo de movimiento es frecuente en suelos cohesivos o roca muy meteorizada [Varnes, 1984]. Existen trabajos que reportan eventos con un comportamiento superficial [Lucas *et al.*, 2007; Delacourt *et al.*, 2009; Jung and Alsdorf, 2010] o profundo [Lebourg *et al.*, 2005; Jongmans *et al.*, 2010]. Estos eventos tienen predisposición en superficies curvas, donde una vez iniciada la inestabilidad la masa empieza a rotar, pudiendo dividirse en varios bloques con la superficie basculada hacia la ladera y a grietas de tracción estriada.

FIGURA 1.2 Deslizamiento de rocas cósmico durante el terremoto del Maule de 2010 acorde a Mardones *et al.* (2012). Fuente: Mardones *et al.*, 2012.



1.1.3 Flujos

Corresponden a movimientos continuos de masas de suelo (flujos de barro o tierra), derrubios (coladas de derrubios) o bloques rocosos (coladas de fragmentos rocosos) con abundante presencia de agua. En este caso, el material se comporta como un fluido por lo cual las masas desplazadas son deformadas internamente, sin presentar superficies de rotura definidas. Para este tipo de eventos, el agua es el principal agente desencadenante, dado que provoca una pérdida de resistencia reduciendo los valores de cohesión de los materiales [Varnes, 1978; Varnes, 1984; Hungr, 2001]. En la zona centro sur de Chile, Mardones *et al.* (2005) establecen que la incorporación de materiales incoherentes saturados de agua puede generar flujos de barro que se canalizan a lo largo de las quebradas.

1.1.4 Extensiones laterales

Las extensiones laterales corresponden a movimientos de bloques rocosos o masas de suelo muy coherente sobre un material blando y deformable. Los bloques se desplazan muy lentamente a favor de pendientes muy bajas. Los movimientos se generan producto de la pérdida de resistencia del material subyacente, que fluye o se deforma bajo el peso de los bloques rígidos. Las extensiones laterales se dan en laderas suaves pudiendo ser muy extensos. En estos casos se observa influencia de extrusión lateral de arcillas blandas y húmedas, bajo el peso de masas superiores.

1.2 Descripción del problema científico

Los casos críticos de PRM han causado serios daños a la infraestructura pública [Baldo *et al.*, 2009; Mendoza *et al.*, 2011; Herrera *et al.*, 2013; Sadeghi *et al.*, 2016], llegando a generar pérdidas humanas, en el peor de los casos [Mardones *et al.*, 2005; Calvello *et al.*, 2014]. En este sentido, la comunidad científica ha enfocado sus esfuerzos en la caracterización de procesos de remoción en masa con miras a mitigar su riesgo mediante análisis de susceptibilidad. Para ello se ha considerado la influencia de factores endógenos, asociados a tectonismo y exógenos, principalmente asociados a la dinámica de la atmósfera.

1.2.1 Variables implicadas en el análisis de susceptibilidad ante procesos de remoción en masa.

Dentro de las variadas definiciones de susceptibilidad, el principio introducido por Varnes (1984) ofrece una clave para poder levantar representaciones realistas. El autor postula que el conocimiento de los procesos pasados y presentes es imprescindible para una correcta estimación futura de eventos de remoción en masa. Como consecuencia, la aplicación de esta premisa implica que los futuros PRM se producirán bajo los mismos mecanismos geomorfológicos e hidrológicos que han conducido la inestabilidad pasada y presente. Esto ha desembocado en mapas de susceptibilidad en distintas partes del mundo [Cuevas, 2012; Kayastha *et al.*, 2013; Zhu *et al.*, 2014; Cascini *et al.*, 2015], los que permiten a las autoridades una mejor gestión del riesgo, reduciendo los potenciales daños en la infraestructura y población.

Análisis de susceptibilidad recientes consideran el efecto de la humedad del suelo y su variabilidad espacio/temporal. Este enfoque es altamente considerado [Ray *et al.*, 2010a; Jia *et al.*, 2013; Flores *et al.*, 2014], debido a que el contenido del agua controla la distribución de los esfuerzos al interior de la ladera [Xiao *et al.*, 2008]. Asimismo, un enfoque de humedad sin considerar la variabilidad temporal genera que los procesos internos de ladera sean difíciles de comprender [Al-Shayea, 2001]. Este tipo de enfoque, permite concebir los efectos de las cargas adicionales sobre la ladera, producto de la precipitación [Montgomery *et al.*, 1997; Padilla *et al.*, 2014] o reducción de esfuerzos efectivos por influencia poral (o suelo saturado) [Spek, 2011].

Uno de los requisitos para realizar análisis de susceptibilidad se basa en comprender profundamente la dinámica de una ladera. Sin embargo, generalmente, no se considera la variabilidad temporal terminando en aproximaciones poco rigurosas. Trabajos que no consideran la variabilidad temporal son comunes [Griffiths *et al.*, 2005; Naranjo *et al.*, 2006; Sobarzo *et al.*, 2011; Villalobos, S.,

2011], debido a la falta de información histórica o registros de campañas, que limitan la capacidad de entregar análisis rigurosos. Durante los últimos años, se ha intentado llenar esta falencia, mediante la implementación de simulaciones por computadora [Schöngart et al, 2007; Conte *et al.*, 2013; Fustos *et al.*, 2013], las cuales entregan luces acerca de la variabilidad temporal de la humedad del suelo. Este tipo de herramientas ofrece una alternativa para comprender la dinámica del agua en el subsuelo y su impacto durante un proceso de remoción en masa [Mascaro *et al.*, 2015].

En Sudamérica, uno de los principales agentes modificadores del relieve, está asociado a la dinámica del clima [Trenberth, 1997], campos de presión a altas latitudes [Pohl *et al.*, 2010] y los efectos de corrientes marítimas como las ondas de Rosby [Screen y Simmonds, 2014]. Notablemente, se han establecido relaciones entre el evento El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y precipitación a lo largo de Sudamérica, mostrando que su influencia decrece a medida que se avanza en dirección N-S [Montecinos y Aceituno, 2003]. Sin embargo, la conexión entre los procesos climáticos de escala global con procesos de remoción en masa, no ha sido bien comprendido en la zona centro sur de Chile.

1.2.2 Utilización de modelos en procesos de remoción en masa

Durante los últimos 50 años, modelos analíticos permitieron identificar zonas susceptibles a PRM estimando la deformación y/o planos de falla [Kayastha *et al.*, 2013; Shahabi *et al.*, 2014]. En algunos casos, estos modelos no satisfacen condiciones mínimas de representatividad de ladera, como la condición de equilibrio estático. Una correcta estimación del exceso de masa en el subsuelo, debido a un incremento de agua, permite comprender la distribución de esfuerzos de mejor manera. En estos casos los modelos analíticos llegan a su límite, lo que provoca que modelos numéricos puedan solucionar eficientemente el problema. Actualmente, los modelos FEM permiten calcular la distribución espacial de los esfuerzos [Honglei *et al.*, 2006; Xiao *et al.*, 2008; Salazar *et al.*, 2012], entregando información que anteriormente sólo era aproximada [Bishop, 1955].

En el caso de variables atmosféricas de mesoescala y escala regional, numerosos autores han abordado su influencia a partir de modelos numéricos estocásticos [Montecinos y Aceituno, 2003; Ray *et al.*, 2010a; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2011]. Este enfoque ha sido utilizado debido a que los modelos deterministas quedan limitados por la poca cantidad de información disponible.

1.2.3 Limite del uso de modelos para análisis de susceptibilidad

A partir de las subsecciones anteriores, resulta evidente notar que en la literatura existe una batería de herramientas y métodos que permiten comprender la dinámica de un PRM. Sin embargo, la mayoría de los trabajos se centran en procesos de tipo fluido, rotacional o de deslizamiento estandar.

Los procesos de tipo lento no son estudiados en detalle en comparación con otros tipos de procesos gravitacionales. A pesar de lo anterior, durante los últimos años esto ha comenzado a cambiar paulatinamente, generándose un interés en PRM lentos y profundos [Pellegrino & Prestininzi, 2007; Padilla *et al.*, 2014], los cuales son controlados por procesos fluviales o glaciales (que causan incisiones en el canal y el valle) o movimientos tectónicos [Crosta *et al.*, 2013].

Los movimientos lentos y superficiales generan deslizamientos, flujos u otros movimientos complejos con una profundidad promedio de 2m [Sidle y Bogaard, 2016]. Rickli y Graf (2009) reportan que estos procesos movilizan volúmenes de hasta 1000 m³ a una profundidad media de metro y medio. Estos son usualmente procesos locales episódicos desencadenados por eventos pluviales individuales o terremotos. Los movimientos lentos de tipo somero ocurren a la escala local [Korup y Montgomery, 2008] por lo cual no generan mucho interés, salvo para temas de planificación territorial y evaluación de riesgo. Sin embargo, resulta crítico conocer su existencia y condiciones de generación para planificación regional o gestión del riesgo.

1.2.4 El caso de ladera norte del Río Biobío

La ladera norte del Río Biobío (Centro-sur de Chile) ofrece un interesante caso de estudio para conocer la influencia de los distintos factores en la generación de PRM de tipo somero. Por un lado, la zona posee valiosos antecedentes de remoción de masa, asociados a deslizamientos, derrumbes, flujos de barro y detritos [Alarcon, 1995; Mardones *et al.*, 2005; Naranjo *et al.*, 2006; Cuevas, 2012] los cuales aportan antecedentes sobre la potencial génesis de la respuesta del medio ante procesos exógenos.

La historia de PRM ha obligado a las autoridades a realizar zonificaciones de riesgo [Mardones y Vidal, 2001; Municipalidad de Coronel, 2001], pero basado en registros de eventos pasados y observados directamente. De la misma forma, sólo se han centrado en un análisis cualitativo, apartando la cuantificación del impacto de cada factor involucrado, lo cual sigue siendo desconocido. Por consiguiente, la zona ofrece un sitio de estudio idóneo para estudiar el impacto de los factores exógenos asociados a PRM que inciden en la ladera. Para ello, se propone implementar metodologías de corte cuantitativo para mapeo de susceptibilidad, las cuales ayudarían a comprender la influencia de los distintos factores durante un PRM. Las condiciones actuales ofrecen una buena alternativa para avanzar en el conocimiento de la dinámica de la ladera a través de estudios de susceptibilidad a partir de herramientas cuantitativas.

En esta zona, el año 2006 fue un año atípico desde una perspectiva hidrometeorológica, que con intensas lluvias dio pie a numerosos PRM, ofreciendo una gran oportunidad para investigar la

influencia hidrometeorológica, reacción del suelo y el medio geológico en un caso crítico. A pesar de los estudios que se han desarrollado para ese año, no se conoce cuantitativamente la variación del esfuerzo que sufre una ladera en LNB, producto de su propia carga gravitacional. Una alternativa para solucionar el anterior problema puede ser mediante modelación numérica acoplada a datos de sensores remotos tal como se ha realizado en zonas del hemisferio norte [Anders *et al.*, 2009; Berardino *et al.*, 2003; Luzi *et al.*, 2010; Lu *et al.*, 2012].

Con esto en mente, se propone investigar la influencia que tienen los distintos factores previamente señalados en la generación de un PRM en LNB. Se busca analizar el comportamiento de la distribución de los esfuerzos involucrados a escala local (del orden de metros), mediante la utilización y validación de modelos numéricos (FEM). Para ello, se introducirá en Chile la utilización de técnicas de radar (SAR), lo que permitirá corregir y validar estos modelos numéricos. La investigación en conjunto, favorecerá comprender la dinámica temporal y espacial de los factores incidentes en la distribución espacial de los esfuerzos en un PRM.

Antecedentes recopilados en literatura soportan la idea que los procesos de remoción en masa en la Ladera Norte del Río Biobío son controlados por factores hidrometeorológicos. En cortos periodos de tiempo, pueden generar considerables variaciones espacio/temporales en la distribución de los esfuerzos, pudiendo evidenciarse a través de patrones de deformación superficial.

1.3 Hipótesis de trabajo

Los procesos de remoción en masa de tipo lento y somero en la Ladera Norte del Río Biobío son controlados por factores hidrometeorológicos a diferentes escalas de tiempo. Factores en cortos periodos de tiempo pueden generar considerables variaciones espacio/temporales en la distribución de los esfuerzos, pudiendo evidenciarse a través de patrones de deformación superficial.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Comprender el impacto de los factores exógenos asociados a PRM de tipo lento y somero que inciden en la ladera norte del río Biobío (LNB).

1.4.2 Objetivos específicos

1. OE1: Cuantificar valores de deformación superficial asociadas a procesos de remoción en masa de tipo lento y somero.

2. OE2: Establecer zonas de susceptibilidad preliminares (independiente del tipo de PRM), mediante una recopilación bibliográfica de bases de datos, en la ladera norte del río Biobío (LNB).

3. OE3: Establecer la dinámica del movimiento de agua en zonas seleccionadas previamente (en OE2) que puedan gatillar un PRM de tipo somero y lento.

4. OE4: Establecer la variabilidad temporal de la distribución espacial en los esfuerzos necesarios para la generación de una remoción en masa de tipo somero y lento.

5. OE5: Establecer una relación de largo plazo entre fenómenos climáticos globales con procesos de remoción en masa local.

1.5 Área de estudio: zona ladera norte del río biobío (ZLNB)

La zona de estudio está situada en sur-oeste de Sudamérica, en el centro sur de Chile (Figura 1.5). Localmente, recibe el nombre de ladera norte del río Biobío (ZLNB, ~36°S, 72°W). Desde el punto de vista atmosférico, ZLNB posee un clima templado mediterráneo, con una estación invernal lluviosa y una estival seca y cálida [Devynck, 1970; Romero, 1985]. Su precipitación se produce por el paso de sistemas frontales, durante los meses de invierno [Barret *et al.* 2010]. En las zonas de laderas, se han establecido numerosos umbrales de precipitación, con 7.8 mm sobre 14 hrs o 50 mm sobre 48 hrs [Cuevas, 2012]. Incluso, se ha delimitado una precipitación de 200 mm sobre 72 hrs [Mardones y Vidal, 2001; Mardones *et al.*, 2005].

Por otro lado, desde el punto de vista geomorfológico, se observan sectores representativos de la Cordillera de la Costa y en mucho menor grado de la Planicie litoral. La Cordillera de la Costa presenta alturas cercanas a los 650 m.s.n.m., caracterizada por un colinaje moderado que deja una expedita comunicación vial entre el llano central y la costa. Intensos procesos de meteorización química han actuado sobre las rocas graníticas y metamórficas de edad paleozoica de la Cordillera de la Costa, lo que ha permitido la formación de un suelo profundo con un espesor variable [CIREN, 1992; Peña, 1995; SERNAGEOMIN, 2003], en las laderas del borde del río Biobío.

Desde el punto de vista hidrológico, la zona de estudio presenta una fuerte variabilidad espacial en su distribución de vegetación, valores de rumbo, pendiente y tipos de textura que afectan los parámetros hidrológicos del suelo. De la misma forma, y debido a procesos de meteorización, el suelo se ha degradado en material limo-arcilloso con presencia de gravilla, arcillas y limos. Estos suelos

permiten la infiltración y acumulación local de pequeñas cantidades de agua subterránea, controlada por una topografía de lomajes suaves [González *et al.*, 1999].

1.5.1 Características Generales de la Zona de Estudio

A partir de la revisión literaria local [Alarcon, 1995; Peña, 1995; Mardones y Vidal, 2001; Mardones *et al.*, 2005; Naranjo *et al.*, 2006; Cuevas, 2012], no se ha investigado a fondo los procesos físicos involucrados en la generación de la IdP desde una perspectiva de modelos numéricos de base física. Esto se debe a la complejidad de implementar un modelo determinista en la zona de estudio. Se debe considerar las propiedades geomecánicas del suelo con su respectivo grado de meteorización, humedad en el subsuelo y profundidad de la zona saturada. De la misma manera, se debe disponer de información sobre cobertura de suelos (vegetación), que influye en la generación del PRM. El escenario, a nivel atmosférico, también se vuelve un proceso complejo si se quiere introducir este factor. Además, existe una baja densidad de estaciones meteorológicas, las cuales no permiten entregar la información meteorológica con precisión.

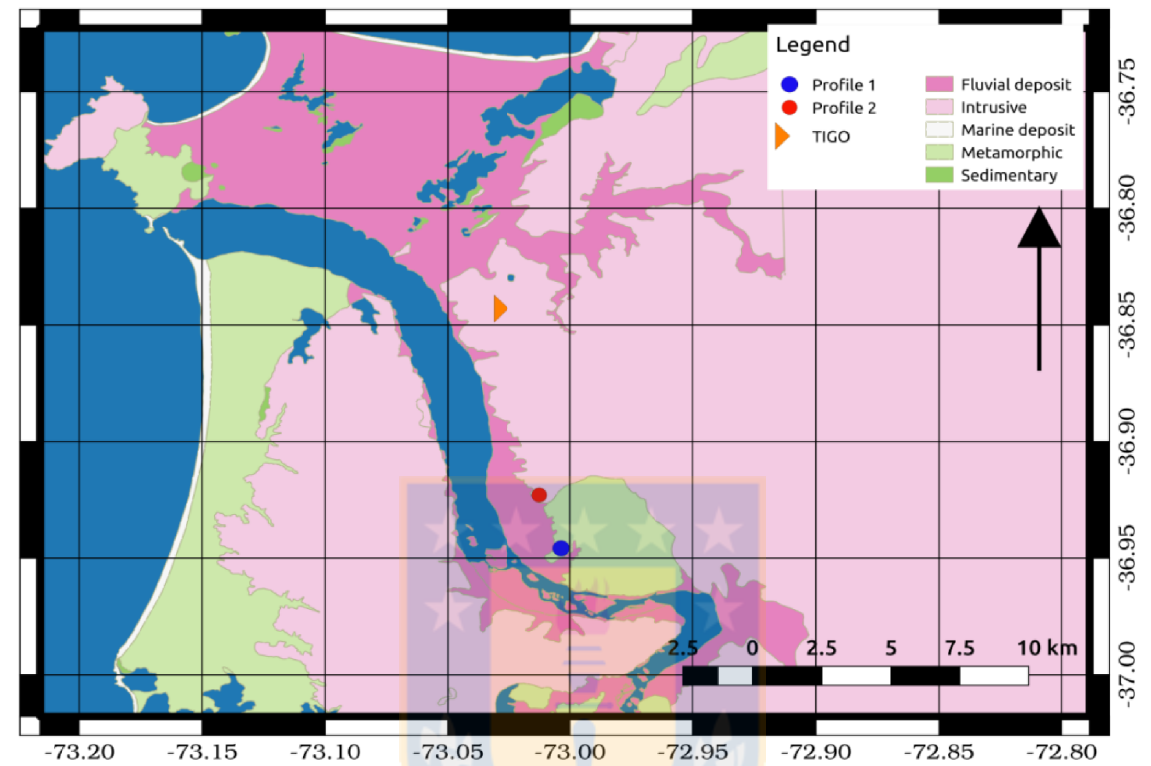
1.5.2 Contexto tectónico

La zona de estudio se encuentra en una zona geodinámicamente activa, la cual es controlada por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Datos geodésicos evidencian que la placa de Nazca es subducida bajo la placa sudamericana a una velocidad de unos 8 cm/año [DeMets *et al.*, 1994]. Como consecuencia de la subducción, la zona de estudio es sísmicamente activa, con registros de eventos sísmicos con magnitudes sobre 7° Mw [Marin y Derch, 2011]. El proceso de subducción modifica el relieve debido a una distribución de esfuerzos, controlando los procesos geológicos, geomorfológicos y sismotectónicos en Chile central y Argentina [Pardo y Compte, 2002].

1.5.3 Características Geológicas

Los primeros trabajos en la zona fueron realizados por Galli [Galli, 1967]. De acuerdo al trabajo de Poblete y Dobry (1968), se distinguen claramente cuatro unidades geológicas fundamentales (FIGURA 1.3).

FIGURA 1.3 Mapa geológico de la zona de estudio. Fuente: Elaboracion propia



1.5.3.1 Rocas metamórficas

Las unidades metamórficas identificadas en ZLNB poseen una edad estimada como precámbrica de más de 570 millones de años. Estas unidades se han formado por alteraciones de temperatura y presión sobre rocas existentes, originando rocas de estructuras muy plegadas y divididas por planos de fractura. Se presentan en algunos afloramientos reducidos, localizándose estos en la Península de Tumbes, Hualpén y en la Cordillera de la Costa, especialmente al sur del río Bío-Bío [Villalobos, 2011].

1.5.3.2 Rocas intrusivas

Acorde a Donoso (2011) y Quezada (1996), las rocas graníticas afloran en los cerros circundantes a la ciudad de Concepción, tales como Chepe, Caracol, Lo Pequén, La Virgen, y las laderas sur de los cerros Lo Galindo y La Pólvara. Se extienden hacia el Este y SW de la ciudad, especialmente del cerro Caracol, en dirección a Chiguayante, exclusivamente en la ribera Norte del río Biobío. Estas rocas forman parte de una gran masa plutónica conocida como batolito costero de edad

paleozoica, entre 250 y 570 millones de años. Corresponden a rocas ígneas formadas por enfriamiento y consolidación del magma. En ZLNB, estas rocas se presentan muy alteradas y meteorizadas, generando maicillo compuesto principalmente por cuarzo, micas y feldespatos alterados [Villalobos, 2011; Sobarzo *et al.*, 2011]. Acorde a Villalobos (2011), los afloramientos de granito no alterado son casi inexistentes lo que dificulta su determinación exacta.

1.5.3.3 Rocas sedimentarias

Poblete y Dobry (1968) argumentan que las formaciones más antiguas corresponden a sedimentos marinos de edad cretácica (FIGURA 1.3), entre 65 y 135 millones de años, las que se reconocen por su contenido fosilífero y se les encuentra a lo largo de la Cordillera de Costa y en algunos cerros que emergen de la llanura. También se encuentran sedimentos eocenos de origen marino occidental de vasta distribución en la franja costera y cerros islas. Su composición es de arena fina y limo arcilloso, a veces con mantos finos de carbón intercalados [Villalobos, 2011; Donoso, 2011].

1.5.3.4 Depósitos superficiales de tipo fluvial y marino

Incluyen arenas de dunas y limo, barro, turba y otros materiales pobremente drenados, arenas de playa, material coluvial, fragmentos de roca, materiales de derrumbes, arenas del río Biobío (referencia en FIGURA 1.3) y rellenos artificiales.

1.5.4 Contexto estructural

Acorde a Donoso (2011) y Galli (1967), existen fallas normales de gran ángulo en el suelo de fundación de Concepción. Estas fallas están asociadas a los cerros islas Caracol, Chepe, Chacabuco, La Pólvora y Lo Pequén, de orientación NE-SW. De ellas, sólo la falla Caracol, tiene el manteo del plano de falla, en dirección al Norte, delimitando un bloque descendido en la misma dirección; mientras que todas las fallas restantes, tienen el manteo en dirección al Sureste, delimitando bloques hundidos en esa dirección, y bloques basculados en la base de la falla al Norte [Donoso, 2011]. De esta forma, estas fallas conforman una fosa tectónica donde se asienta la ciudad de Concepción, denominada Fosa Concepción por Galli (1967). Sin embargo, las estructuras tales como pliegues y fallas, que delimitan bloques hundidos y levantados no se observan con facilidad producto a la escasez de afloramientos debido al desarrollo urbano [Aliste *et al.*, 2012] y vegetación que cubren dichas estructuras. Estudios geofísicos recientes permiten conocer la disposición de las fallas a través de mediciones de gravimetría realizadas recientemente en la zona [Barrientos, 2015].

1.5.5 Características Geomorfológicas

La zona posee cordones graníticos y metamórficos con una profunda meteorización del material, junto a las altas pendientes (sobre 25°) [Peña, 1995]. De la misma forma, la zona presenta una alta pluviosidad invernal y un inadecuado uso de suelo dado, provocando procesos de erosión en manto y cárcava, derrumbes y deslizamientos [Mardones *et al.*, 2005; Naranjo *et al.*, 2006; Cuevas, 2012]. Desde un punto de vista hidrológico, la zona posee el cauce fluvial del río Biobío. Este cauce posee una terraza superior (Figura 1.4) con una alta ocupación urbana [Aliste *et al.*, 2012]. En el caso de la terraza inferior, ésta constituye la unidad más inestable del sector analizado. Se encuentra expuesta a inundaciones producto de las crecidas del río Biobío, lo que si bien esto ocurre en forma episódica, constituye una seria limitante para su ocupación.

Existen diversas fuentes de depósitos en la zona de estudio, por ejemplo existen depósitos Aluvio-Deltaicos Antiguos del Biobío. Los depósitos están constituidos por arenas finas, o por arena limosa, fina a muy gruesa, color gris oscuro a negro, con baja cementación. Tienen un espesor mínimo de 40 metros. Por el contrario, los depósitos Fluvio-Aluviales Antiguos de los Esteros Andalién y Nonguén, son de escasa importancia y afloran en la confluencia de ambos esteros como una pequeña terraza más elevada que las otras. Corresponden a arenas con limos y arcillas. Su espesor no supera los cuatro metros expuestos.

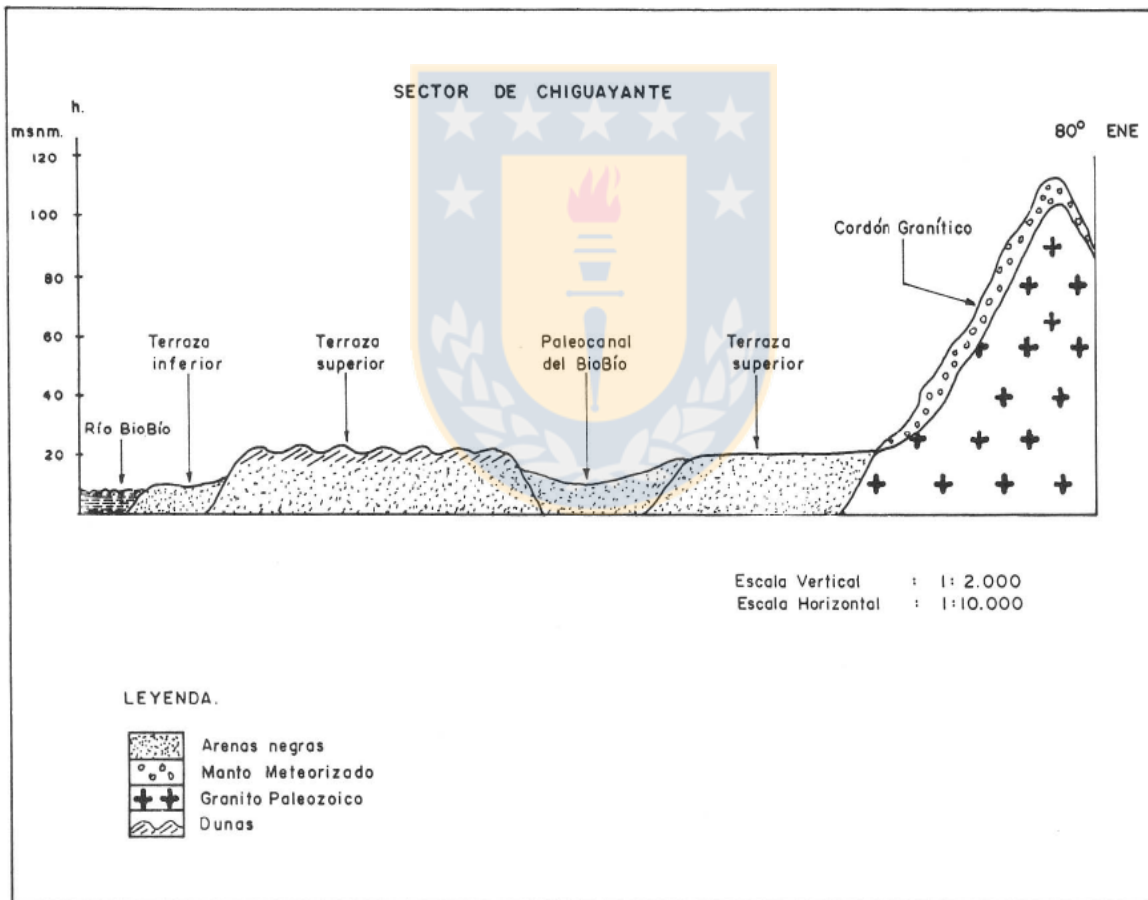
Los Depósitos Aluvio-Deltaicos del Biobío, corresponden a la terraza baja del Biobío, los que se encuentran hasta la actual desembocadura del río. Está compuesta por arenas finas, oscuras, de origen volcánico, con presencia de limos y arcillas. Depósitos Aluvio-Deltaicos Subactuales del Biobío, conforman una terraza intermedia en el valle del estero Andalién y está constituida por arena mayoritariamente fina con limos y arcillas e intercalaciones de gravas. En general, su cubierta vegetal es de escaso desarrollo con un espesor máximo es de 3 metros. En las laderas y a los pies de los cerros existen depósitos coluviales en la parte baja de los faldeos. Estos sedimentos se engranan con las arenas de dunas, las arenas fluviales, con turba y con otros materiales orgánicos. Los que están asociados a rocas clásticas corresponden a arenas con proporciones muy variables de limos, arcillas y fragmentos de roca, sin cementación y de color rojizo.

1.5.6 Usos de suelos

La zona de estudio ha sufrido una intensa transformación social y económica durante los últimos 70 años, impulsando un abrupto cambio en el uso de suelos. En el período comprendido entre 1955 y 1980, se perdió una superficie de 1.100 hectáreas de humedales, principalmente por uso residencial formal e informal [Aliste *et al.*, 2015]. De la misma forma, ha existido un cambio en el uso

del suelo debido al incremento de uso urbano en zonas llanas y de laderas. Sin embargo, el mayor impacto que han recibido las laderas de la zona, es atribuido a la expansión urbana por demanda de suelo para uso residencial. En el presente, la zona se encuentra altamente urbanizada, lo cual es concordante con el trabajo de Peña [Peña, 1995]. De la misma forma, las zonas contiguas a las zonas residenciales son utilizadas como área de plantación forestal donde destaca el cultivo de coníferas y otras especies de pino. Considerando todo lo anterior, el estudio de los PRM en la zona, se vuelve complejo y difícil de implementar.

Figura 1.4 Perfil topográfico del sector de Chiguayante. Fuente: Peña, 1995.



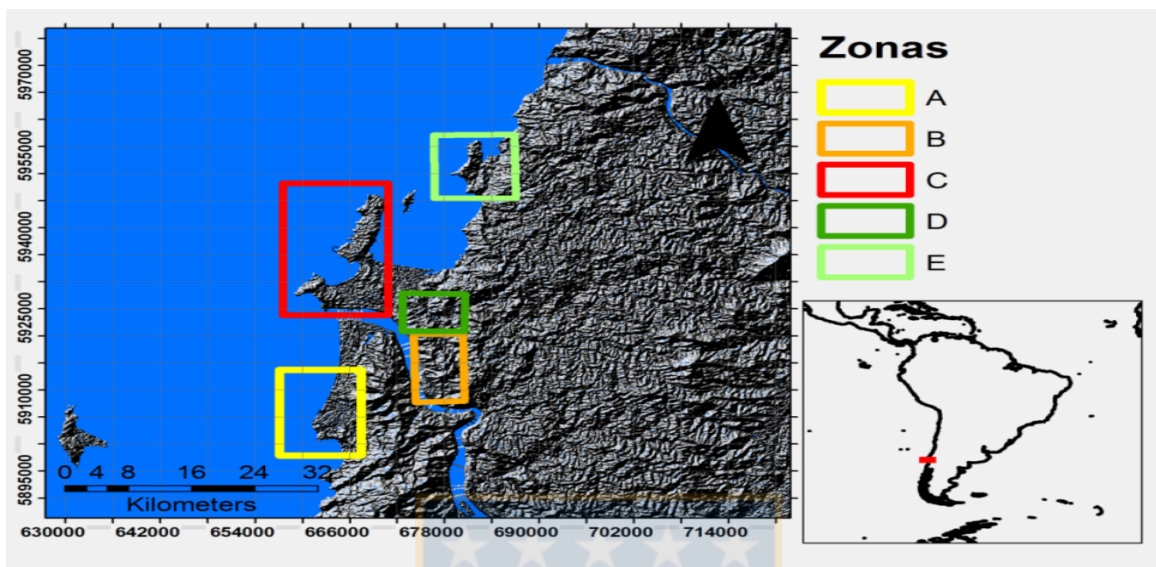
1.5.7 Antecedentes de PRM en la zona de estudio y alrededores

En el pasado, se han realizado zonificaciones de riesgo ante PRM cerca de asentamientos urbanos de ZLNB y alrededores [Mardones y Vidal, 2001; Municipalidad de Coronel, 2001], bajo criterios cualitativos [Alarcón, 1995; Naranjo *et al.*, 2006; Marín y Derch, 2010]. A partir de las referencias previamente nombradas, es posible identificar 5 clústers con análisis de zonificaciones de riesgo ante PRM, los que se analizan a continuación (Figura 1.5). Para una mejor comprensión, dichos clústers serán denominados como A, B, C, D y E, respectivamente. El objetivo de esta clusterización obedece a una mejor comprensión de las características naturales de cada zona.

El clúster A presenta pronunciadas pendientes con historiales de desprendimientos, deslizamientos y flujos [Municipalidad de Coronel, 2011]. Los desprendimientos que la zona ha experimentado tienen distintos grados de daño y magnitud [Colbun, 2008], siendo asociados normalmente a la ausencia de vegetación [Naranjo *et al.*, 2006]. Estos PRM son provocados por procesos de inestabilidad de pendiente (IdP), los cuales son incrementados por una acelerada intervención antrópica de las laderas. La intervención humana es relacionada a excavaciones, modificaciones del drenaje natural y construcción de caminos sin sistemas adecuados de drenaje de aguas. De esta forma, la zona experimentó un incremento en la humedad producto de una saturación superficial del suelo [Naranjo *et al.*, 2006]. Esto influyó en la generación de procesos de remoción de masa [Municipalidad de Coronel, 2011]. En este clúster se han establecido zonas de susceptibilidad ante deslizamientos de terreno [Blanco y Creixell, 2010], en el sector oriental del casco urbano (36.822117°S, 73.070589°W) [Marín y Derch, 2010; Constanzo, 2010].

Por otra parte, el clúster B (Figura 1.5) presenta material granítico y metamórfico de edad paleozoica. El clima de la zona ha generado una profunda meteorización [CIREN, 1992], correspondiente a suelos de tipo franco-arcillo-arenoso, con pronunciadas pendientes (sobre 25°), una alta pluviosidad invernal y un uso inadecuado del suelo [Mardones y Vidal, 2001]. Desde el punto de vista hidráulico, los tipos de suelo de esta zona presentan una lenta permeabilidad, generando una saturación superficial en periodos de precipitaciones prolongadas. En sectores arcillosos, se observa una acumulación local en forma de acuíferos colgados [González *et al.*, 1999; Cartes, 2004], la cual puede dar pie a procesos de IdP por efecto de carga adicional sobre la ladera producto del incremento de agua. Finalmente, la variación de la zona saturada del suelo oscila entre los 2 y 12 metros [Centro EULA, 1999].

Figura 1.5 Localización de clúster con zonas de riesgos de PRM. Fuente: Elaboracion propia



El clúster C, ubicado en la zona costera ($36.792254^{\circ}\text{S}$, $73.154363^{\circ}\text{W}$), posee laderas expuestas en sentido nor-oeste. Es susceptible a eventos de deslizamientos y derrumbes durante periodos de precipitación de 100 mm sobre 72 horas. El riesgo de deslizamiento de terreno se distribuye homogéneamente en los contornos escarpados de los macizos peninsulares, como Tumbes (36.67°S , 73.12°W) y Hualpén (36.77°S , 73.18°W). Acorde a la literatura, los principales procesos identificados fueron deslizamientos rotacionales (69% de los casos) y flujos de barro (31% del total), desarrollados en laderas con perfiles cóncavos y convexos, con pendientes entre 6° y 48° , compuestas de rocas metamórficas, altamente meteorizadas, y suelo de textura limo-arcillosa. Estos eventos fueron detonados por lluvias concentradas entre junio y agosto, con umbrales de 20 mm/ 24 hr (cálculo efectuado entre 1990-2012) [Lopez, 2014].

El clúster D (centrado en $36.791603^{\circ}\text{S}$, $73.053039^{\circ}\text{W}$) tiene registros históricos de derrumbes y deslizamientos [Alarcón, 1995; Mardones y Vidal, 2001], lo que los convierte en las manifestaciones morfodinámicas más frecuentes de inestabilidad de ladera (IdP). En zonas de laderas, la pendiente varía entre 35% y 100%. La intensa pluviosidad, el grado de alteración y las características topográficas del terreno, lo hace susceptible a sufrir PRM [Varnes, 1984]. Existen rocas graníticas de edad Paleozoica Superior que fueron sometidas, en otra época, a intensas presiones y altas temperaturas, con un manto de meteorización que puede alcanzar, en algunos sectores, más de 15m [Galli, 1967]. Los PRM registrados fueron gatillados por eventos de intensa precipitación en un corto periodo de tiempo, lo que aumentó el contenido de humedad del suelo. Los suelos del clúster son generados a partir de la alteración del granito y algunos estratos de lutitas intercaladas en las rocas

Terciarias presentes [Mardones y Vidal, 2001]. Éstos poseen un alto contenido de arcillas hidrófilas que se encuentran expuestas. De los PRM observados, destacan los deslizamientos que se intensifican cuando la pendiente es conforme al manto [Sobarzo *et al.*, 2011].

El clúster E (Figura 1.5) se encuentra sobre depósitos de un paleodeslizamiento activo desde principios de la década de los 90, el cual se reactiva bajo períodos de intensas precipitaciones [Ramírez y Derch, 2010]. Las causas de reactivación están asociadas a factores hidrológicos, como el movimiento de aguas subterráneas y superficiales [Hauser, 1990; Naranjo *et al.*, 2005]. Esta zona, paralelamente, experimenta tres tipos de PRM: deslizamientos, desprendimientos y flujos. Éstos son generados en forma sistémica a lo largo de todo el plano de cizalle modificando la geometría de la ladera drásticamente [Cuevas, 2012]. Los suelos de la zona presentan un alto contenido de arcillas con propiedades más cohesivas, plásticas y con alta capacidad de retención de agua (arcillas hidrófilas) las cuales influyen en la estabilidad de la zona. Los estudios históricos de las precipitaciones y su relación con procesos de remoción en masa, han establecido para esta zona, un umbral de precipitaciones específicas para el área de estudio de 18.8 mm sobre 12 horas (recopilación diario El Sur) [Cuevas, 2012].

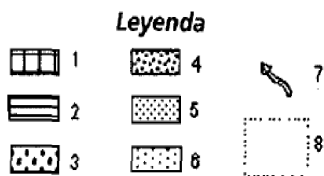
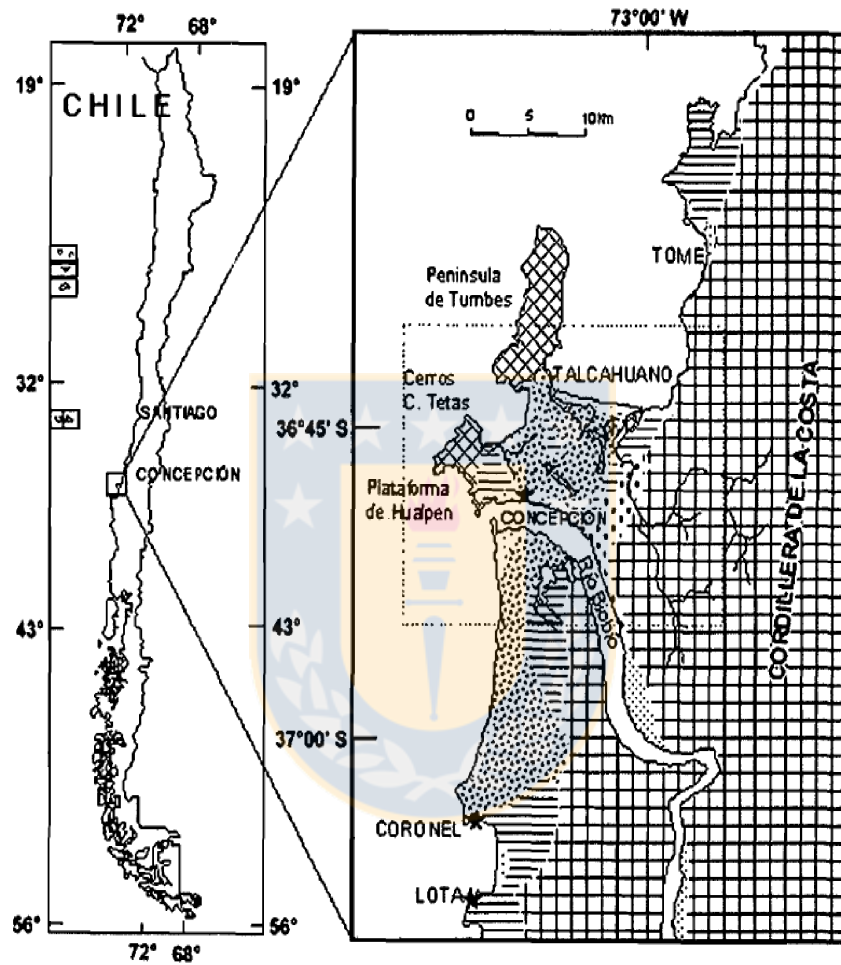
1.5.8 Eventos de PRM durante el último tiempo

Durante el invierno del año 2006, intensas lluvias afectaron la zona de estudio, provocando variados PRM e inundaciones. Éstas causaron aludes y provocaron víctimas fatales [Naranjo *et al.*, 2006]. Los días 20 de mayo y 12 de julio del año 2006, intensas precipitaciones, del orden de 40 mm/hr afectaron a ZLNB (detalle en FIGURA 1.7). Históricamente, la precipitación media anual acumulada alcanza los 1076.72 mm, sin embargo, para el año 2006, la precipitación alcanzó 1982.3 mm, representando un incremento de 84%. Para el mes de junio (temporada de invierno en el hemisferio sur), la zona experimentó un incremento de 179% en la precipitación acumulada, en comparación con el mismo mes de otros años, debido a eventos de lluvias intensas. Del mismo modo, la intensa precipitación, durante mayo y julio, generó una saturación de humedad en el suelo, la que se observó en forma de eventos de anegamiento [Mardones *et al.*, 2005; Naranjo, 2006]. La precipitación principal se produjo el 12 de julio, con un máximo diario de 182,8 mm y un valor acumulado de 298 mm durante seis días.

Todos los clústers fueron afectados por este evento hidrometeorológico, con la diferencia de los clústers B y D fueron los que sufrieron mayores daños económicos, con un fuerte impacto social [Marín, 2012]. Este evento ofrece un caso perfecto para estudiar PRM, utilizando sensores numéricos y modelos de base física. En el siguiente capítulo se abordarán las bases de datos necesarias para implementar esta estrategia. Para ello, se analizará la información disponible de manera pública con el

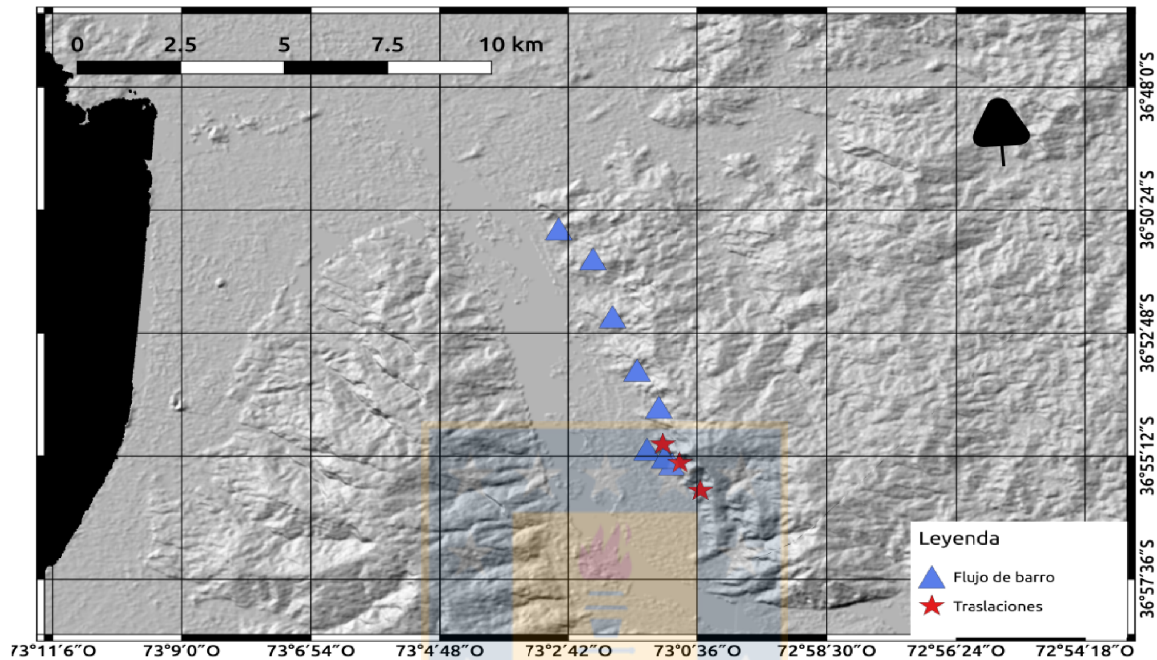
fin de proponer estrategias de mitigación en el caso que no exista información para llevar a cabo la modelación numérica.

Figura 1.6 Geomorfología de la zona de estudio. Fuente: Mardones *et al.*, 2005.



1. Cordillera de la Costa y penínsulas litorales, estructuradas en roca granítica y metamórfica de edad paleozoica. 2. Terrazas de abrasión marina y cerros isla, en roca metamórfica paleozoica y roca sedimentaria del Cenozoico inferior a medio. 3. Terraza superior del río Bio Bío (arenas negras basálticas). 4. Llanuras deltaicas y litorales (arenas negras basálticas). 5. Terraza media del río Bio Bío (arenas negras basálticas). 6. Llanura litoral de arenas cuarcíferas. 7. Defluviación del río Bio Bío. 8. Área de estudio.

FIGURA 1.7 Registro 2005-2006 de procesos de remoción en masa de tipo fluido y traslaciones.
Fuentes: Mardones *et al.*, 2005 y datos propios.



1.6 Materiales y Métodos

La investigación se ha organizado mediante un razonamiento secuencial que permita, en primer lugar comprender los efectos de las variables hidrometeorológicas en un corto periodo de tiempo con condiciones extremas (año 2006), para finalizar en un análisis de la influencia climática global en el largo periodo.

La zona de estudio en cuestión no posee estudios cuantitativos con datos de largo periodo, por lo cual es necesario representar las condiciones a través de modelos numéricos previamente validados en zonas con climas similares [Luo *et al.*, 2000; Lopez-Saez *et al.*, 2012; Meng-Long *et al.*, 2014]. Estos modelos de la misma manera, necesitan ser evaluados en la zona contrastándolos con información disponible. Así, el trabajo de investigación se dividirá en dos etapas, la primera corresponderá a un estudio de la zona mediante sensores remotos y datos in-situ, mientras que la segunda etapa estará enfocada a un estudio mediante modelación numérica.

1.6.1 Análisis exploratorio de la zona

1.6.1.1 Sensoramiento remoto

Para comprender los efectos de deformación superficial, la variabilidad temporal de la humedad del suelo y la cobertura de suelo existente, se utilizarán sensores remotos ubicados en distintas regiones del espectro electromagnético. Datos de sensores microondas serán utilizados para estimar deformación y contenido de humedad del suelo. Estudios de deformación serán realizados mediante datos del satélite ALOS-1 (PALSAR-1), mientras que la determinación del contenido de agua será realizado con escaterómetros a bordo de la misión AQUA (AMSR-E). Finalmente, se realizará una caracterización de la cobertura a partir de datos multitemporales del sensor LandSAT 8 (sensor OLI).

La zona posee enormes desafíos para su estudio si se plantea la utilización de sensores remotos. La región del espectro visible e infrarrojo cercano es fuertemente afectada, por efectos topográficos y frentes nubosos cargados de vapor de agua [Campbell, 2002]. Esto se debe a las propiedades de la atmósfera, donde existe una absorción de gases traza atmosféricos como O₃, O₂ y H₂O más acentuadamente [Richter & Wagner, 2011]. Además de la intensa absorción, se observan efectos de dispersión (scattering) [Hilsenrath *et al.*, 1995].

La dispersión no sólo afecta a sensores localizados en la región visible e infrarrojo del espectro, sino también a regiones microondas para sensores de tipo activos y pasivos, por lo cual se debe tener cuidado con su utilización. De esta manera, el uso de productos de radar de apertura sintética [Dokken *et al.*, 2002] (SAR en sus siglas en inglés) o escaterómetros (como ASCAT) [Prigent *et al.*, 2012] son afectados por la dispersión, introduciendo incertidumbre en las mediciones. Por consiguiente, un estudio realizado íntegramente con sensores remotos no es factible [Dokken *et al.*, 2002; Richter & Wagner, 2011; Prigent *et al.*, 2012].

De esta manera, la utilización de sensores remotos puede ser una herramienta útil para cuantificar variables no medidas in-situ debido a falta de instrumentación previa. Sin embargo debido a sus características, solamente pueden ser consideradas como complementarias y necesitan ser contextualizadas con un análisis en terreno.

1.6.1.2 Análisis de datos en terreno

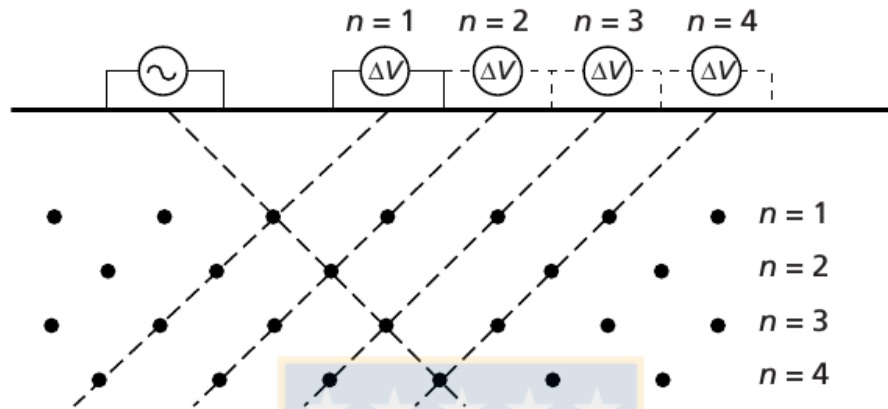
Con el objetivo de comprender la estructura interna de la ladera y su composición geotécnica, fueron realizadas campañas de muestreo en la zona. Este tipo de campañas fue imprescindible para representar conceptualmente la dinámica de la ladera durante las etapas de modelación numérica. El método de tomografía de resistividad eléctrica se lleva a cabo mediante un arreglo geométrico de

Dipolo-Dipolo (Figura 1.8). Para ello se dispusieron electrodos clavados en el suelo equidistantes a lo largo de la línea en estudio con el objetivo de inyectar corriente y medir la respuesta en voltaje entre diferentes puntos (ejemplo en Figura 1.8). Los resultados de la medición de voltaje entregarán un modelo de resistividad aparente [Kearey *et al.*, 2002; Arias *et al.*, 2012]. El modelo de resistividad aparente mide la resistividad completa entre las dos estacas. La contribución de resistividad se puede modelar a partir de un problema inverso considerando varias mediciones durante el experimento [Kearey *et al.*, 2002]. Este modelo final permite estimar la resistividad del terreno y asociarlo a la presencia de distintas formaciones de suelo y/o litologías [Gunn *et al.*, 2014; Gardi, 2014].

Tabla 1.1 Setup experimental de arreglo geoelectrico en puntos. Fuente: Elaboracion propia

Parámetros	Perfil 1	Perfil 2
Ubicación (UTM18S, WGS84)	5911820N, 677042E	5909268N, 677773E
Espaciamiento entre electrodos (nominal)	4 metros	4 metros
Número de posiciones de electrodos	20	20
Largo nominal	80	80
Número de tendidos realizados	1	1
Arreglo Geométrico utilizado	Dipolo-Dipolo	Dipolo-Dipolo

Figura 1.8 Resentación de la medición de potencial en un brazo mediante un arreglo de dipolo-dipolo. En este caso, N representa la separación relativa entre los pares de electrodos de corriente y potencial. .
Fuente: Fustos et al., 2017.



En las zonas donde se realizaron las mediciones geoelectricas, fueron extraidas muestras para ser analizadas en laboratorio. Cuatro muestras fueron extraidas en total. Se determinó valores de gravedad específica (Gs), granulometría y límites de Atterberg al material fino en cada muestra. La clasificación USCS del material se realizó siguiendo las indicaciones propuestas acorde a la literatura [NCh 1517/1-79; NCh 1517/2-79; NCh 1532-80]. Los resultados permitirán comprender la geometría interna de la ladera y su comportamiento geotécnico. Por otro lado, se realizó un ensayo de corte directo de acuerdo al procedimiento indicado en la norma ASTM 3080-03. De cada bloque fueron extraidas submuestras que fueron sometidas a presiones de 25 kPa, 50 kPa y 100 kPa (mayores detalles en sección 10).

1.6.2 Análisis mediante modelos numéricos

Debido a la falta de monitoreo instrumental, la zona no posee información de larga data. Información de tipo hidrometeorológica puede ser obtenida mediante sensores remotos hasta un cierto punto [Njoku, *et al.*, 2004]. Históricamente, en casos como estos la modelación numérica ha sido un gran aporte al estudio de zonas sin demasiada información [Doten and Lettenmaier, 2004; Pastor *et al.*, 2005; Oh and Pradhan, 2011; Peng *et al.*, 2014; Zapata-Rios *et al.*, 2015]. Dos enfoques serán utilizados, el primer enfoque corresponde a modelos deterministas mientras que el segundo a un enfoque estocástico.

1.6.2.1 Análisis de caso mediante alta resolución espacio/temporal: Enfoque determinista

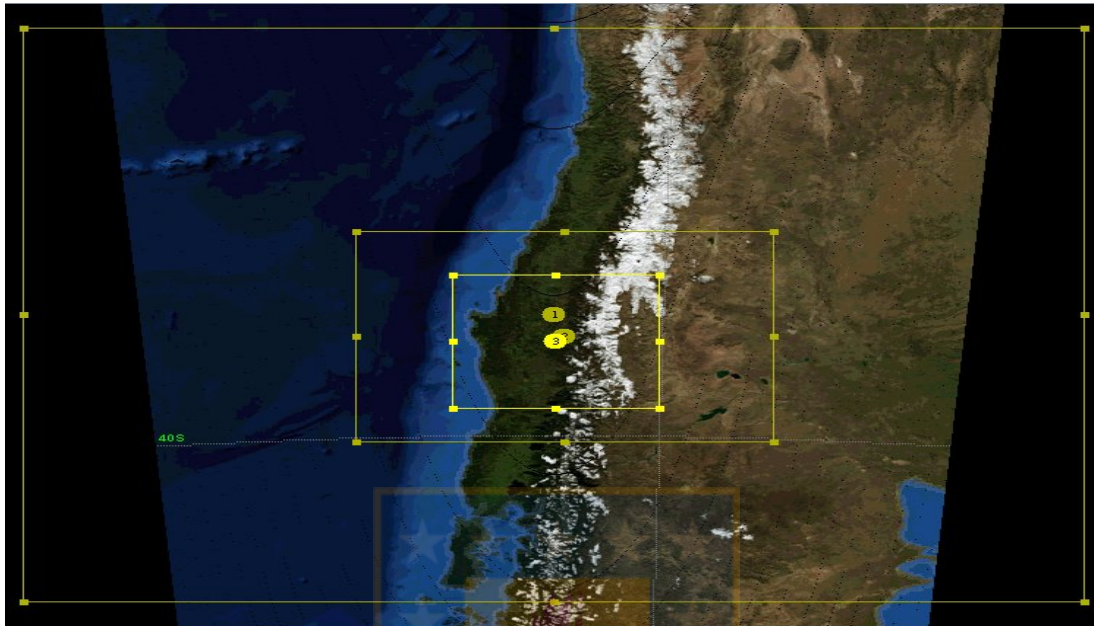
Los modelos deterministas permiten representar una variable física a través de relaciones matemáticas basadas en la caracterización de fenómenos físicos [Merlin *et al.*, 2008]. En estos casos se considera que los datos de entrada del modelo son conocidos con certeza o con un grado de incertidumbre bien caracterizado y aceptable [Ríos, 1995]. Durante la presente tesis doctoral, se implementarán estudios de corto plazo representando procesos físicos a alta resolución temporal. Esto permitirá representar las condiciones ambientales durante un periodo de intensa precipitación (año 2006). Se implementará para el caso del año 2006 un modelo atmosférico de mesoescala, el cual será acoplado en una segunda etapa a un modelo de balance de masa y finalmente acoplado a un modelo de estabilidad de taludes. Por otro lado, aprovechando la base de datos generada a partir de sensores remotos, se implementará un modelo de deformación mediante un esquema FEM.

1.6.2.1.1 Representación atmosférica a través del modelo Weather and Research Forecast

El Modelo Weather Research and Forecast (WRF) es un modelo numérico de mesoescala, no hidrostático, de sexta generación [Skamarock *et al.*, 2005]. WRF se diseñó, tanto para prestar aplicaciones en pronóstico operativo de tiempo [Givati *et al.*, 2012; Lynn *et al.*, 2012] como en investigación de los fenómenos meteorológicos [Fustos, 2012; Fustos *et al.*, 2012; Senatore *et al.*, 2014]. WRF considera varios esquemas para parametrizar las interacciones físicas e intercambios de energía entre la atmósfera y el subsuelo. Cada esquema realiza aproximaciones según la variable atmosférica que se desea abordar, lo cual añade un grado de incertidumbre en otras variables atmosféricas (alta sensibilidad).

Debido a la alta sensibilidad que presenta cada parametrización en las variables atmosféricas, se ha decidido utilizar esquemas empleados y validados sobre SudAmérica [Ruiz *et al.*, 2010]. El modelo WRF fue forzado con datos de reanálisis [NCEP, 2000] (datos FNL), mediante un dominio padre y dos dominios hijos, con una razón padre/hijo 1:3 (12856, 4285 y 1428 metros respectivamente, Figura 1.9), con salida de simulaciones cada una hora. Los datos FNL incorporan gran cantidad de variables atmosféricas; como precipitación, temperatura o presión (mayores detalles en <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>). El modelo WRF fue implementado considerando los esquemas sugeridos por otros investigadores sobre Sudamérica [Ruiz *et al.*, 2010; Garreaud *et al.*, 2011; Martínez, 2012]. WRF ya ha sido aplicado en la zona de estudio en pronósticos atmosféricos [Martínez, 2012] o como modelo de acoplación atmosférica aplicada al área de hidrología [Fustos, 2012].

Figura 1.9 Diseño de Dominios. Fuente: Elaboracion propia.

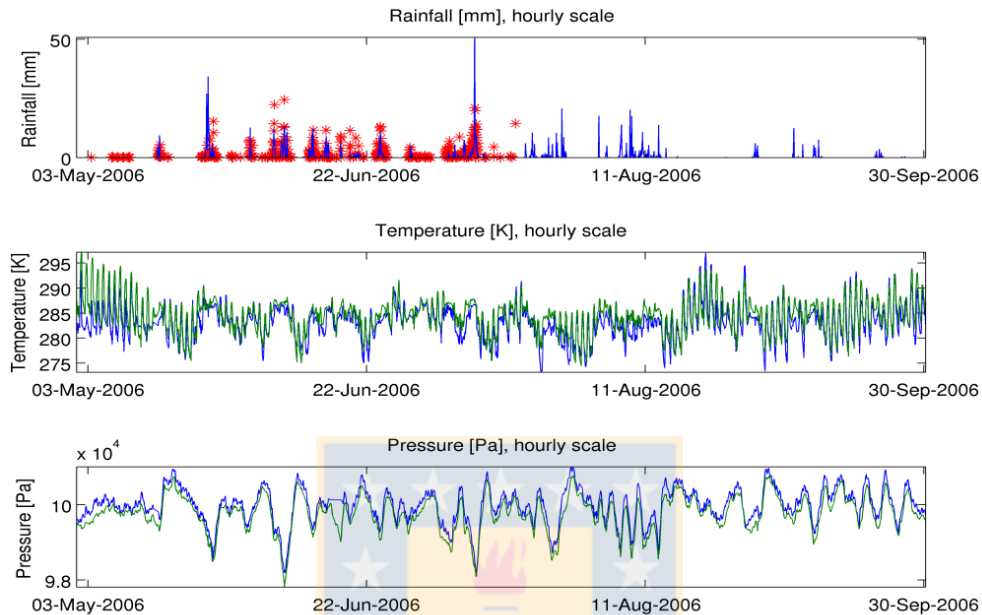


Luego de una minuciosa revisión, se utilizó el esquema de Lin para el modelo de microfísica [Lin *et al.*, 1983], el cual considera los intercambios de energía entre el hielo, nieve y granizo en altura y cómo éste afecta los procesos superficiales. El intercambio de energía durante el acoplamiento suelo-atmósfera, consideró el esquema de Monin-Obukhov [Monin y Obukhov, 1954] y el intercambio de masa fue realizado a través del modelo NOAH [Tewari *et al.*, 2004]. Finalmente, se logró obtener gracias al modelo WRF, simulaciones de temperatura, precipitación, humedad, radiación en onda larga y onda corta incidente, y presión superficial.¹

Con el fin de poder estimar la representatividad del modelo, se realizó un análisis de calidad de los resultados. La calidad de las simulaciones atmosféricas fue contrastada con los registros de la estación meteorológica TIGO, mediante un análisis de error (MSE y bias) (Figura 1.10). El estudio arrojó que el error medio cuadrático (MSE, en inglés) para la precipitación, es de 10^{-4} [mm] (bias de 10^{-5} [mm]). Por su parte, la temperatura simulada presenta un MSE de 5.7 K (bias 1.3 K), y la presión atmosférica superficial, 5.9×10^4 [Pa] (bias -214.57 [Pa]). Por lo tanto, las condiciones atmosféricas fueron bien representadas por los modelos numéricos, con mínimos márgenes de error, los cuales pueden ser atribuidos a una pobre resolución espacial en la vertical de las capas de presión.

¹ Resultados considerados a partir del trabajo preliminar: Fustos I., Abarca-del-Río, R., Sepúlveda, H.H. 3, Artal, O., Bohn, T. J., (En preparación). Impact on discharge modeling using different atmospheric forcing sources. Para ser sometido en Hydrologic research.

Figura 1.10 Comparación mediciones TIGO con modelo WRF. Fuente: Elaboracion propia.



Generalmente, se utiliza una alta resolución vertical en las capas de presión [Shih-Hung, 2011], sin embargo, se empleó sólo una capa de presión superficial y 26 capas de presión adicionales (1000mb hasta 10mb). Se utilizó esta estrategia debido a que este estudio no requería una mayor comprensión o exactitud de los procesos atmosféricos de mediana o gran altura. De esta manera se centraron esfuerzos en aumentar la velocidad de cómputo en superficie, en desmedro de los fenómenos verticales, para que los errores superficiales pudieran ser considerados despreciables.

La precipitación en la zona de estudio está controlada por el paso de sistemas frontales durante los meses de invierno [Barret *et al.*, 2010]. Los efectos topográficos pueden alterar la distribución de precipitación en el modelo numérico, [Roe, 2006], los que no necesariamente alcanzan a ser representados debido a su resolución espacial de 1.4 km. Sin embargo, estudios recientes han mostrado que entre la costa y la precordillera de los Andes, los patrones de precipitación permanecen constantes, logrando arrojar errores uniformes, a pesar de la compleja topografía en los modelos numéricos [Falvey and Garreaud, 2007]. Asimismo, el contraste topográfico en la zona de estudio es pequeño (inferior a 300 metros) en comparación a otros estudios que trabajan con contrastes topográficos superiores a 2000 metros [Garreaud *et al.*, 2010; Bravo and Garreaud, 2011; Garreaud *et al.*, 2011].

De esta manera, y considerando que los errores reportados por mediciones in-situ fueron despreciables y que se trabajó en un área acotada (inferior a 30 km²), es posible asumir que la distribución del error

en la zona es uniforme, extrapolando esto sobre la zona de laderas. Por consiguiente, se elimina la necesidad de una densa red de estaciones meteorológicas locales, reemplazándola por un sistema de estaciones meteorológicas virtuales representadas por el modelo WRF. Así, se integra la variable atmosférica en estudios históricos de susceptibilidad de PRM en la zona de estudio, como ocurre en zonas mejor caracterizadas por otros autores en otras latitudes como Honduras y Micronesia [Harp *et al.*, 2009] o Brazil [Calvello *et al.*, 2014].

1.6.2.1.2 Modelos hidrometeorológicos

El contenido de humedad del suelo es un parámetro crítico en la delimitación de la estabilidad de un talud [Ali *et al.*, 2014]. En casos de suelos limo-arcillosos, el contenido de agua puede tener un papel desestabilizante [Griffiths *et al.*, 2005; Yalcin, 2007] por lo cual es crucial conocer su evolución temporal. Para comprender el contenido de agua en el subsuelo y su evolución temporal, se diseñó un modelo hidrometeorológico a partir del un acoplamiento de los resultados del modelo atmosférico [Skamarock *et al.*, 2005] con un modelo de balance de hídrico [Doten and Lettenmaier, 2004]. Para estimar su representatividad, los resultados fueron contrastados con observaciones remotas del sensor AMSR-E.

1.6.2.1.3 Modelos de deformación

El análisis de la deformación, desde un punto de vista matemático, se basa en la mecánica del medio continuo. Físicamente, un medio que se encuentra deformando es representado por una solución a un sistema de ecuaciones diferenciales en equilibrio. Sin embargo, en muchos casos se conoce solamente las soluciones en las fronteras (bordes) por lo cual encontrar una solución completa puede ser difícil o imposible [Griffiths *et al.*, 2005]. Actualmente, gracias a los métodos numéricos tales como el método de elementos finitos (FEM), es posible solucionar los campos de deformación a partir de las condiciones de borde y parametrizaciones de las propiedades geotécnicas. Las técnicas basadas en FEM han sido utilizadas en los últimos 70 años en el área de análisis estructural [Griffiths *et al.*, 2005; Salazar *et al.*, 2012] y más recientemente en geociencias [Honglei *et al.*, 2006; Herrera *et al.*, 2013; Cascini *et al.*, 2014]. Para conocer la distribución de los esfuerzos en la zona de estudio, se procederá a implementar por primera vez un modelo FEM. De esta manera se conocerá la distribución de la deformación y a partir de este, la distribución espacial y temporal de los esfuerzos.

1.6.2.2 Análisis de caso mediante alta resolución espacio/temporal: El caso del enfoque estocástico

Los modelos deterministas, tales como FEM o modelos de balance de masa, son sumamente útiles debido a su representatividad física. Sin embargo, necesitan grandes cantidades de parámetros,

por lo cual para grandes periodos de estudios o condiciones de alta incertidumbre hidrológica dejan de ser precisos [Rahman *et al.*, 2012]. De esta manera, el enfoque estocástico surge como una potente herramienta para representar la variabilidad temporal de fenómenos con una cantidad reducida de información a baja resolución temporal [Fustos *et al.*, 2014], pero permitiendo representar fenómenos de largo periodo [Li *et al.*, 2011] tales como el efecto de la dinámica ecuatorial sobre la zona.

Este enfoque fue utilizado para comprender la relación de los procesos de remoción en masa con el clima a través de modelos de elección discreta. La utilidad de los modelos de elección discreta radica en que permiten la modelización de variables cualitativas, a través del uso de técnicas propias de las variables discretas [McCullagh & Nelder, 1989].

1.7 Resultados metodológicos preliminares: Base de datos

La recopilación de información en forma de bases de datos es crucial para evaluar la cantidad y calidad de los resultados, previo a cualquier estudio. En hidrología e hidrogeología, la calidad de los datos permite una interpretación adecuada de los resultados [McKinley & Savage, 1996; Compton & Best, 2011], optimizando la gestión de los procesos asociados a ellos [Leone *et al.*, 2007]. En el caso de procesos de remoción en masa (PRM), el conocimiento de las propiedades físicas, a través de bases de datos robustas, permite una mejor gestión del riesgo, especialmente aquellos eventos asociados a eventos hidrometeorológicos.

En la actualidad, existe un incremento de instrumental para monitoreo de fenómenos hidrometeorológicos que varían de un país a otro en Sudamérica. En Chile, por ejemplo, el monitoreo atmosférico se ha densificado mediante el establecimiento de la red AGRIMET del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA, <http://agrimet.inia.cl>) o la red de estaciones FDF (<http://www.agroclima.cl/>). Sin embargo, las observaciones hidrometeorológicas para algunas variables, tales como; humedad de suelo, temperatura, precipitación o caracterización de suelos, son insuficientes tanto en términos de cobertura espacial como temporal.

Con el fin de mejorar las bases de datos, los investigadores utilizan técnicas de asimilación de datos, mediante la combinación de redes integradas y mediciones multiplataforma [Weerts *et al.*, 2010; Flores *et al.*, 2014; Seo *et al.*, 2014]. Esto ha permitido mejorar las bases existentes, reemplazando en algunos casos, la necesidad de una amplia red de observaciones in-situ [Crétau *et al.*, 2011]. Sin embargo, la importancia de las observaciones de variables hidrometeorológicas in-situ no puede ser eliminada. Las observaciones in-situ, por muy escasas que sean, deben ser consideradas como mecanismo de control y validación de sensores remotos, como lo han demostrado diversos estudios [Garreaud *et al.*, 2010; Brocca *et al.*, 2011; Mascaro *et al.*, 2015].

En condiciones donde las observaciones in-situ son escasas, las bases de datos de productos multi-plataformas permiten comprender la dinámica de un PRM. La validez de estos productos queda condicionada a la resolución espacial y temporal de ellas cuando se realizan los estudios [Compton & Best, 2011]. Durante esta tesis queda de manifiesto que ZLNB inicialmente no dispone de bases de datos de alta resolución espacio/temporal, situación que obliga a desarrollar una información basal antes de implementar cualquier estudio aplicado a PRM.

Durante el presente capítulo se explica el desarrollo de bases de datos mediante diversas fuentes, como downscaling espacial con modelos físicos y estadísticos. La integración de cada técnica en distintas instancias permitirá desarrollar productos robustos e incluso, corregir aquellos oficiales previamente disponibles.

1.7.1 Factor Atmosférico

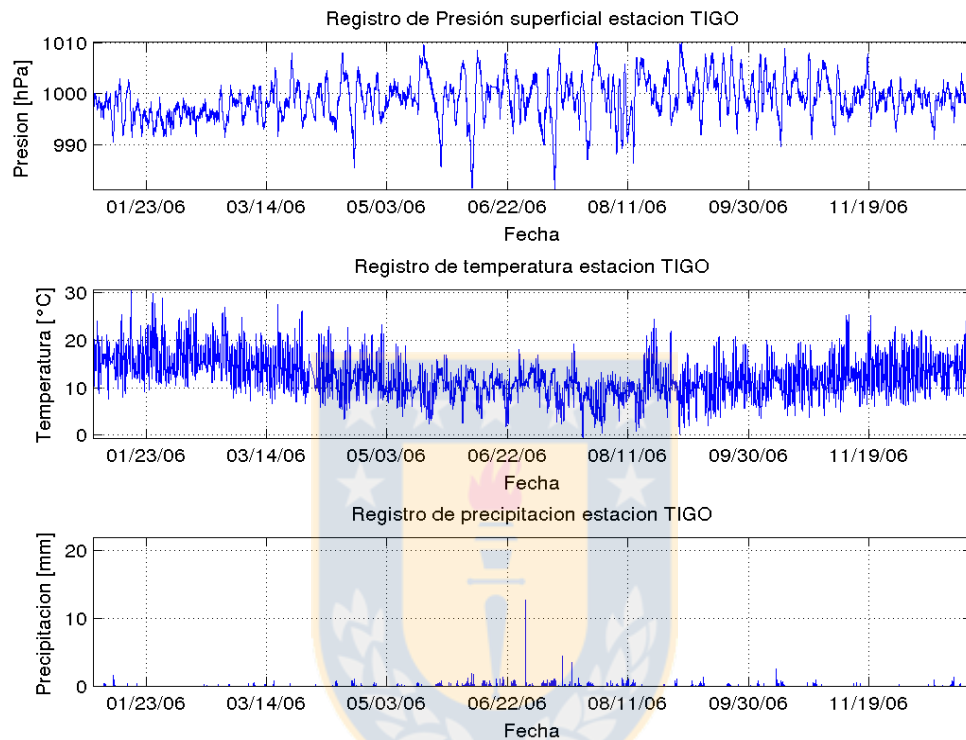
Los procesos de remoción en masa son desencadenados por efecto de intensas y/o prolongadas precipitaciones [Varnes, 1984], afectando la calidad de vida de las personas. Para estimar el impacto del factor atmosférico en un PRM, se requiere información meteorológica (precipitación, temperatura del aire, humedad relativa, entre otros) considerando el impacto de la variabilidad espacial y temporal en la zona. Sin embargo, debido a las limitaciones técnicas que implica tener una densa red de estaciones meteorológicas operativas, resulta compleja su implementación.

De la misma manera, no siempre los datos meteorológicos disponibles estarán completos, por lo cual es necesario analizar la disponibilidad de series de tiempo meteorológicas. Normalmente, la precipitación es considerada en estudios de susceptibilidad mediante mediciones in-situ [Hengxing *et al.*, 2003; Chang *et al.*, 2008; Kanungo & Sharma, 2014]. En el caso de no disponer de información meteorológica in-situ, se utilizan estaciones en las cercanías [Alarcon, 1995; Mardones y Vargas, 2001; Naranjo *et al.*, 2006].

1.7.1.1 Disponibilidad de Series de Tiempo Meteorológicas

En la zona de estudio existen dos fuentes de información meteorológica; la primera corresponde al aeropuerto Carriel Sur (36.772500°S, 73.063056°W), y la segunda, a diversas estaciones meteorológicas que posee la Universidad de Concepción al interior de su campus (36.827764°S, 73.036074°W). De esta última, se pudo recuperar información meteorológica del observatorio geodésico TIGO (36.842696°S, 73.024983°W), y se obtuvo valores de temperatura, precipitación y presión superficial. Esta serie de datos abarca casi todo el año 2006, sin embargo, presenta algunas brechas y se ubica a una distancia superior a los 5 km de la zona de estudio.

FIGURA 1.11 Registro Meteorológicos Estación TIGO. Fuente: Elaboracion propia



De lo anterior, resulta difícil considerar a TIGO (FIGURA 1.11) como una estación meteorológica válida para la presente zona de estudio. En este sentido, una estación meteorológica puntual no permite representar la variabilidad espacial de las precipitaciones, por lo que se entiende que existe una cantidad limitada de información meteorológica en la zona y una porción mucho menor a la que se puede acceder en el marco de la presente investigación.

Considerando la escasa información meteorológica presente en la zona de estudio, se han simulado las condiciones atmosféricas de toda la región entre los meses de mayo y septiembre del año 2006. Para ello, se ha utilizado el modelo Weather and Research Forecast (WRF) [Skamarock *et al.*, 2005].

1.7.2 Cobertura Vegetal

La cobertura vegetal tiene un rol primordial en el control de la escorrentía y el agua que puede infiltrarse [Dadhwal *et al.*, 2010; Nie *et al.*, 2011]. Es por ello que se debe conocer con alta precisión la cobertura vegetal durante el periodo de estudio, siendo esto un factor crítico para cuantificar la escorrentía superficial.

En dicha zona existen productos de cobertura de suelos con baja resolución espacial, utilizando datos del sensor MODIS (50 Km) [Friedl *et al.*, 2010; Channan *et al.*, 2014] o datos AVHRR (8 km) [Hansen *et al.*, 2000]. Trabajos preliminares de cobertura de suelo han permitido contribuir con productos de mejor resolución espacial, utilizando datos MODIS (1 Km) mediante técnicas de clasificación supervisada [Fustos *et al.*, 2013]. Sin embargo, estos productos todavía son insuficientes para estudios hidrológicos de alta resolución espacial, donde se trabaja normalmente con resoluciones inferiores a 100 metros.

Con el fin de implementar modelos hidrológicos de alta resolución espacial, se generó un mapa de cobertura de vegetación mediante una clasificación supervisada. Para ello, se utilizaron imágenes satelitales con una resolución espacial de 30 m, las que fueron obtenidas del sensor multiespectral “Operational Land Imager” (OLI) a bordo del satélite LandSAT 8, adquiridas en diversos periodos del año (Tabla 1.2). Debido a la segmentación que tiene la zona de estudio, se utilizaron dos imágenes por fecha, las cuales fueron procesadas a valores de reflectancia superficial (RS). Estos datos fueron corregidos para evitar errores atmosféricos (método de objeto oscuro), topográficos (método cosine) y radiación estandarizada (distancia Tierra-Sol) [Chuvienco, 1996]. La clasificación supervisada fue implementada mediante una estrategia de clasificación de regresión logística [McCullagh & Nelder, 1989], considerando los valores de RS como estimadores y zonas de entrenamiento establecidas en campo como predictores obtenidas a partir de estudios previos [Fustos *et al.*, 2013].

Tabla 1.2 Fechas de adquisición imágenes del sensor OLI. Fuente: Elaboracion propia.

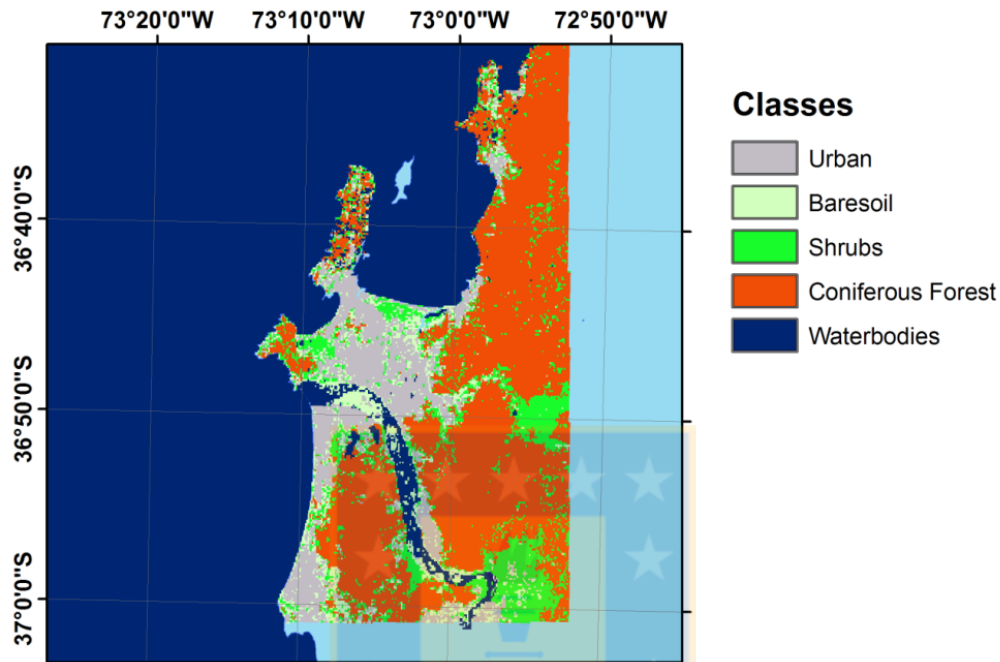
Número	Path/Row	Fecha de adquisición	Hora de adquisición (UTC)
1	001/085	2013-05-05	14:42:28.1387514Z
2	001/086	2013-05-05	14:42:52.0947867Z
3	001/085	2013-05-21	14:42:41.1756538Z

4	001/086	2013-05-21	14:43:05.1258754Z
5	001/085	2013-06-06	14:42:41.3944004Z
6	001/086	2013-06-06	14:43:05.3488094Z
7	001/085	2013-08-09	14:42:40.0072564Z
8	001/086	2013-08-09	14:43:03.9599028Z

Los mapas de vegetación generados fueron consistentes con los distintos tipos de flora existente en la zona de pendientes. Los resultados de la clasificación (FIGURA 1.12) muestran que la precisión de la cobertura de suelo varía entre 82% (hierba) y 96% (suelo desnudo). El uso de suelo urbano presenta una precisión de 89%, luego el bosque mixto/forestal con 95.32%, y cuerpos de agua con 95.89%.

De lo anterior, se observa que las zonas urbanas y pastizales (89.72% y 82.70% respectivamente) fueron las que presentaron menores tasas de precisión. Los errores en la clasificación pueden ser atribuidos a los cambios en los valores de reflectancia superficial, por efectos topográficos [Gu and Gillespie, 1998; Zhang *et al.*, 2000]. Estos ocurren cuando la superficie orientada hacia el sol recibe más radiación que la que se encuentra situada lejanamente, en la ladera opuesta [Jensen, 1996; GAP, 1998]. Sin embargo, estudios preliminares sugieren que resoluciones espaciales de 30 metros permiten remover efectos topográficos, disminuyendo la incertidumbre en la clasificación [Gao & Zhang, 2009]. De esta manera, es posible contar con un producto de cobertura de suelos de alta resolución espacial para aplicaciones hidrológicas, como modelos de balance de masa (Capítulo3).

FIGURA 1.12 Clasificación Supervisada de la Zona de Estudio. Fuente: Elaboracion propia.



1.7.3 Humedad del Suelo

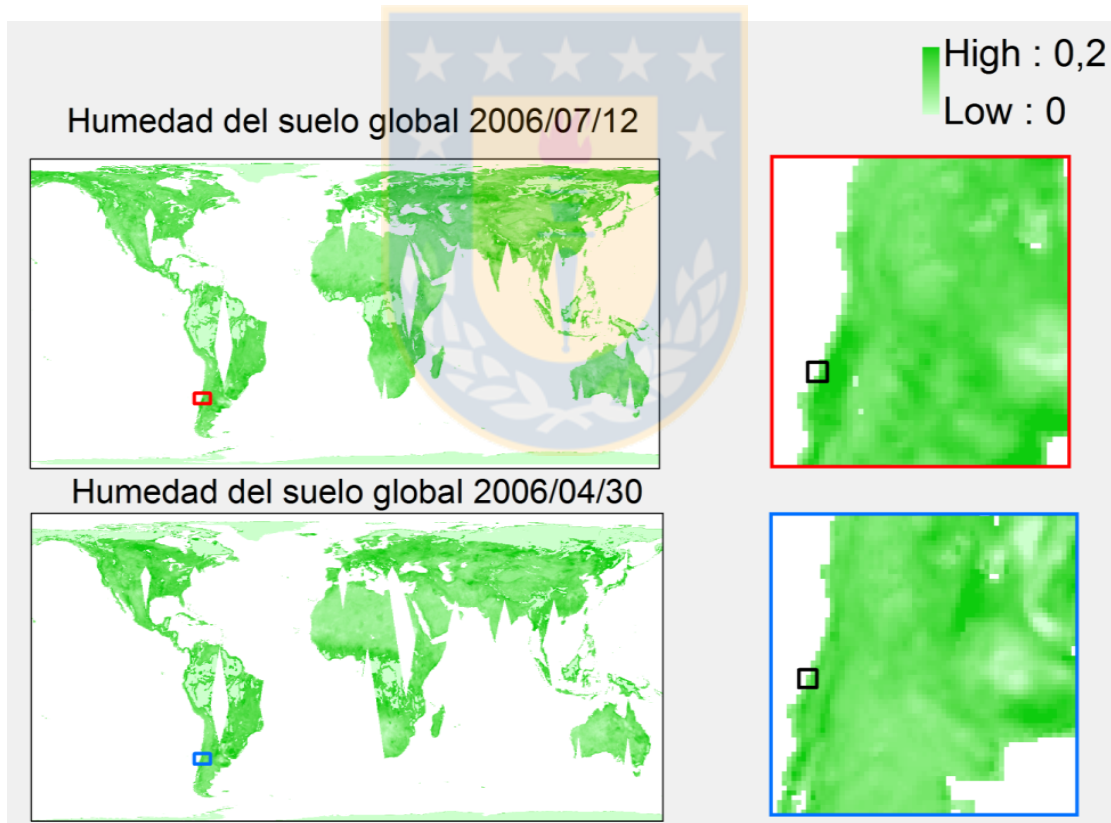
La humedad del suelo controla las interacciones hidrológicas entre la vegetación y los forzantes climáticos [Brocca *et al.*, 2011]. Actualmente, esta variable es considerada como una variable climática esencial, que permite caracterizar adecuadamente el clima de la Tierra [GCOS, 2010]. De la misma manera, la humedad del suelo es un indicador clave en la validación de modelos numéricos [Jawson & Niemann, 2007; Mascaro *et al.*, 2015] debido a su propiedad de controlar el intercambio de masa entre la superficie y el subsuelo [Manns *et al.*, 2014]. Por esto, para estimar la precisión de un modelo de balance de masa, es importante considerar dicha variable.

Durante el año 2006, la zona de estudio no disponía información de humedad del suelo in-situ. En este sentido, si se utilizan mediciones instrumentales alejadas de la zona de estudio, no sería representativo, debido a la variabilidad intrínseca de las propiedades texturales del suelo [Manns *et al.*, 2014]. Por esto, se utilizó información de la humedad del suelo del sensor Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E), a bordo del satélite AQUA de la NASA, como estrategia de observación remota. Estos datos fueron descargados desde la plataforma del Sistema de Datos e Información para Ciencias de la Tierra (EOSDIS, <http://reverb.nasa.gov>). EOSDIS es parte de la División de Proyectos de Ciencias de la Tierra de la Dirección de Proyectos de vuelos del Centro de

Vuelos Espaciales Goddard, ofreciendo datos científicos a una amplia comunidad de usuarios para el Directorio de Misiones Científicas de la NASA.

Los datos AMSR-E tienen una resolución espacial de 25 Km, con una capacidad de penetración de 1 centímetro y una resolución temporal de 12 horas [Njoku, *et al.*, 2004]. A pesar que el satélite AQUA posee un periodo de revisita de 12 horas para la mayoría de sus sensores, el diseño del sensor AMSR-E no tiene la capacidad para cubrir diariamente la zona de estudio por efecto del ángulo de visión del sensor (Figura 1.13).

Figura 1.13 Cobertura global de datos de contenido de agua en el subsuelo (mm/mm)². Fuente: Elaboracion propia.



² Importante:

Océanos y lagos se encuentran enmascarados en blanco al igual que las zonas que no fueron observadas durante la órbita (parte de Brasil y África).

Arriba: Zona de estudio. Información para 12 de julio de 2006. Recuadro rojo: Zoom a la vecindad de la zona estudio.

Abajo: Zona de estudio. Humedad global para el día 30 de abril de 2006. Recuadro azul: Zoom a la vecindad de la zona estudio.

La ventaja de utilizar el sensor AMSR-E sobre otras técnicas remotas, radica en su libre acceso y en que éste no presenta interferencias de radio (RFI) en la banda C (6.9 [GHz]) [Li *et al.*, 2004] en la zona de estudio, los cuales sí son observados en zonas densamente pobladas en Estados Unidos [Li *et al.*, 2004] y parte de Europa [Bindlish *et al.*, 2006]. A pesar de esto, se desarrolló un análisis de todas las adquisiciones realizadas por el sensor, con el fin de extraer sólo la información válida en la zona de estudio. Los resultados de la extracción de información útil se utilizaron para comprender el impacto de la humedad del suelo y validar los modelos numéricos que se abordarán en el capítulo 3.

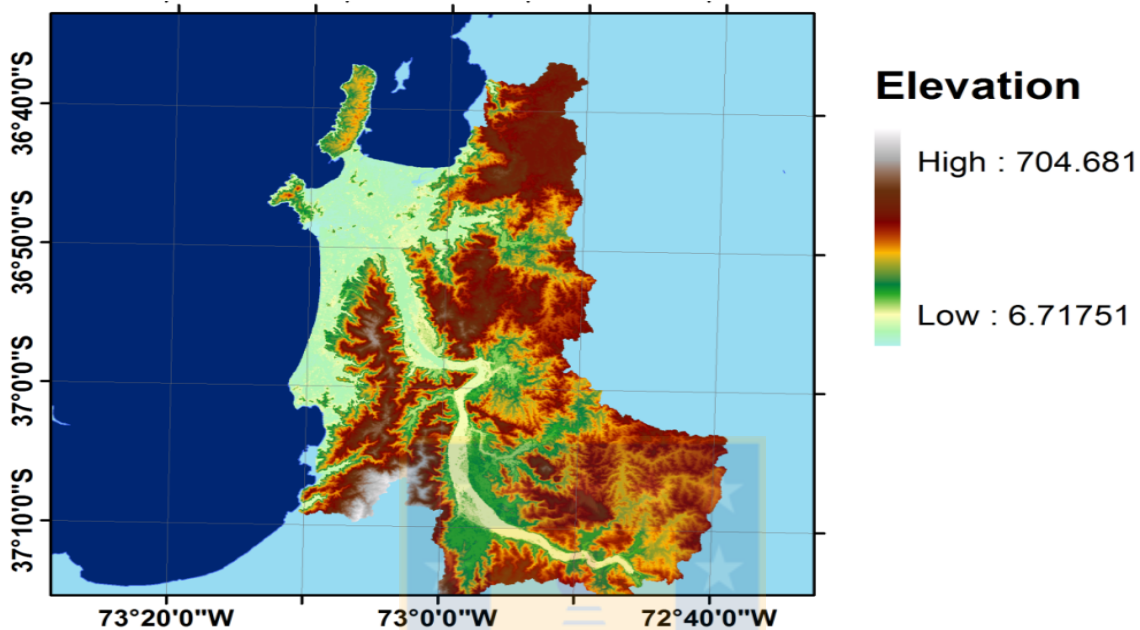
1.7.4 Textura de Suelos y Modelo de Elevación de Terreno

La simulación y análisis de los procesos hidrológicos modernos dependen, en gran medida, de descripciones adecuadas de las características de retención de humedad en el suelo y la forma del relieve. A su vez, la humedad está controlada por las propiedades físicas e hidráulicas que los distintos tipos de suelos poseen.

A lo largo de numerosos estudios, se han clasificado los distintos tipos de suelos según su composición (textura), tanto a nivel internacional [Campbell, 1974; Rawls, 1983; Van Genuchten *et al.*, 1992; Soil Survey Staff, 2004] como nacional [CIREN, 1992]. Una buena comprensión de la distribución textural del suelo es imprescindible para implementar modelos hidrológicos de base física con bajos valores de incertidumbre. Sin embargo, implementar una caracterización de suelos resulta costoso, lo que hace inviable su desarrollo. Una forma para solucionar esto es determinar propiedades texturales a partir de mapas de suelos locales. Para ello, se utilizó la base de datos de textura de suelos del Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN) [CIREN, 1992], la que se debió corregir, debido a incongruencias con el tipo de suelo del sector urbano.

El relieve fue estudiado a partir del modelo de elevación digital GDEM [Hirano *et al.*, 2003; METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS, 2009]. El producto utilizado (Figura 1.14) posee una resolución espacial de 30 metros, con un error reportado de 12 metros en la vertical [Wang *et al.*, 2012]. Para corregir el producto, se utilizaron 850 puntos de control oficiales, proporcionados por el IGM [IGM, 1986]. El DEM fue corregido mediante una segmentación espacial rectangular considerando una regresión lineal simple (12 Km). El resultado de las correcciones evidenció diferencias de 38 metros entre observaciones de campo y el DEM, contradiciendo los errores nominales verticales de +/-12 metros informados [Hirano *et al.*, 2003]. De esta manera, utilizando estos resultados es posible implementar modelos hidrológicos basados en el principio de balance de masa a alta resolución espacial.

Figura 1.14 Modelo de elevación digital corregido. Fuente: Elaboracion propia.



1.8 Sumario

La formación de bases de datos con bajos valores de incertidumbre es tarea compleja y delicada. A partir de los resultados presentados en este capítulo, se sabe de la existencia de bases de datos previas con escasa información meteorológica (como datos de la estación TIGO), base de datos incorrectas (de textura y DEM) o información inexistente (humedad de suelo y cobertura vegetal a alta resolución espacial). Para solventar estos problemas, se utilizaron diversos planes de acción con el objetivo de depurar las bases de datos y dejarlas operacionales para la implementación de las futuras técnicas para la comprensión de los PRM en la zona de estudio.

Durante la depuración de las bases de datos, se observó la integración de productos recolectados remotamente con las escasas observaciones in-situ disponibles en la zona durante el año 2006. De los resultados, los ítems más importantes a considerar son:

1. Fue posible capturar la variabilidad espacial de los patrones atmosféricos considerando una estación meteorológica ancla que sirviera para estimar el error en las simulaciones.
2. Se estableció la cobertura de suelos a alta resolución espacial, considerando la variabilidad temporal de la reflectancia de la cobertura vegetal, mediante un sensor multispectral. El análisis en las zonas de entrenamiento muestra una precisión sobre el 85%, lo cual puede ser

cuestionable considerando que se requiere de una alta precisión. Sin embargo, en la ladera donde se trabajará la presente investigación, es posible encontrar precisión sobre el 93%, lo que indica una adecuada clasificación de la zona de estudio.

3. La base de datos de humedad fue elaborada a partir de datos AMSR-E a bordo del satélite AQUA. Se evaluó la calidad de los datos, eliminando las brechas de éstos, debido a la ausencia de información durante algunas revisitas.
4. Los datos de textura y modelos de elevación digital de terreno mostraron inconsistencias con respecto a los resultados de campo:
 - Los datos de textura fueron corregidos a partir de información de campo.
 - El DEM fue rectificado utilizando una regresión lineal simple, mediante un análisis de clúster con un radio de influencia de 12 km. Esto permitió entender la existencia de un error en la vertical de 38 metros, superior a los 12 metros que informan oficialmente para el producto GDEM [Hirano *et al.*, 2003].

Los resultados obtenidos en los cuatro puntos, permiten alimentar los modelos de balance de masa que serán desarrollados en el siguiente capítulo. De esta manera, será posible establecer zonas de susceptibilidad ante PRM, considerando la evolución temporal del factor de seguridad (ver Capítulo 3).

1.9 Propuesta de hilo conductor de la presente tesis.

La ladera norte del río Biobío (36.9°S, 73.0°W), ubicada en la zona centro sur de Chile, es una zona con activo cambio del relieve producto de procesos endógenos y exógenos. La influencia de los distintos factores que inciden en la generación de procesos de remoción en masa de tipo somero en la ladera en LNB no está completamente cuantificada ni comprendida. En la literatura existen numerosas metodologías que tratan de explicar el peso de los factores a través de estudios basados en estadística, modelación (elemento finito, hidrológico y/o atmosférico), datos locales o teledetección de manera independiente. Sin embargo, en LNB no es posible utilizar única metodología debido a sus características locales y carencia de información histórica. Esto genera una clara restricción en cualquier estudio que utilice una sola metodología impidiendo generar resultados concluyentes. Durante los últimos años, nuevas corrientes en Geociencias han buscado integrar diferentes metodologías con el objetivo de comprender fenómenos y procesos que de manera individual resulta complejo o poco probable. De la misma forma, a partir de lo expuesto en las subsecciones anteriores, existe un objetivo general bien marcado: “Comprender el impacto de los factores exógenos asociados a PRM que inciden en la ladera norte del río Biobío (LNB)”. Sin embargo, este objetivo resulta ser muy

extenso y difícil de abordar a través de un solo estudio. Es por ello que se decide, para facilitar la comprensión del documento al lector, dividir la tesis en capítulos que aborden los objetivos específicos de manera separada. Por este motivo, se dividió el documento en 8 capítulos, incluyendo la introducción más capítulos que abordan individualmente cada objetivo específico propuesto en la presente tesis.

La cuantificación de los valores de deformación superficial asociadas a procesos de remoción en masa (OE1) es abordado en el capítulo 2. Considerando una inexistencia de información instrumental histórica en la zona, se realizó una integración de mediciones in-situ (tomografía de resistividad eléctrica, ERT) y remotas (Interferometría de radar de apertura sintética, InSAR) para evaluar las características de la geometría interna de la ladera y los valores de deformación observados durante el año 2006. Estos resultados de ERT fueron considerados para estimar la susceptibilidad ante procesos de inestabilidad de ladera, con el cual se cumple el OE2.

El lector observará en el capítulo 3, los resultados de la implementación de un modelo de balance de masa considerando la dinámica del agua subterránea (OE3). Se tomó como caso de estudio el periodo de intensas precipitaciones del año 2006 (Mayo-Septiembre). Esto permitió calcular la evolución temporal del factor de seguridad (FS), lo cual ayudó a comprender la distribución espacial de potenciales zonas que pueden sufrir una inestabilidad de ladera y su correspondiente susceptibilidad.

A pesar que en el capítulo 3 se tiene una primera aproximación de las zonas susceptibles ante inestabilidad de ladera, no se conoce la distribución del tensor de esfuerzo en la zona (OE4). Es por ello que el OE4 fue cubierto en el capítulo 4 donde se construyó un modelo de elemento finito (FEM) el cual permitió comprender la distribución espacio/temporal de los esfuerzos normales en las laderas.

Finalmente, se realizó un estudio de largo plazo mediante variables climáticas para comprender la relación en la zona de estudio. Se implementó durante el capítulo 5 las bases metodológicas de un modelo logístico para estimación de eventos hidrometeorológicos que afectan la zona de estudio. Prospectivamente se escogieron inundaciones debido a su fácil registro en la zona. Esto permitió validar una metodología no desarrollada y expandirla en el capítulo 6 para cumplir con el OE5. De esta manera, se pudo comprender el impacto que tiene la dinámica atmosférica global (representados por el AAO y ENOS) con la ocurrencia de procesos de remoción en masa a escala local asociadas a eventos hidrometeorológicos.

De esta manera, en esta tesis doctoral se implementó técnicas de estudio para procesos de remoción en masa no desarrolladas en el sur de Chile. Finalmente, los resultados de los capítulos 2 hasta el 6 fueron integrados en una discusión durante el capítulo 7 para posteriormente generar un mapa conceptual y generar un sumario general en el capítulo 8.

Capítulo 2

Slow movements observed with in-situ and remotely sensed techniques in the Central zone of Chile

I. Fustos, D. Remy, R. Abarca-del-Rio, A. Muñoz

Documento aceptado a International Journal of Remote Sensing (al 30/03/2017). Código DOI:

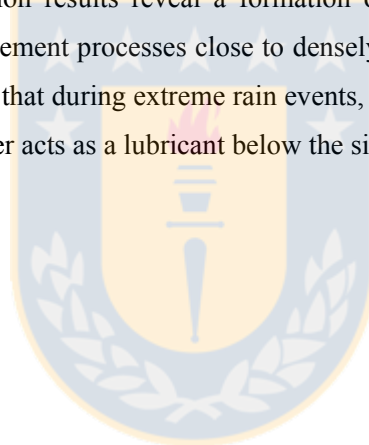
10.1080/01431161.2017.1317944



2 Slow movements observed with in-situ and remotely sensed techniques in the Central Zone of Chile

2.1 Abstract

Slow movement processes correspond to slow to extremely slow deformation in slopes. Slow movement is often known to be the cause of severe damage to structures and infrastructures. In the Northern Biobío hillside (NBH), many slow movements were not previously identified, which led to building damage. To evaluate their triggering factors, we use two complementary techniques: InSAR and Electrical Resistivity Tomography (ERT). We observed deformation patterns using SAR data derived from PALSAR-1 during a year that exhibited extreme rainfall (2006). We established that reactivation of slow movements occurs during extreme rainfall periods, which can be observed through deformation patterns. ERT inversion results reveal a formation of silt and clay layers. Our results indicate the existence of slow movement processes close to densely populated areas. An interpretation of InSAR and ERT results showed that during extreme rain events, soil saturation occurs. The silt layer loads the hillslope and the clay layer acts as a lubricant below the silt.



2.2 Introduction

Slow movement processes or soil slope deformation correspond to slow to extremely slow deformation of valley or hill slopes formed of (usually cohesive) soils [Hungry *et al.*, 2014]. Slow movement process (SMP) can occur due to gravitational forces and other factors such as rainfall, earthquakes and human activities [Varnes, 1984]. Many times, information of slow movement with extremely slow velocities (< 16 mm/yr) are not always identified in field [Blais-Stevens and Couture, 2009]. However, slow movement are often known to be the cause of severe damage to structures and infrastructures [Picarelli and Russo, 2004; Mansour *et al.*, 2011]. For these cases, the relationship between slow movement rates and the extent of damage to buildings can be evaluated using multi-sensor data [Mansour *et al.*, 2011]. These results allow a sound understanding of slow movement processes will allow determining individual buildings susceptibility to damage [Angeli *et al.*, 2000], and would keep people and structures safer. For this purpose, several in-situ and remote techniques were used according to available data. In-situ techniques allow a visual and instrumental identification of SMP [López-Sáez *et al.*, 2013; Xu *et al.*, 2014]. Electrical resistivity tomography (ERT) [Lebourg *et al.*, 2005.; Bronnimann, 2011; Gunn *et al.*, 2014], Inclinometers [Angeli., 2000; Calcaterra *et al.*, 2012; Conte *et al.*, 2013; Herrera *et al.*, 2013] and/or GPS [Squarzoni *et al.*, 2005; Calcaterra *et al.*, 2012] allow estimations of local geometry or surface deformation. These methods offer an advantage in identifying precise SMP extension. Furthermore, in-situ implementation in wide areas increases the complexity of the measurements. Literature surrounding SMP show that a greater instrumental effort is required, because in-situ instrumentation is limited by economic and technical factors.

This problem can be resolved using remote-sensed information. There are several examples of SMP studies using remote sensing in the literature, such as LiDAR [Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007; Teza *et al.*, 2008] or Synthetic Aperture Radar (SAR) [Delacourt *et al.*, 2009; Handwerker *et al.*, 2013; Herrera *et al.*, 2013]. Inside the remote sensors, SAR data can be used for the identification and observation of high resolution surface deformation [Delacourt *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2014]. SAR data exploration using the InSAR technique identifies deformation patterns in large areas, which can create a spatial delimitation of the deformation in non-studied zones. Thus, InSAR can potentially be implemented in shallow SMP studies [Lucas *et al.*, 2007; Delacourt *et al.*, 2009; Jung and Alsdorf, 2010]. Nevertheless, with this technique it is not possible to define the depth of the area with the deployed material, which is why only one deformation pattern can be obtained by SAR techniques.

Although the area of deployed material cannot be studied via remote techniques, it is possible to do so via in-situ measurements like ERT [Gunn *et al.*, 2014; Gardi, 2014]. This technique

characterizes each type of soil by its electrical resistivity, which can change according to its mineralogical composition and weathering degree. By successive measurements, it is possible to create resistivity soil profiles using ERT, with the advantage of differentiating its compositional variation and soil's weathering degree in depth [Kearey *et al.*, 2002]. With this information, the user can create resistivity profiles associated with the soil's Geotechnical classification. This technique has been applied in the past, with the intent of making SMP geometry [Lebourg *et al.*, 2005; Bronnimann, 2011; Gunn *et al.*, 2014; Gardi, 2014]. Nevertheless, the technique does not provide information about momentary deformation, but only about soil's composition [Kearey *et al.*, 2002].

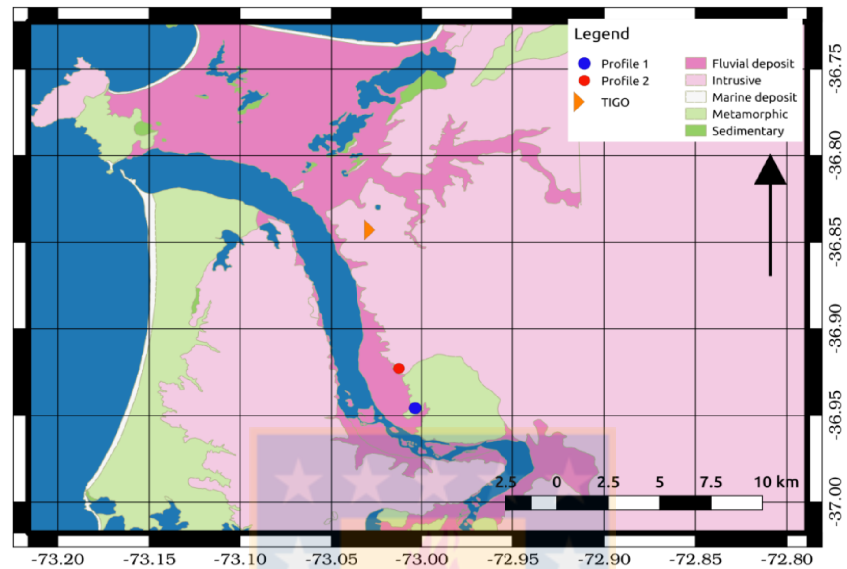
SAR techniques have the advantage of identifying deformation patterns, but they do not provide an understanding of the soil composition. On the other hand, ERT techniques provide knowledge of the relative soil composition at different depths without providing information about clear deformation patterns delimitation. Therefore, we understand that in-situ and remote techniques have strengths and weaknesses that must be evaluated before implementation. Thus, we used SAR data to distinguish and evaluate deformed areas and compared them with ERT measurements. Our aim is to integrate remote and in-situ measurements to determine susceptible areas to protect them from the damage of SMP during seasons of extreme rainfall.

2.3 Study Area and methodology

2.3.1 Study Area

The area used for this study is the Northern Biobío hillside (NBH, ~36°S, 72°W, Figure 2.1). These zones are located in the southwest of South America within the central-south area of Chile. Atmospherically, the area experiences a Mediterranean climate showing rainy winters and dry/warm summers [Devynck, 1970]. Frontal system dynamics cause intense rainy periods during the winter season [Barret *et al.* 2010]. On the hillslope, several rain thresholds have been established [Cuevas, 2012]. These thresholds change spatially, varying between 7.8 mm over 14 hours, up to 50 mm over 48 hours. Currently, surveys over the study zone have established a threshold of 200mm over 72 hours [Mardones and Vidal, 2001; Mardones *et al.*, 2005].

Figure 2.1 Study zone with ERT profile locations and meteorological weather station (TIGO station).
Source: Fustos et al., 2017.



This zone contains sectors that are geomorphologically differentiated, such as the Coastal Mountain Range (“Cordillera de la Costa” in Spanish) and a lesser area of coastal plains. The Coastal Mountain Range shows heights up to 650 (m.a.s.l.) with moderate hillslopes. High chemical weathering processes take a toll on granitic and metamorphic rocks from the Paleozoic age in the Coastal Mountain Range. The weathering processes have degraded the medium in different soil types, such as clayey-silt, gravel, clays and silts. These soils allow infiltration and accumulation of water storage. The sub-superficial flow is controlled by local topography in the zone [González *et al.*, 1999]. Similarly, vegetation distribution has high spatial variability, which affects hydrological properties.

2.3.2 Methodology

Two complementary techniques were applied to establish susceptibility maps (remote sensing and in-situ techniques). First, SAR measurements derived from satellite mission sources aid in establishing deformation patterns. Second, in-situ data was produced using an ERT scheme. ERT is a useful technique that allows identifying soil relative composition, considering their resistivity properties of soil at different depths [Kearey *et al.*, 2002]. The combined use of these two complementary methods will provide us with an understanding of the hillslope dynamics that make up the study area.

2.3.2.1 SAR

Synthetic aperture radar (SAR) is an advanced tool used to measure relief. Currently, there are several techniques that can process the synthetic signals sent by the radar [Cafforio *et al.*, 1989; Zhong *et al.*, 2010; Xu *et al.*, 2011; Perna *et al.*, 2014; Rodriguez-Cassola *et al.*, 2015]. Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) is a useful technology that makes use of the phase information contained in Synthetic Aperture Radar (SAR) images. InSAR has been recognized as a potential tool for generating digital elevation models (DEMs) and the measurement of ground surface deformations. Likewise, many critical factors affect InSAR data quality and limit their applications. For example, SAR calibration chain processing methods present various sources of uncertainty, i.e. the way in which signals in transit are affected by the impulse response of all components in the system [Jager *et al.*, 2014] or geometric calibration [Mohr & Madsen, 2001].

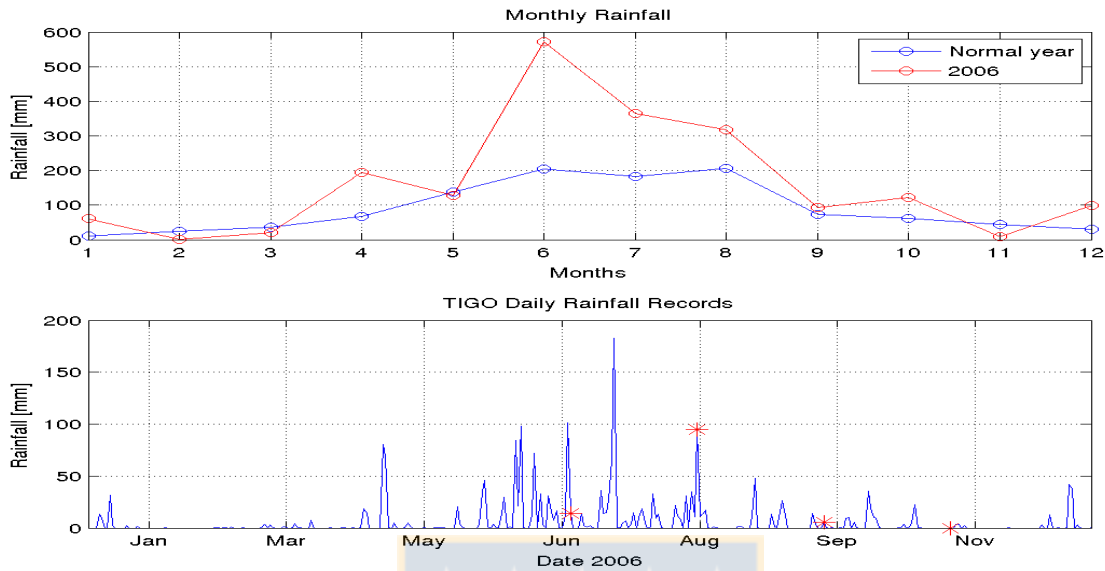
Thus, we used a standard processor from JAXA through its AUIG portal [Japan Space Systems, 2012b]. SAR data are extremely sensitive to the loss of coherence, depending on the radar band used [Massonnet and Souyris, 2011]. For example, C or X bands experience losses in coherence in densely vegetated areas [Delacourt *et al.*, 2009]. For this reason, we used the L-band data derived from "Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar" or PALSAR (Table 2.1). Previously, PALSAR data were successfully used in deformation studies in areas that contain vegetation similar to our study area [Lucas *et al.*, 2007; Hall *et al.*, 2011; Schlögel *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2014]. PALSAR data provide a good temporal resolution (46 days), low incidence angle and high spatial coherence between acquisitions [Japan Space Systems, 2012a, 2012b; Chen *et al.*, 2014]. To avoid tropospheric errors, atmospheric delay was analyzed by global climate models with the "Python-based Atmospheric Phase Screen" (PyAPS) [Jolivet *et al.*, 2011]. In cases when delays in the interferogram due to the water content in the atmosphere were found, these were corrected. The effects of speckle noise were eliminated by a low-pass or multi-looking filter [Sandwell *et al.*, 2008].

To study slow movement processes during extreme rainfall events in this area of 2006, we developed interferograms using PALSAR data. To avoid ambiguity errors [Jung and Alsdorf, 2010; Ahmed *et al.*, 2011] that can be misinterpreted as deformation process [Canaslan and Ustun, 2012], we consider only interferograms with perpendicular baselines lower than 1500m. Similarly, low coherence values due to temporal decorrelation were avoided, considering only interferograms of less than a year (365 days) [Wei and Sandwell, 2010; Ahmed *et al.*, 2011].

Table 2.1 Acquisition identification. Source: Fustos et al., 2017.

Scene Center Date Time	rbit	CENFLMN O	Off Angle	Nadir	Orbit
2006/06/25 04:14:13.277	218	6420	41.5		Ascend
2006/08/10 04:14:48.899	889	6420	41.5		Ascend
2006/09/25 04:15:24.814	560	6420	41.5		Ascend
2006/11/10 04:15:52.072	231	6420	41.5		Ascend

Figure 2.2 Upper: Precipitation Climatology vs the year 2006 measured at TIGO station. Below: Rainfall data for 2006 year at daily scale. Stars correspond to the acquisition dates of SAR data. Source: Fustos et al., 2017.



Interferogram noise was eliminated using a Goldstein filter [Goldstein and Werner, 1998]. In the case of deformations over a 23.5 cm (2π phase for PALSAR), fringes were observed. Thus, a phase unwrapping setting with coherence threshold of 0.3 for slow movement studies [Schlögel *et al.*, 2014] was used to obtain the deformation measurement [Japan Space Systems, 2012b]. Lastly, the linear trend in the phase associated with the orbit-drift error was removed using a pixel as a character. We chose a point located at 73.02 W, 36.93S that did not show any in-situ evaluated deformation. Zones with deformation patterns were complemented by electrical resistivity tomography (ERT) measurements [Jongmans and Garambois, 2007].

2.3.3 Electrical Resistivity Tomography (ERT)

The ERT is an experimental design that uses a dipole-dipole scheme. We performed two ERT models with 20 electrodes spaced by 4 equidistant (located in Figure 2.1). We injected DC voltage between two electrodes (first dipole) into the ground. The soil response between the other two electrodes (second dipole) was evaluated. The measurements were transformed into a pseudo-resistivity model (PRM). The new model was used as input data for a geoelectric resistivity inversion model. Inversion was performed using a least-squares inversion model with 100 iterations and smoothing. Results were compared with different soil resistivity values to establish compositional profiles [Kearey *et al.*, 2002]. Deformation patterns derived from InSAR and the profiles generated via ERT were compared and associated with precipitation records of the nearest weather station (weather station TIGO, 73.03° W, 36.84° S). The rainfall gap was filled using Weather and Research Forecast (WRF) model validated in previous studies [Fustos, 2013].

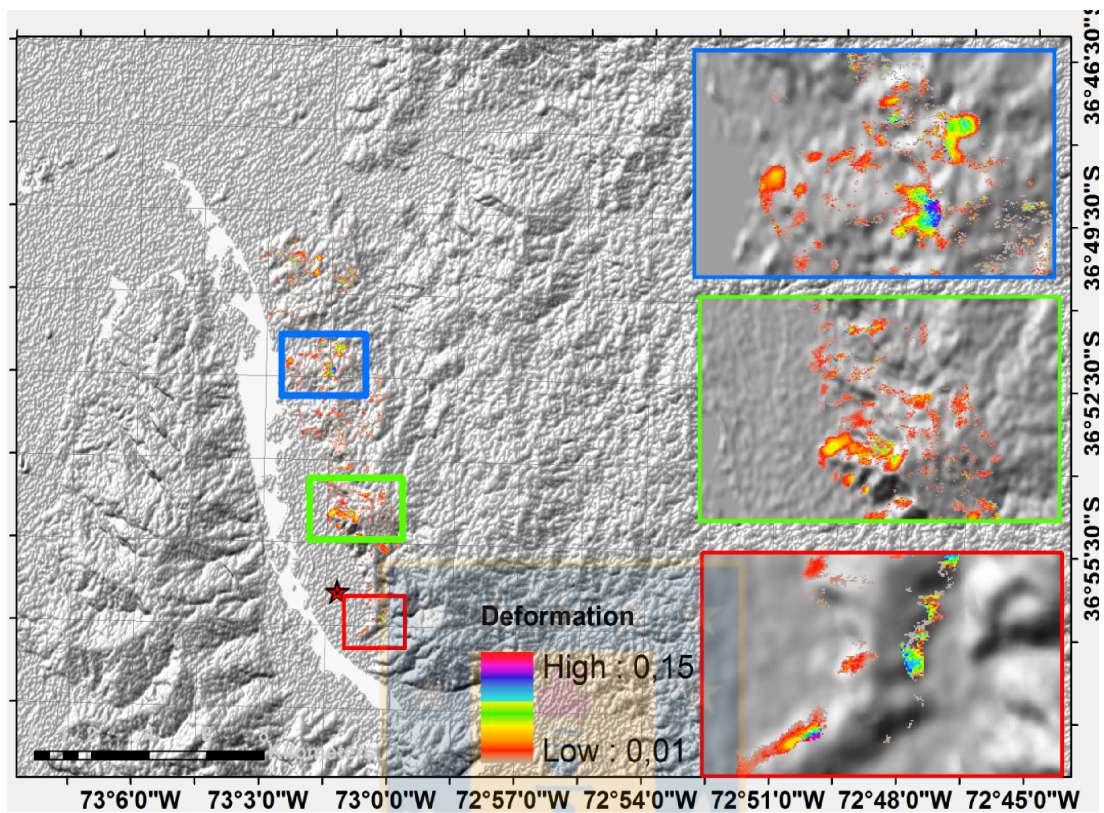
2.4 Results

2.4.1 InSAR analysis

The deformations observed with the InSAR technique showed maximum deformation rates from 15 cm in the hillslope during intense rainfall periods (June-August). Three macro zones distributed from north to south were established. These sectors (named δ , ϵ and ζ respectively) are located near populated areas (**Figure 2.3**). The δ zone, emplaced in an intrusive formation (blue rectangle in every figure), it showed the deformation associated to slow movements (**Figure 2.3**). The deformation zone was found over an extraction quarry zone (36.870831°S, 73.026384°W). Nevertheless, no significant changes on the surface associated with slow movement processes were observed during the study times of August-September and September-November (Figure 2.4 and Figure 2.5, respectively). This is consistent with in-situ evaluations reported by independent authors [Naranjo *et al.*, 2006].

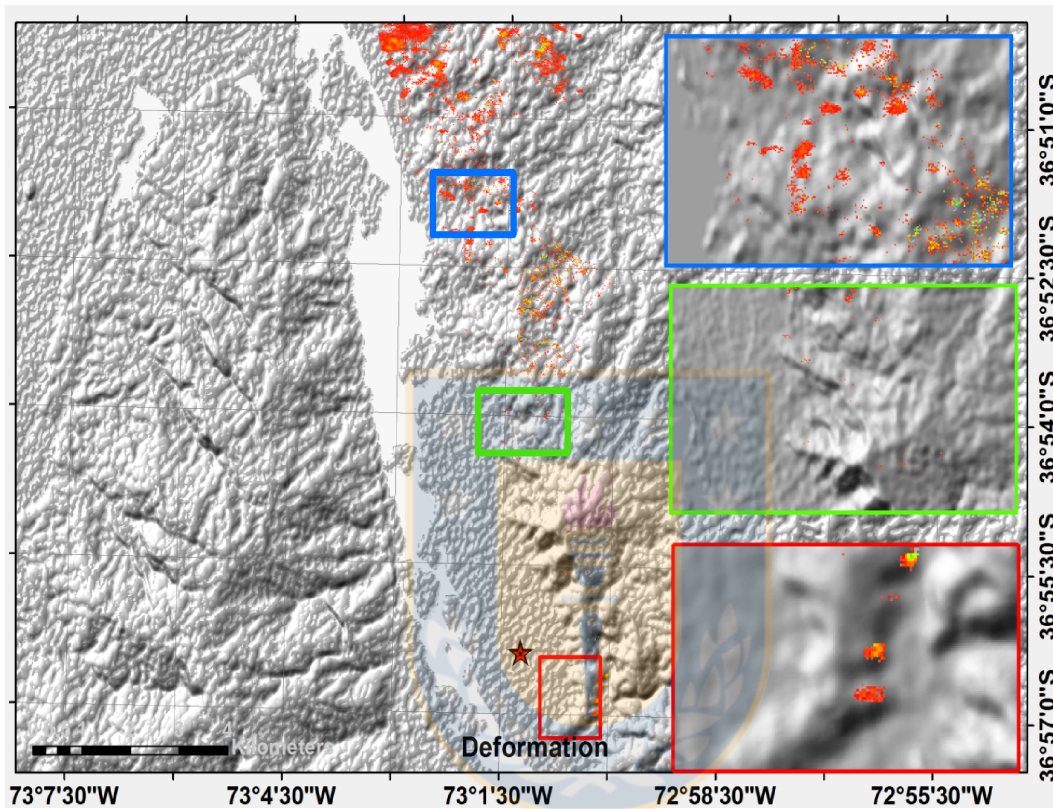
On the other hand, the ϵ zone (green rectangle) shows a maximal deformation of 7cm (**Figure 2.3**). This hillslope was emplaced on the intrusive formation, similar to the δ zone. Nevertheless, during the period between August and September, the deformation values were lower than those from the δ zone. Furthermore, unlike the δ zone, the ϵ zone had mass removal process records, such as mudflow and landslides [Mardones *et al.*, 2005; Naranjo *et al.*, 2006]. No deformations in the two last periods were observed (Figure 2.4 and **Figure 2.5**). Therefore, the zone only showed deformation between June-August, which suggests a rapid stabilization process when compared with the δ zone.

Figure 2.3 Deformation (in meters) observed from June (orbit 2218) to August (orbit 2889). The δ zone is shown in blue, the ϵ zone in green and the ζ zone in red. The star corresponds to the reference point to remove the phase associated to topographic changes. Source: Fustos *et al.*, 2017.



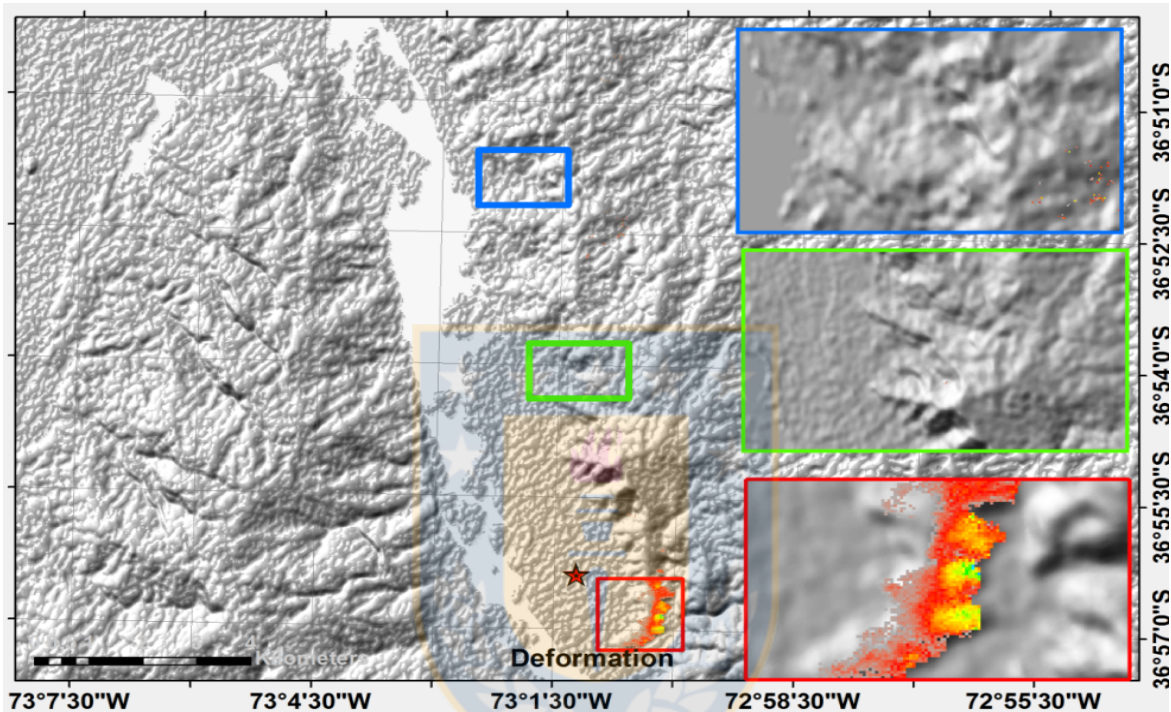
Finally, we observed a 15 cm deformation maximum in the ζ zone (red rectangle in **Figure 2.5**). The zone was emplaced over a highly weathered metamorphic rock. High weathering processes degraded the rock in clayey and silty soils [Peña, 1995]. During the period from June-August, a deformation pattern with larger spatial extension occurred. However, the deformation field disappeared after, similar to what occurred in the δ and ϵ zones. Nevertheless, a reactivation during the September-November period in the entire hillside was observed. The deformation values (less than 2 cm) are lower in comparison to the June-August period.

Figure 2.4 Deformation (in meters) observed between September (orbit 3560) and November (orbit 4231). The δ zone is shown in blue, the ϵ zone in green and the ζ zone in red. The star is the reference point to remove the phase associated with topographic change. Source: Fustos et al., 2017.



Through field work, we have found that a tree trunk inclination is correlated with deformation areas. InSAR results could establish a deformation process in the hillsides that is associated with the slow movement that occurred in the June-August period (Figure 2.2). These results are consistent with the tree trunk inclination. Meteorological in-situ data shows that 2006 was an atypical year with a 179% surplus, but only in June. Although surface runoff prevails over infiltration, increased infiltration takes place that cannot be challenged. These results are interesting because infiltration increases on the slope.

Figure 2.5 Deformation (in meters) observed from August (orbit 2889) and September (orbit 3560). The δ zone is shown in blue, the ε zone in green and the ζ zone in red. The star corresponds to the reference point to remove the phase associated to topographic changes. . Source: Fustos et al., 2017.



2.4.1.1 ERT Results

The two profiles of resistivity were created using two dipole-dipole approaches. The profiles show a resistivity distribution which increases in depth. During the sampling process, no bad measurement errors were identified. The profile 1 shows a resistivity isocurve from 50 [Ωm] at 2 meters depth (Figure 2.6), surrounded by a medium with resistivity values between 100 and 1000 [Ωm]. Moreover, resistivity isocurves between 1000 [Ωm] and 3000 [Ωm] was identified between an 8 to 10 meters depth.

Figure 2.6 Upper: ERT in profile 1. Below: Geological interpretation according to resistivity values reported in Kearey *et al.* (2002). Source: Fustos et al., 2017.

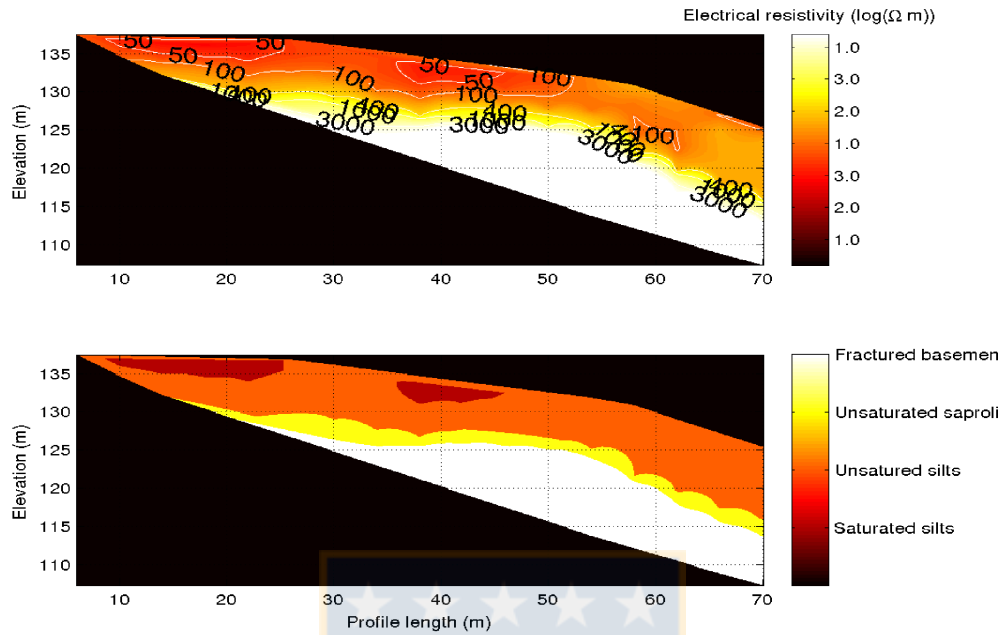
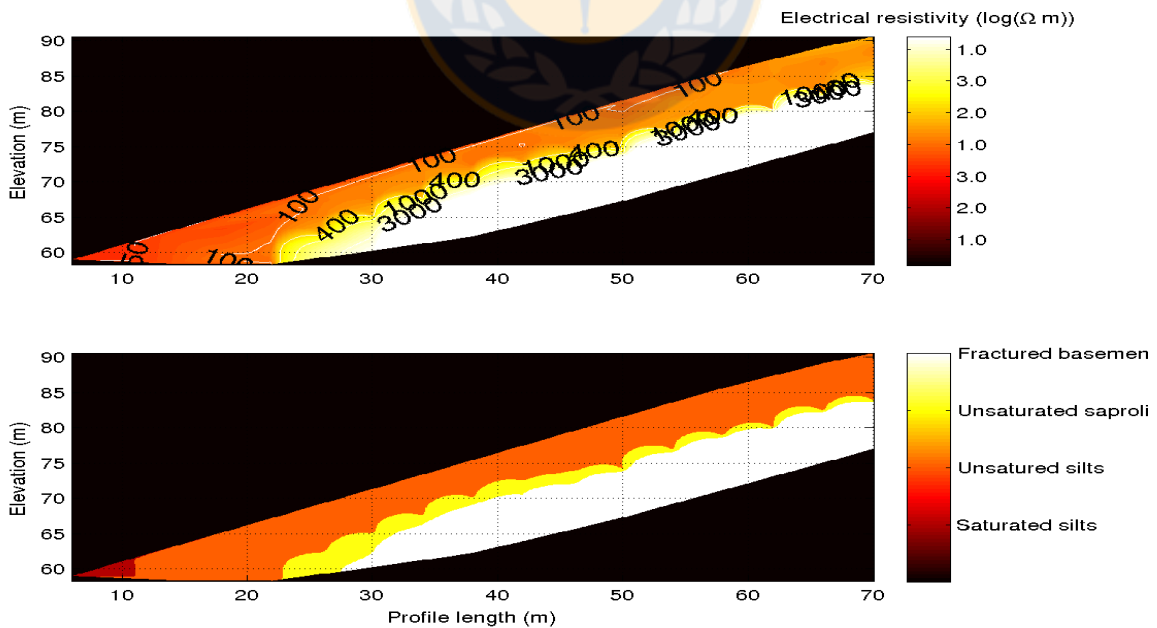


Figure 2.7 Upper: ERT in profile 2. Below: Geological interpretation according to resistivity values reported in Kearey *et al.* (2002). Source: Fustos et al., 2017.



Profile 2 showed the resistivity values from 50 [Ω m] at the base of the hill (Figure 2.7) that corresponds to sediment deposit caused by deposition due to hill erosion. Due to the absence of pores that increased the electric resistivity of the soil, these results are consistent with the observed resistivity

values. Moreover, profile 2 had resistivity values ranging between 100 up to 1000 [Ωm] at 7 m depth. Additionally, the contour curves between 1000 [Ωm] and 3000 [Ωm] were observed at 8-9 m depth.

2.5 Analysis and discussion.

According to the meteorological information regarding the study area, the greatest annual rainfall takes place during the winter season [Naranjo *et al.*, 2006; Haylock *et al.*, 2006] which is during the same period when deformation peaks are observed (see **Figure 2.3**, Figure 2.4 and **Figure 2.5**). Deformation patterns in three areas were identified with PALSAR data acquired for 2006. Uncertainties of deformation patterns were evaluated due to small spatial extent SI (10,500 to 50,500 m²). Interferometric signal was observed between the June-August period (**Figure 2.3**) but not during the August-September period (Figure 2.4). As the calculated perpendicular baseline was similar, we discarded an eventually interferometric signal due to DEM errors. Post-processed results allowed the keeping phase values of deformation on the hillslope. Therefore, the deformation patterns can be associated with slow movements re-activated by rainfall. Through our achieved results, we propose that intense rainfall periods activate slow movement. Deformation patterns were found during the winter season (**Figure 2.3**, Figure 2.4 and **Figure 2.5**). Nevertheless, remote sensing studies do not show the existence of consistent fault geometry (if it ever takes place), thus these hypotheses are not conclusive. Therefore, the internal slope geometry becomes useful information.

An ERT technique was applied in order to understand the internal slope geometry and their compositional variation. Two ERT profiles showed a silt layer that begins at 60 cm confirmed with a visual inspection. Profile 1 shows resistivity profiles with values less than 50 [Ωm], which was related to the saturated silt presence and is consistent with the literature [Arias *et al.*, 2012]. Moreover, lower resistivity values can be correlated to saturated silty bodies (little-perched aquifers, Figure 2.6). Previous ERT results found resistivity shape of perched aquifers correlating resistivity values in other studies [Drahor *et al.*, 2006; Gunn *et al.*, 2014; Gardi, 2014]. The water storage as perched aquifers can generate additional loads over the slope, generating a slow movement [Gardi, 2014] in ζ zone (**Figure 2.5**). For example, Profile 1 has the exact shape that we interpret as perched aquifers. This is consistent with the existence of sub-superficial water reserves in the zone [Naranjo *et al.*, 2006]. Fractured rock structures were observed at different relative depth due their resistivity values of 3000 [Ωm]. Rock associated with basement terrane shows greater values. Nevertheless, the low resistivity was found due to weak weathering that affects the geological formation in depth.

We observed that Profile 2 showed an isocurve with resistivity of 100 [Ωm] that becomes deeper, which was consistent with a sliding plane model caused by a rotational mass removal process. This is because the shear zone has a higher medium porosity; thus, the resistivity increases locally. From a hydrological perspective, Profile 2 has a lower storage capacity compared to Profile 1. Moreover, Profile 2 does not have perched aquifers, as Profile 1 does. Finally, a low storage capacity implies that in similar rainfall conditions, Profile 2 experiences density increases, causing a load of tension along the incline.

Complementary results show evidence that deformation takes place when water infiltrates a few decimeters into the slope during the winter season. An inner mass increase affects the slope due to the heavy rains [Antúnez and Felmer, 2009], generating an additional load on the slopes [Yalcin, 2007]. The silt layer, like perched aquifers, retains the water, unlike a clay layer (Figure 2.6) [Ali *et al.*, 2014; Ng *et al.*, 2015]. Similarly, the pores pressure experiences an increase due to soil saturation, which leads to a decrease in the effective stress [Flemings *et al.*, 2008; Nian *et al.*, 2013; Perrone *et al.*, 2014]. The ERT results reveal that a clay layer exists beneath the silt layer. Previous explorations support the clay hydrophilic predominance in the soil composition [Sobarzo *et al.*, 2011]. The clay layer can act as a lubricant, decreasing the value of the internal friction angle during rainfall periods [Al-Shayea, 2001; Ali *et al.*, 2014].

Figure 2.8 Bent tree log due to progressive soil deformation. Source: Fustos et al., 2017.



Therefore, spatial variability in resistivity values of the profiles can be interpreted as layers or bodies of different composition (Figure 2.6). Currently, studies of slow movement are focused only in landslides and mudslides in the zone [Mardones and Vidal, 2005; Naranjo *et al.*, 2006; Mardones, 2012]. These studies were developed due to direct field evidence. Nevertheless, for our study zone, our work supports a sound understanding of slope processes using an integration of two methodologies. Our interpretation suggests that deformation patterns are related to slow movement supported by field evidence. Therefore, we see a new type of mass removal process for the area. Future research is needed that uses the hydrologic approach in order to understand the moisture effect on the slope. In cases of hydrological studies in ungauged small-scale basins, hydrological modeling can quantify the spatiotemporal evolution of water with low levels of uncertainty [Willmott *et al.*, 1994; Mascaro *et al.*, 2015; Zapata-Rios *et al.*, 2015]. Thus, our results could be integrated into administrative policies to mitigate the hazards endangering this zone.

2.6 CONCLUSIONS

Two complementary methodologies were integrated to study slow movement in the south-central Chilean zone (South America). First, InSAR chain processing was used to study surface

deformation patterns derived from PALSAR data. Second, Electrical resistivity tomography was used to define the relative spatial variation of soil composition.

Figure 2.9 Shallow PRM observed. . Source: Fustos et al., 2017.



Deformation pattern delimitation was developed using the Interferometric technique SAR (InSAR). Those patterns are associated with slow processes that were triggered by the atypical period of heavy rainfall during 2006. Deformation processes were intensified between June and September, which were associated with months of intense rainfall (**Figure 2.3**). These deformations are not consistent with fast movements observed in independent studies [Alarcón, 1995, Mardones and Vidal, 2001, Mardones and Vargas, 2005; Naranjo *et al.*, 2006].

Remotely sensed data was complemented by ERT allowing the identification of internal slope composition. Results showed that these zones contain structures composed of silt and clay. Compositional results suggest that clay acts as a lubricant, driving possible slow movement dynamics. The zone with low weathered soil depth (Profile 2) has low water capacity. Local compositional variation generates an increase in the density, triggering an overload in the silt zone during heavy rain conditions. Moreover, the clay zone presents a decrease in the internal friction angle when there is an increase in the water content during the periods of heavy rain [Al-Shayea, 2001; Ali, 2014]. Two ERT profiles show a silt layer that starts at 60 cm, which was confirmed with a visual inspection. Mardones and Vidal (2005) reported a hydrophilic clay layer that should act as an impermeable medium during heavy rainfalls [Yalcin, 2007; Ng *et al.*, 2015]. Both profiles show the same resistivity structure

(Figure 2.6). These hypotheses are supported by deformations reported by InSAR. Nevertheless, more research is necessary to understand this movement activation and how these results are related to the weathering and the humidity storage in the slope's silt and clay.

The integration of these methodologies provided us with the knowledge that slow movements are in fact triggered by rainfall. Our interpretation suggests that the deformation patterns are related to slow movement, which was supported by field evidence. Finally, we introduced a new kind of hazard in the zone. Our results allow us to conclude that mass removal processes should be integrated into administrative policies. Still, more research is required before we can fully understand the triggers of these slow movements, such as the weathering degree and cumulative moisture storage in the silt and clays found on the slope. A better understanding of the dynamics of hillslopes will allow authorities to develop better mitigation plans and risk management.



Capítulo 3

Inestabilidad de ladera mediante sensores remotos y modelación numérica

I. Fustos, R. Abarca-del-Rio, R. Araya, M. Mardones, L. Gonzalez

Capítulo sometido a revisión a Engineering Geology

Codigo de draft ENGE08267



3 Inestabilidad de ladera mediante sensores remotos y modelación numérica

Abstract

An improved technique is proposed to identify areas vulnerable to slope instability (SI), based on numerical modelling and remote sensors. We propose a one-way coupled system applying the Weather Research and Forecasting (WRF) model to a local mass budget model. Results were used to calculate the factor of safety (FS) and study its variation over time. Additionally, results from the mass budget model were compared to satellite observations from the Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) sensor on board the AQUA satellite. Slope instability results were compared with in-situ observations after developing the numerical model. Our results show that areas with low FS values have evidence of shallow slow mass movement processes. Therefore, we can identify vulnerable areas without the need for extensive in-situ information, which will reduce the costs of future studies. Analysis of the temporal behavior of the factor of safety shows a non-uniform spatial distribution of SI zones along the slope, when compared with in-situ observations.

Finally, we concluded that mass budget models can be successfully coupled to a mesoscale model for slope instability zonation considering the temporal variability of FS. Our results could be improved by using satellite-based products from the future Surface Water & Ocean Topography (SWOT) mission or the recent Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission, which will allow the establishment of a nearly real-time SI alert system that considers input variables from the Global Forecast System. Therefore, our methodology allows implementation in countries with scarce or non-existent resources for the instrumental monitoring of hillslopes.

3.1 Introduction

Mass removal processes (MRPs), without considering erosion or other remobilization processes, refer to the gravitational mobilization of a volume of soil and/or rock along a slope [Varnes, 1978; Cruden & Varnes, 1996; Jongmans & Garambois, 2007]. The velocity of MRPs can vary from extremely fast (on the order of meters per second) to almost imperceptible (millimeters per year) [Cruden & Varnes, 1996; USGS, 2004]. MRPs are generated when there is slope instability (SI) at different spatial scales, a result from lack of equilibrium between the resisting and shear stresses along an inclined plane. Slope instability events can become dangerous for nearby populations; and are related to saturated area depth, moisture content of soil, type of vegetation present, geomechanical properties and the degree of alteration (weathering) of the bedrock [Varnes *et al.*, 1984].

Mass removal processes are recognized for generating human, material and economic losses. These processes cause approximately 25 deaths per year within the USA and lead to structural damage with an estimated worth of two billion dollars [Varnes, 1984]. Atmospheric, geological, geomorphological and hydrogeological factors are the most important factors between triggering and predisposing factors that promote and facilitate MRP events [Varnes, 1984; Kanungo *et al.*, 2009; Uchida *et al.*, 2011]. Each factor has an individual or collective influence in causing an MRP [Vahid *et al.*, 2011]. Areas at risk for MRP events can be identified and evaluated through consideration of these variables in a physical model.

In order to evaluate hazardous areas worldwide, two methodological approaches are used to identify areas vulnerable to MRP events in environments with temperate-Mediterranean climates [Burton *et al.*, 1998; Poiraud, 2014; Zhu *et al.*, 2014]. The first is the empirical approach, which identifies regions where MRP events have occurred in the past [Alarcón, 1995]. The second is the mathematical approach, which is divided into empirical-stochastic approaches [Chauhan *et al.*, 2010] and deterministic approaches [Burton *et al.*, 1998; Wang & Sassa, 2010; Ng *et al.*, 2014]. Empirical-stochastic models are more widely used, due to that deterministic approaches require a large amount of information. Various authors have implemented statistical models to estimate the relationship between intensity and duration of precipitation events versus MWP [Mardones *et al.*, 2005; Hasnawir & Kubota, 2012; Zerathe *et al.*, 2016]. However, these studies only integrate atmospheric influence, not considering different soil textures. In order to understand the interaction between land and atmosphere, now it considered an integrated approach to understanding mass transfer along the slope. Such methodologies require numerous components such as soil texture, grain size, permeability, porosity and hydraulic conductivity, among others [Mugagga *et al.*, 2012]. A critical case of deterministic models corresponds to slope stability processes. From a geomechanical point of view, an MRP is the

critical case of a slope instability (SI) process, in which the shear stresses are greater than the resisting stresses on a slope. A stress diagram can be used to define a dimensionless quantity relating to the stresses through the factor of safety (FS) [Iverson, 2000]. Factor of safety is widely used in geological engineering to estimate the instantaneous stability of a slope or hillside [Griffiths *et al.*, 2005; Zheng *et al.*, 2006; Formetta *et al.*, 2014] through consideration of existing data. As a result, MRP hazards studies using deterministic techniques are not viable in areas with hydrological or atmospheric uncertainty; however, both approaches are used to identify MRP susceptibility when the necessary information is available.

In order to develop deterministic models in uncertain conditions, satellite-based rainfall and soil moisture products can be used for landslides prediction [Ray *et al.*, 2010a, 2011; Mulas *et al.*, 2012; Saadtkhah *et al.*, 2015]. Remote sensors to measure soil moisture, such as the Advanced Microwave Scanning Radiometers-EOS (AMSR-E) [Alok *et al.*, 2008] and the Advanced Scatterometer (ASCAT) [Brocca *et al.*, 2010], have contributed knowledge and helped to improve understanding of the energy interaction between land and atmosphere. Data produced by these sensors allows improvement of existing hydrological models [Carrie & Jacobs, 2011]. Therefore, the development of remote sensors, such as AMSR-E and ASCAT, has reduced hydrological uncertainty and improved existing hydrological models [Carrie & Jacobs, 2011] in areas of scarce empirical information.

Some techniques to evaluate slope instability require good understanding of the effect of spatio-temporal triggering factors on the slope, distribution of slope failures which have occurred, and how significant a potential failure event might be. Many works have performed studies considering a deterministic approach such as infinite slope [Lu & Godt, 2008], pore-pressure influenced model [Vassallo *et al.*, 2014] or using far in-situ meteorological data [Iverson *et al.*, 2015; Zerathe *et al.*, 2016]. However, these works have serious limitations for in-situ data, due to atmospheric and hydrological uncertain sources like aleatorius measures or systematic errors. To reduce hydrological and atmospheric uncertainties, expensive physical and geomechanical parameter monitoring campaigns are sometimes carried out in areas at risk for MRP [Chester & Logan, 1986; Habimana *et al.*, 2002; Pellegrino & Prestininzi, 2007; Vassallo *et al.*, 2014]. For example, in Chile, a large variety of MRPs have been identified that depend on geological, geomorphological, atmospheric and hydrological factors. Small-scale processes are common in southern Chile [Naranjo & Varela, 1996; Marín, 2012], where scarce instrumental monitoring does not allow for adequate susceptibility analyses.

To establish the spatial and temporal variation of the FS, we propose a numerical coupled system that considers the effects of precipitation and the mechanical and hydrological properties of the

study area. This method can be used to estimate the variation over time of the FS during a period of intense precipitation (2006). This new methodology can be considered as an alternative for zoning regions of MRP susceptibility in areas of hydrological and atmospheric uncertainty.

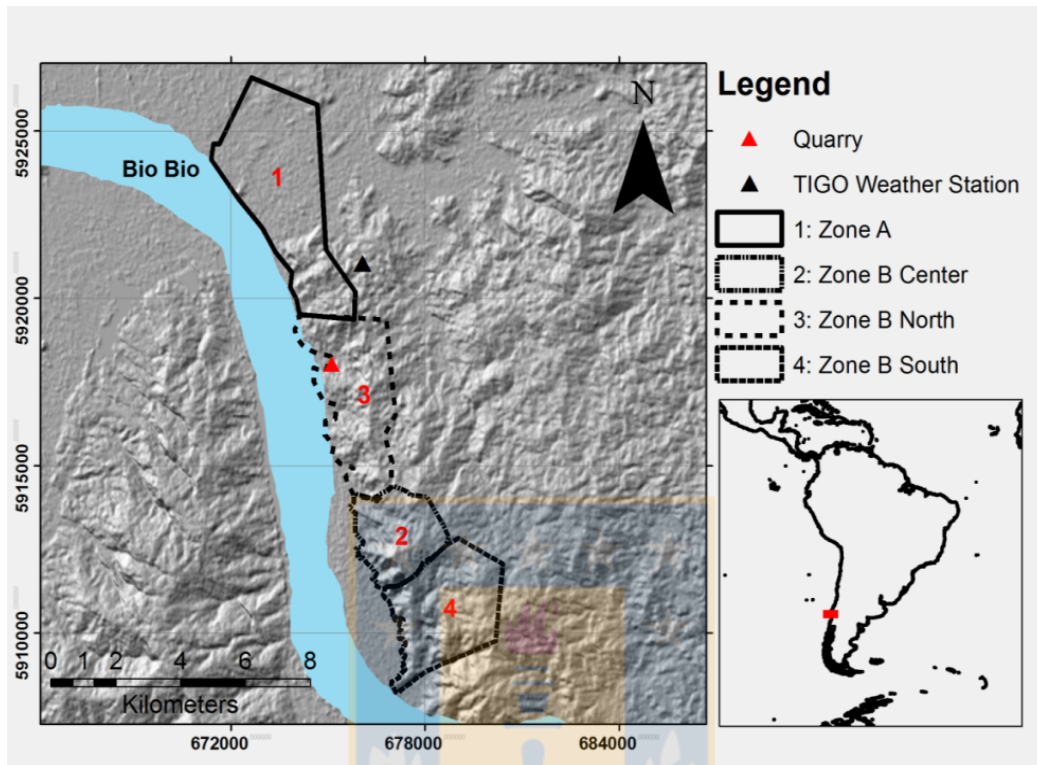
3.2 Study area, database and methodology

3.2.1 Study Area: North slope of the Biobío river (NSRB)

The study zone (~36°S, 72°W) is located in a densely populated area in the southern part of South America, on the northern slope of the Biobío River (Figure 3.1). The NSRB, with 172 km², has a temperate-Mediterranean climate with a rainy winter and a dry, warm summer [Romero, 1985]. It has a mean annual temperature of 10°C with a mean annual precipitation fluctuating between 900 mm and 1200 mm [Cooke & Doornkamp, 1990]. Abundant winter precipitation generates mantle erosion processes, gullies, collapses and landslides [Peña, 1995; Mardones & Vidal, 2001]. Valley slopes are formed by layers of Palaeozoic granitic and metamorphic rocks [SERNAGEOMIN, 2003] that are severely altered and form soils with a loamy-clayey-sandy texture [CIREN, 1992; Peña, 1995]. Local accumulations occur in the form of hanging aquifers, due to the presence of clay [Gonzalez *et al.*, 1999; Cartes, 2004]. This type of soil has a low permeability, which leads to soil saturation during periods of prolonged precipitation. Depth of the saturated zone varies between two and twelve meters along the NSRB. Similarly, the slope, slope direction, and vegetation distribution, all of which affect the hydrological parameters of the soil, are spatially variable. The area is located at the contact between intrusive and metamorphic formations (both highly weathered) on the upper terrace of the Biobío River (UTBR), which is composed of sediments that were transported by the Biobío River [Peña, 1995].

MRP records of the area have been reported previously but only in a descriptive manner [Alarcón, 1995; Mardones & Vidal, 2001; Naranjo *et al.*, 2006; Ramírez & Derch, 2010]. Similarly, numerous precipitation thresholds have been established. Some examples are cited in Cuevas [2012] that discovered an increase of susceptibility to PRM with a threshold of 7.8 mm over 14 hrs or 50 mm over 48 hrs (base line 1990-2009). In fact, precipitation of 200 mm over 72 hrs (base line 1971-1999) has been recorded in the valley slope areas [Mardones & Vidal, 2001; Mardones *et al.*, 2005].

Figure 3.1 Location of the NSRB and its subdivisions. Source: Personal elaboration.



3.3 Methodology

To identify areas that are susceptible to MRPs in NSRB, we studied the spatial-temporal behavior of the FS through a coupled numerical model (CNM). This model consists of a one-way coupled system in which atmospheric variable fields are generated and coupled to a mass equilibrium model in order to estimate depth of the saturated region and surface moisture of the soil.

3.3.1 Database and previous pre-processing

A soil texture product was created based on information from the Chilean Centre of Natural Resource Information (Centro Chileno de Información de Recursos Naturales; CIREN) [CIREN, 1992] and was corrected with local texture information [Peña, 1995; Mardones & Vidal, 2005] due to the former poor classification of soil textures in urban areas adjacent to the slope area. The topographical characteristics were estimated using a global digital elevation map (GDEM) [Hirano *et al.*, 2003; METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS, 2009] with a spatial resolution of 30 meters, which was vertically corrected using 850 official control points from the Military Geographical Institute

(Instituto Geográfico Militar; IGM). The DEM was corrected using linear regression with a spatial rectangular segmentation of 12 km. The digital elevation model was subsequently resampled at a scale of 150 meters for integration into the mass equilibrium calculations. Spatial resolution was chosen by bilinear interpolation, as it allows proper representation of the geometry of the slopes, preventing aliasing problems.

A vegetation coverage map was generated through supervised classification based on satellite imagery with a spatial resolution of 30 m. Reflectance data from the Operational Land Imager (OLI) multispectral sensor on board the LandsAT 8 satellite (<http://landsat.gsfc.nasa.gov>) were used. Data were acquired May through August of 2013 (see Table 2.1). Surface reflectance was calculated by considering atmospheric (dark object method), topographical (cosine method) and earth-sun distance corrections [Asrar, 1989]. The supervised classification was developed using a multivariate logistical regression [McCullagh & Nelder, 1989]. Training areas were identified through visual inspection in the field in 2012. A restriction was imposed to the training areas; we only consider points without alterations due to change in land use or product of human-intervention.

3.3.1.1 Atmospheric model

Due to the low density of meteorological stations in the study area, atmospheric conditions were simulated for 2006 using the Weather and Research Forecasting (WRF) model [Skamarock *et al.*, 2005]. The WRF model is a mesoscale model, applied in the study area for atmospheric forecasts [Martínez, 2012] or as part of a one-way atmospheric-hydrologic coupled model in hydrological studies [Rigon *et al.*, 2006; Jongho *et al.*, 2012; Fustos, 2012; Fustos *et al.*, 2013]. The WRF model considers several schemes to represent the physical interactions and exchanges of energy between atmosphere and subsoil. For boundary conditions, the model considered the FNL re-analysis product [NCEP, 2000] through a parent domain and two offspring domain schemes [Misenis & Zhang, 2010], with a parent/offspring ratio of 1:3 and spatial resolutions of 12,856, 4284 and 1428 meters. These schemes are highly sensitive to atmospheric variables; thus, we used schemes with previous validation work in South America [Ruiz *et al.*, 2010]. The WRF model provided simulated data for temperature, precipitation, moisture, long and short wave incident radiation and surface pressure, at an hourly temporal resolution.

3.3.2 Mass equilibrium model

The Distributed Hydrological Soil-Vegetation Model (DHSVM) mass equilibrium model considers the effects of vegetation and topography at a high spatial resolution [Doten & Lettenmaier,

2004]. DHSVM is typically applied at high spatial resolutions on the order of 100 m, for watersheds of up to 10⁴ km² and at sub-daily timescales for multi-year simulations [Wigmosta *et al.*, 1994]. Considering previous studies [Doten *et al.*, 2006; Ray *et al.*, 2010a; Cuartas *et al.*, 2012; Saadatkhah *et al.*, 2015], the model was implemented at 150 m of spatial resolution and an hourly temporal resolution to estimate the hydrological conditions in the study area. The hydraulic properties were established based on information from previous studies [Quinzio & Bonilla, 2010]. The DHSVM estimated depth of the saturated zone, water content in each layer, specific weight of the soil and degree of saturation. Atmospheric variables such as: air temperature, rainfall, relative humidity, incoming shortwave radiation, precipitation and pressure, were obtained from WRF and coupled to DHSVM using a virtual weather station scheme (VWS). The VWS is a new proposed technique to supply ungauged basins with a low meteorological data amount. Considering a low difference in the relief, an atmospheric model of 1.4 km is sufficient for representing the variability of atmospheric circulation in the study area.

3.3.3 Factor of safety calculation

The MRP susceptibility analysis was performed using the factor of safety index [Burton *et al.*, 1998] at a spatial resolution of 30 meters (spatial resolution of the GDEM product corrected before re-sampling). The FS values were calculated for the entire study area in order to identify areas susceptible to suffering an SI during 2006. This year was selected because it was an atypical year, in which intense and extended events with 170 mm of precipitation generated flooding and MRP events [Naranjo *et al.*, 2006]. The FS value considers influence of precipitation, depth of the saturated layer, soil moisture, geotechnical characteristics of the area, and the effect of increased pore pressure [Burton *et al.*, 1998]. The factor of safety is defined as:

$$FS = \frac{\left(\frac{2(C_s + C_r)}{\gamma_w d \sin(2\beta)} + \frac{(L - m) \tan(\varphi)}{\tan(\beta)} \right)}{L}$$

where L corresponds to an auxiliary variable that is defined as:

$$L = \frac{q_o}{\gamma_w d} + m \frac{\gamma_{sat}}{\gamma_w} + \frac{(1 - m)\gamma_m}{\gamma_w}$$

where C_s and C_r represent the cohesions of different types of soils and vegetation in the study area, γ_w corresponds to the specific weight of water, β and φ are associated with slope and internal friction angle of the soil, q_o is surcharge rate of vegetation per unit of area, γ_{sat} is the specific weight of the saturated soil, m is the relative saturated depth (thickness of saturated zone divided by soil depth, above the failure plane) and γ_m represents the specific weight of the soil during each step of the

simulation (hourly). FS evaluation was performed over study area using a grid approach; SI areas were identified as locations where the FS was less than 1, which are considered to be unstable locations.

3.3.4 Scheme Validation

One key issue in validating different resolution simulation/products/satellite-measures with in-situ observations is the disparity of spatial scales [Jackson *et al.*, 2010]. However, stationed with different product scales, it is possible to validate numerical simulation based on the temporal stability concept [Brocca *et al.*, 2010]. Therein, the WRF atmospheric simulation was validated based on in-situ temperature, precipitation and pressure data from the TIGO geodesic observatory (36.842696°S, 73.024983°W) located in Concepción, Chile. The WRF output and observed data were compared using statistical analysis (MSE, RMSE and bias). These variables were chosen for impact as topographic modelers agents, from a geomorphological point of view. Once atmospheric variables were validated with in-situ measurements, we proceed to implementing the mass balance model. Numerous studies have explained the critical factor of soil moisture [Brocca *et al.*, 2010] in this type of case. Thus, soil moisture calculated from DHSVM was assessed using data from satellite products. The surface moisture was validated using data from the AMSR-E product [Njoku, *et al.*, 2003] and by incorporating evaluation of the root mean square error (RMSE). The simulations were resampled, using a bilinear interpolator, to the AMSR-E soil moisture spatial resolution product (12 km). We consider that space/temporal patterns are preserved, consistent with previous reports [Brocca *et al.*, 2010; Ray *et al.*, 2010a; Brocca *et al.*, 2011]. Finally, considering a correct assessment of atmospheric variables and DHSVM results, we calculate the evolution of the safety factor. These points were identified and subsequently evaluated in-situ to determine if there is evidence to support the lack of stability projected by the model. Similarly, temporal behavior of hydrogeological variables was studied during periods of intense precipitation in 2006, to understand the role of each variable on the loss of stability in the area.

3.4 Results

An MRP susceptibility map was created based on the coupling of the WRF atmospheric model to the DHSVM mass equilibrium model. The WRF model was implemented at a spatial resolution of 1.4 km with an hourly time scale, while the DHSVM model had a resolution of 150 meters and an hourly time scale. Finally, temporal behavior of the factor of safety was studied, and we determined the number of events in which the factor of safety was considered unstable.

3.4.1 Database

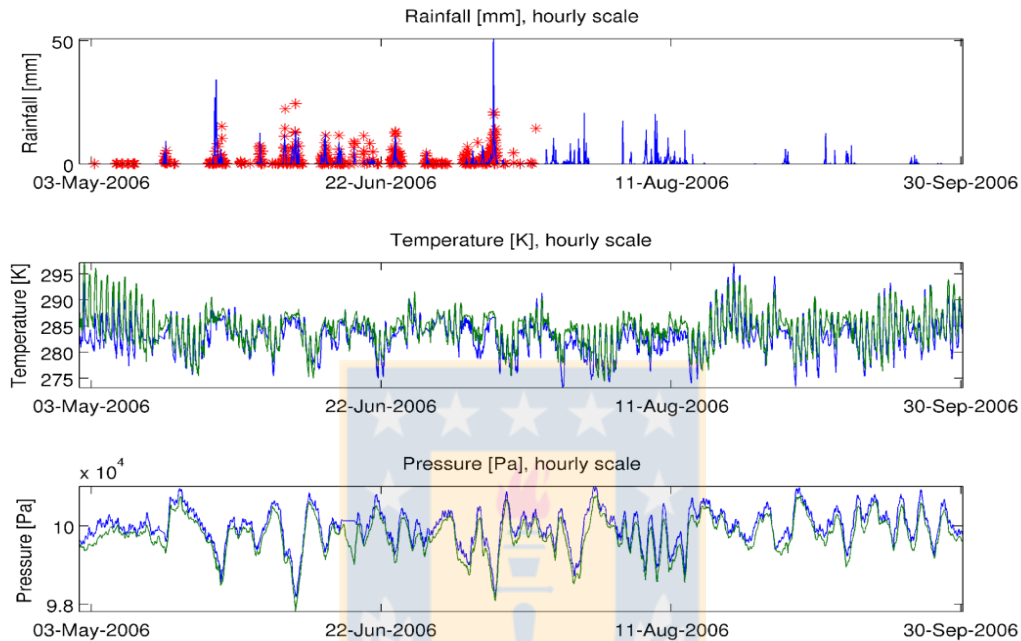
A supervised classification through logistical regression was performed to classify the different types of soil coverage in the study area (section 1.7.2). Precision of soil coverage varies between 82% (weeds) and 96% (bare soil). The urban soil has a precision of 89%, followed by mixed/woody forests (95.32%) and bodies of water (95.89%). We conclude that urban and pasture areas had the lowest precisions (89.72% and 82.70%, respectively). The vegetation maps generated were consistent with different types of vegetation in the slope areas. Similarly, based on the correction of the DEM based on GDEM data, vertical error corrections were on the order of 38 meters, which contradicts nominal vertical errors of +/-12 meters that have been reported for the GDEM product [Wang *et al.*, 2012].

A comparison between temperature and surface pressure values with data from the TIGO meteorological station (Figure 3.2) showed that the simulated atmospheric conditions (Section 2.2.2) were consistent with observed data. Mean square error (MSE) of the precipitation is approximately 10^{-4} mm (bias of 10^{-5} mm). The simulated temperature has an MSE of 5.7 K (bias of 1.3 K), while the surface atmospheric pressure has an MSE of 5.9×10^4 Pa (bias of -214.57 Pa).

3.4.2 Mass equilibrium model

Data from the meteorological station and the WRF model showed that intense precipitation events affected the NSRB on May 20 and July 10, 2006 (see Figure 3.2). The precipitation, which was on the order of 40 mm/hr, was represented correctly in the model. During these periods, surface runoff increased to 8.3 mm/hr in slope areas. The saturated zone became shallower with strong spatial variability and reached a depth of 1 meter in the northern region. Due to existing variability, it was not possible to study the entire area. To better understand the area as a whole, the NSRB was divided into 2 areas according to local divisions (administrative local divisions); Zone A corresponds to the northern slopes of the NSRB, and Zone B corresponds to the southern area. Zone B was divided into three subsectors for better classification, including zone B north, B central and B south (see Figure 3.1).

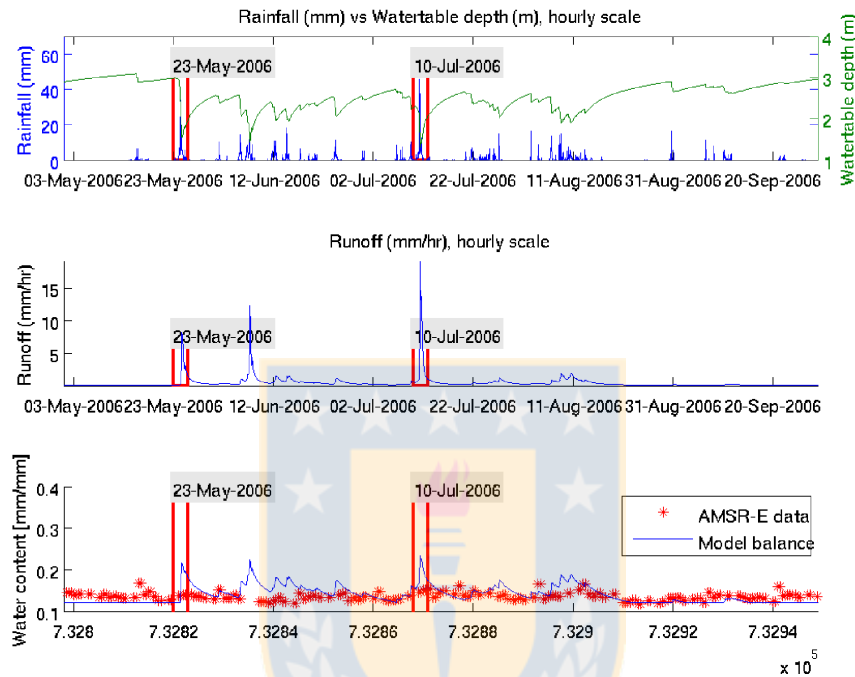
Figure 3.2 Comparison of the atmospheric simulations with data from the TIGO meteorological station. Top: comparison of precipitation (blue) with in-situ observations (red). Centre: comparison of temperature (green) with in-situ observations (blue). Bottom: comparison of atmospheric pressure (blue) with in-situ observations (green). Source: Personal elaboration.



3.4.3 Zone A

Zone A, located in the northern portion of the study area (Figure 3.1), has a very shallow saturated zone in the slope regions (Figure 3.3; 36.83833°S, 73.05250°W). The zone had a static depth of 2 meters, and the maximum variation of 80 cm occurred during the rainy season. Percolation and surface runoff resulted in increases in the level of the saturated zone over several hours during intense precipitation events on May 20 and July 10 (Figure 3.3). Subterranean runoff values varied from 0.05 and 0.90 m/hr in the first 2 cm (first layer) between May and July, 2006. Moisture results for simulations and measurements of the AMSR-E sensor show a good perform with an error of 0.04 (gr/cc).

Figure 3.3 Zone A. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.



3.4.3.1 Zone B

Zone B was divided into 3 subzones from north to south; named zone B north, zone B central and zone B south (Figure 3.1). In general, the saturated zone has a static mean depth of 8.1 meters. Zone B north (36.88055°S, 73.03076°W) showed an increase in the sub-surface runoff from 0.05 to 0.82 mm/hr in the first layer. Similarly, the depth of the saturated zone had a static mean level of 8.5 m with a variation of 75 cm. A comparison of the soil moisture data, with data from the AMSR-E sensor, shows an overestimation of the moisture with a bias of 0.02 (gr/cc). Zone B central (36.90275°S, 73.02288°W) had a different hydrological response in comparison to zone B north. The maximum runoff values show slower reductions, which may be caused by the shape of the slope (Figure 3.5). Zone B central also exhibits higher values of surface runoff when compared to zone A and zone B north, with maximum values of 15 mm/hr. The static level of the saturated area was at a depth of 7.2 meters with maximum variations of 60 cm. Finally, zone B south (36.94990°S, 73.00489°W) experienced maximum sub-surface runoff of 0.8 mm/hr, while the static level was at a depth of 10.5 meters with a variation of approximately 45 cm (Figure 3.6). Comparing results from the simulations

with data from the AMSR-E sensor showed consistent results for moisture in zone B (RMSE = 0.0429 gr/cc).

Figure 3.4 Zone B north. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.

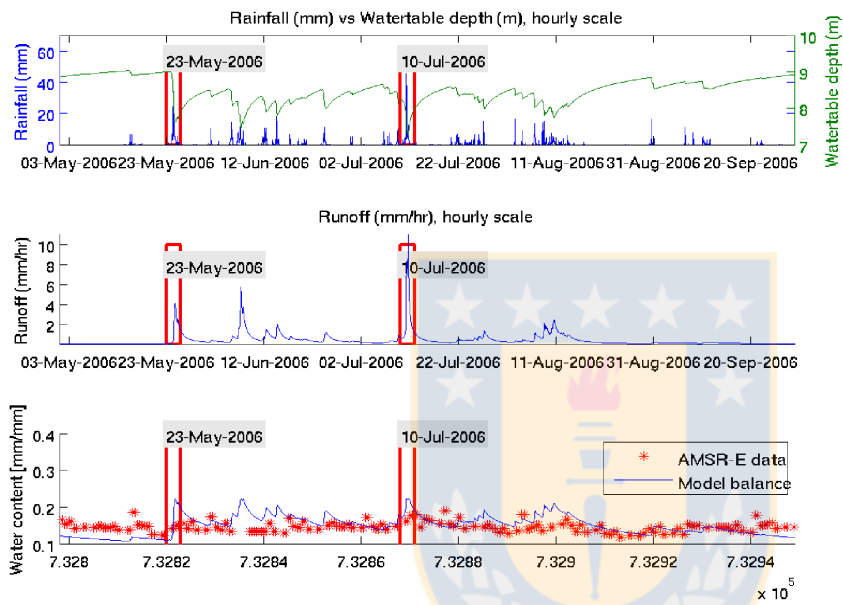
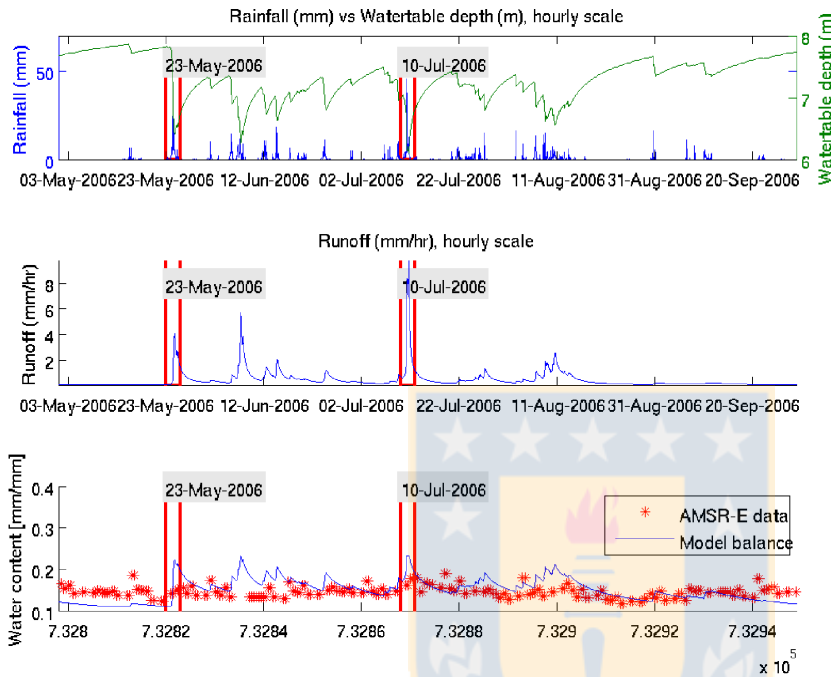


Figure 3.5 Zone B central. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.

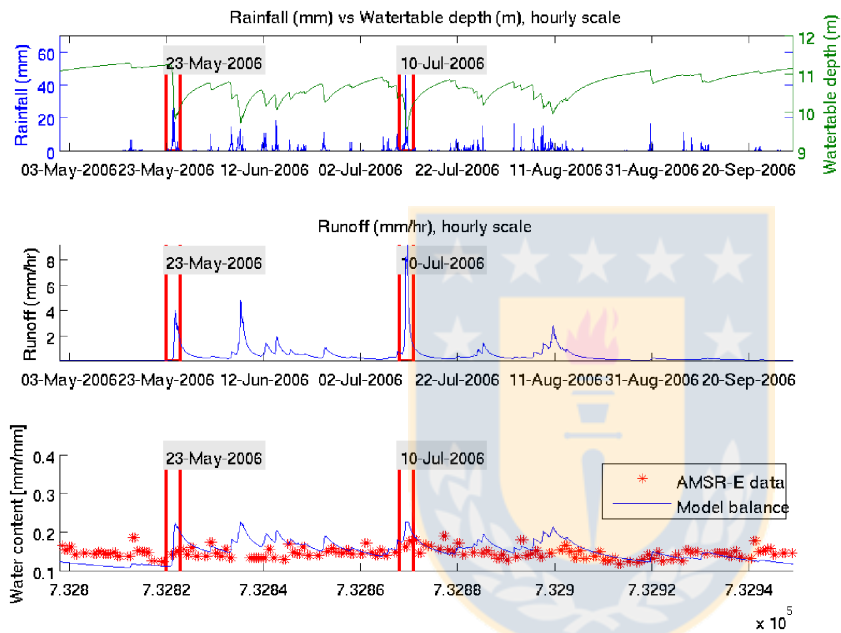


3.4.4 Temporal changes in the factor of safety and review of the terrain

Cumulative absolute frequency with which the stability condition is violated ($FS < 1$) in the NSRB was studied. Adjacent points with values of $FS < 1$ are shown as clusters. Thus, it was possible to identify susceptible areas by examining changes in the FS (Figure 3.8). Finally, clusters of points were established to represent areas vulnerable to MRPs due to an SI. The results show that the events are concentrated in hillsides with steep slopes.

Zone A had no clusters with FS values below 1. This zone contains only one sector that experienced an SI, as a result of changes in the shear stresses (sector A2). Sector A (36.84764°S, 73.04970°W) is located 800 meters from the Biobío River and includes 3 events with FS values below 1. In general, zone A exhibited reduced resistance to stresses during the intense precipitation in May (Figura 3.3). This reduction is reflected in the factor of safety for May 20, which decreases to less than 1.5 and remains there for the duration of winter. The intense precipitation event on July 10 did not significantly disturb the factor of safety (see Figure 3.2).

Figure 3.6 Zone B south. Upper graph: Variation of the depth of saturated zone (green) and precipitation coupled through the WRF model (blue). Middle graph: Runoff evolution. Lower graph Soil moisture obtained from the mass equilibrium model (blue) vs. remote observations from the AMSR-E sensor (red dots). Source: Personal elaboration.



Zone B north sector includes 41 MRP susceptible points in seven clusters. Five of the seven clusters (at approximately 36.87171°S, 73.03766°W) are less than 200 meters from urban settlements and thus potentially present a risk to surrounding homes. The two groups on the northeast side (36.87026°S, 73.02503°W) are located at the edge of a gravel quarry (36.81833°S, 73.03790°W). Zone B north includes pronounced slopes of greater than 30°, which are steeper near the quarry. Clusters in the southern part of this zone have slightly higher susceptibility values (3-4 events) than the clusters to the north (2 events). The FS values in zone B north decrease during the months of maximum precipitation. However, this zone does not experience abrupt changes in FS due to intense precipitation events, as in zone A.

Zone B central sector includes 6 MRP susceptible points in one cluster (centered at 36.90287°S, 73.02338°W) and two isolated points (near 36.91643°S, 73.02518°W). The cluster is close to urban areas and poses a risk to surrounding homes, as in zone B north. All points with FS values

below 1 during the simulated period experienced two changes in stability conditions. The isolated points are located in an area of dunes in the UTBR [Peña, 1995], which were inspected in the field. This evidence justifies the predisposition of slope instability due to poor human management. During the period of intense precipitation in May, the factor of safety increased due to an increase in the resisting stresses. The FS values increased after the intense precipitation event in May, decreased abruptly after the intense precipitation event in July, and stabilized at approximately 1.2.

Zone B south sector includes 7 points that are considered to be unstable in two clusters, which are called BS1 (36.94297°S, 73.00765°W) and BS2 (36.94989°S, 73.00491°W). Cluster BS1 is located 10 meters from homes, while cluster BS2 is located 400 meters from an urban area. Cluster BS1 is located along the boundary between the UTBR and a metamorphic formation. This cluster includes many factors for possible safety breaches (5 events). Cluster BS2 is located in the same metamorphic formation, which has been greatly weathered [Peña, 1995]. Cluster BS2 also includes 5 factor of safety violations (FS < 1.0), which indicates the presence of an unstable area with predisposition to mass wasting processes [Burton *et al.*, 1998]. The FS values did not vary during the second intense precipitation event (July 10), and the slope remained in a condition of partial stability (see Figure 3.6).

Figure 3.7 FS map for July 10, 2006 14.00 UTC. Source: Personal elaboration.

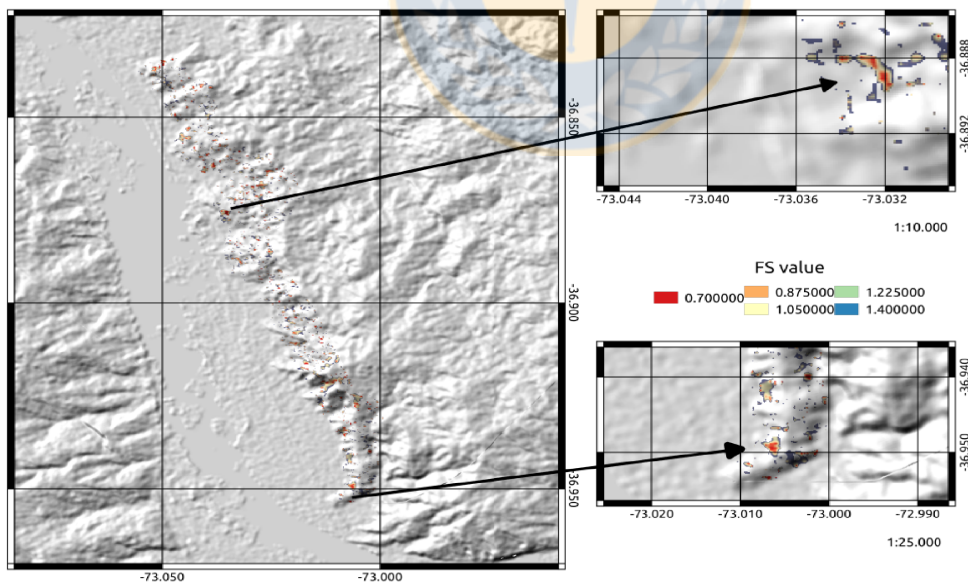
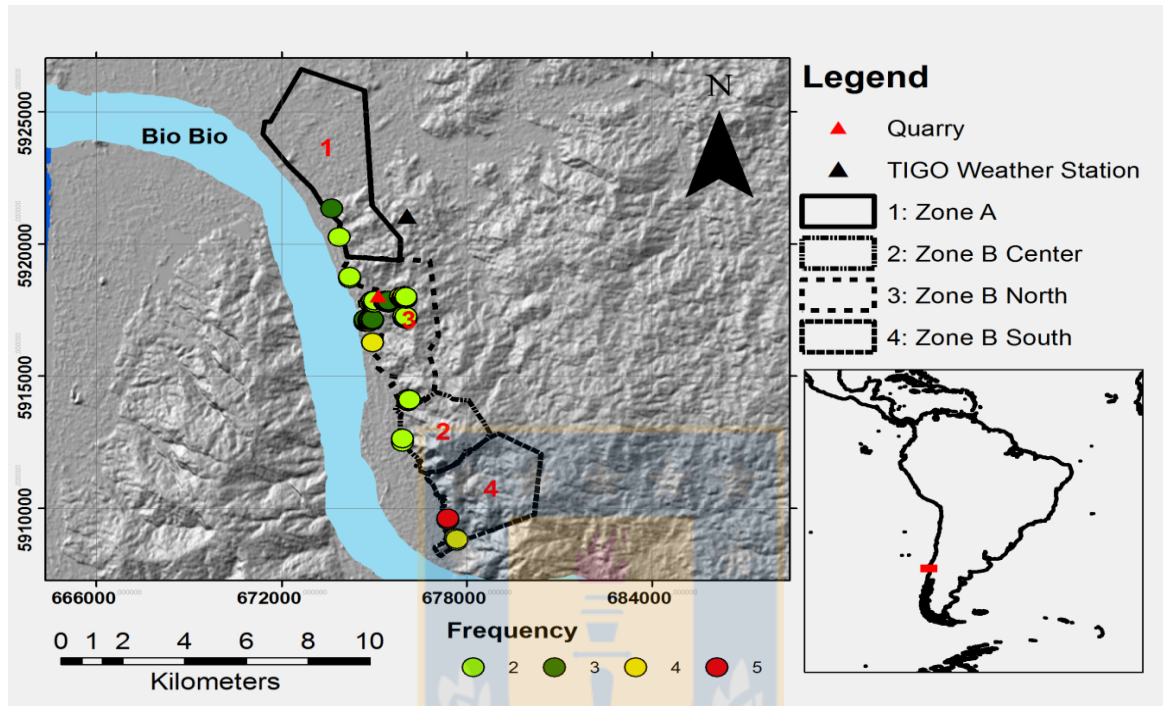


Figure 3.8 Vulnerable locations identified through the coupled model. Source: Personal elaboration.



3.5 Discussion

To identify areas vulnerable to MRPs in the absence of in-situ or historical information, this study used numerical modelling tools complemented by terrain observations and historical data from remote sensors. In this section, the advantages and limitations of each stage will be analyzed to identify the scope of our techniques and the possibility of optimizing and implementing them in the future.

3.5.1 Database and atmospheric simulation

Atmospheric conditions were represented correctly by the numerical models with small margins of error (Section 3.1). These errors were minimized by adequately selecting an appropriate physical scheme; consistent with previous validation work in South America [Ruiz *et al.*, 2010] which increased the precision of results. We performed an evaluation of the capability of an atmospheric model to capture precipitation events, showing that the extreme rainfall simulated by WRF significantly underestimates the major precipitation events, as compared to the gauge (Figure 3.2). These results imply that this source of uncertainty needs to be estimated carefully when analyzing susceptibility for SI. Today, quantification and reduction of hydrometeorologic models uncertainty still

remains a key challenge, given that processes such as SI and decision-making rely on the accuracy of model predictions [Liu & Gupta, 2007].

In a coarse approximation, comparisons of simulations with in-situ data from meteorological stations (TIGO station) show that it is possible to represent changes of studied variables at an hourly scale, and a spatial resolution of 1.4 km. Moreover, considering the limited spatial extent of the study area, the use of a single meteorological station was sufficient in capturing the atmospheric variability of the study area. This paper considers a ratio of 400 km²/station, consistent with and in the range of values from other work [Zarauz & Pasken, 2010; Iverson, 2015]. Iverson (2015) provides an analysis of the causes of a mass removal process considering a single station located 16 km away, with consistent results. Other advances using WRF model consider the limited weather stations amount in atmospheric modeling, from a ratio of 49005 km²/station (5 meteorological stations) [Zarauz & Pasken, 2010] up to 60265 km²/station [Penalba *et al.*, 2004; Ruiz *et al.*, 2010]. Therefore, consistent with previous studies, we are confident that the meteorological information according to our ratio is sufficient in representing spatial variability of the atmosphere. Previous research shows the advantage of numerical models to represent hydrometeorological processes [Doten & Lettenmaier, 2004; Fustos, 2012; Formetta *et al.*, 2014]. Specifically, the WRF model could represent hydrological processes at basin level with high performance in our study zone. [Fustos, 2012]. This information is critical, as many slope instabilities are the result of intense precipitation events occurring over short periods of time [Varnes, 1984]. Therefore, it is possible to provide information in areas without a dense network of meteorological stations for historical MRP vulnerability studies.

The study area presents pronounced hillslopes that evidence topographical effects associated with precipitation. However, the height does not exceed 200 m vertical along a transect of 6 km. Thus, the topographical influence could be depreciated at microscale basin [Demaria *et al.*, 2013]. For more complex AMSR-E product, remote sensing products may be biased in complex topography. Evidence of biased or unavailable data over areas of steep topography are reported in other works [Ray *et al.*, 2010a; Pauwels *et al.*, 2013], based on limitations of sensors and algorithms [Njoku, *et al.*, 2003]. Some results show that soil moisture from AMSR-E highly depends on the normalizations used to make data comparable, thus their impact must be carefully analyzed. However, in our study, we applied the data in a very limited area with low topography contrast. Thus, we can assume that topographical effects are limited.

3.5.2 Mass equilibrium model

The comparison of moisture simulations with measurements from the AMSR-E sensor show that the mass equilibrium model accurately represented the temporal variability of water content in the

subsoil (upper 2 cm), with RMSE values below 0.045 gr/cm^3 (section 3.2). These results could be associated to the high spatial variability of hydraulic properties. Other studies, consistent with ours, have shown that spatial variations in soil properties have a strong impact on the amount of water stored in the subsoil [Tobe *et al.*, 2006; Jia *et al.*, 2013; Kormos *et al.*, 2015]. As a result, the error may be attributed to inadequate vertical resolution in the hydraulic properties [Jia *et al.*, 2013]. This is because the conceptual model assumes stratified geological properties, which is evidently not true in this case. However, the results agree with remote sensed observations; for this, approximation based on stratification is sufficient. Thus, we conclude that the conceptual model represented the exchange of water between the atmosphere (precipitation) and the saturated area, validating the model during the simulated period. In future studies, we suggest using soil moisture information with a greater spatial resolution, if available. Downscaling techniques [Choi & Hur, 2012] can be implemented with remote sensor data such as the AMSR-E [Brocca *et al.*, 2011] or ASCAT [Bartalis *et al.*, 2007] products. Implementation with next generation techniques will offer a better approach due to their improved spatial resolutions (up to 1 km).

In the future, it will be possible to eliminate soil moisture modelling, through the use of moisture products derived from integrating MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) products [Merlin *et al.*, 2008] with new satellite products, such as SMOS [Piles *et al.*, 2011; Srivastava *et al.*, 2013]. Furthermore, the influence of surface runoff and loading from adjacent channels may be estimated using future products from space missions such as SWOT [Aires *et al.*, 2014] (proposed launch date; 2020) and SMAP [Entekhabi *et al.*, 2010]. This will, in turn, allow water content at the soil-atmosphere interface also to be represented or assimilated within a numerical model, thereby avoiding simulation of these processes with numerical models. In addition, the new scheme will improve our methodology and eliminate potential sources of errors due to a poor representation of hydraulic properties of soil in numerical modelling. However, these results will only be able to be used for shallow SI events, as some numerical models do not provide good representation of moisture at depth [Su *et al.*, 2015].

3.5.3 Factor of safety

Our results showed that spatial distribution of the FS is not homogeneous (example for July 10, 2006 in Figure 3.7 and summary in Figure 3.8), suggesting that MRP vulnerability is dependent on local conditions. For example, zone A and zone B have similar slope conditions and soil types (Figure 3.1). However, these zones exhibited different behaviors. In the past, as reported by Sobarzo [2011], the hills in zone A have experienced SI conditions that were not identified using this methodology. This is because the SIs in the hills have specific characteristics. First, they are shallow processes with

small spatial extents (<10 m horizontal dimensions) [Naranjo *et al.*, 2006; Ramírez & Hauser, 2007]; which, because of limitations in the database used in this study, are not adequately represented. Second, the discrepancy is also related with slope stabilisation processes generated by increased urbanization in the hillside areas that took place over the last 20 years [Aliste *et al.*, 2012]. Thus, construction methods stabilize slopes by changing the slope angle to prevent the FS from reaching a critical value [Xiao *et al.*, 2008]. All of these factors should be accounted for when identifying vulnerability using this methodology.

Zone B, located south of zone A, exhibits a high density of SI in its central subzone, consistent with the data for MRP events occurring on July 10 and after. These events were recorded by the Chilean National Geological Service [Ramírez & Hauser, 2007]. The observed FS values were highly sensitive to changes in moisture and depth of the saturated area, as a result of greater influence of pore pressure [Ray *et al.*, 2010a]. However, in some locations in zone B, reduction in the depth of the saturated zone during periods of intense rain loaded the slopes and increased pore pressure, thereby triggering an SI. Similarly, regions that suffered shallow SIs were identified by the proposed scheme and later catalogued as shallow solifluction processes during field work (Figure 3.9).

Studies in the southern regions of South America have used the MRP approach to identify areas of vulnerability [Mardones & Vidal, 2005; Naranjo *et al.*, 2006; Ramírez & Hauser, 2007]. This approach is used due to the complexity of visually inspecting areas of SI (these areas are frequently covered by vegetation). Due to precipitation conditions and degree of soil weathering, both for A and B zones, shallow MRPs do not provide visual information about these areas that could potentially be affected by SI. Thus, our method fills the gap in the existing information regarding identification of shallow vulnerability, and introduces a technique that can be used to identify vulnerability in this type of SI.

Figure 3.9 Tree with a deformed trunk associated with solifluction events. Source: Personal elaboration.



Our methodology was implemented in an area that is geomorphologically complex due to the strong weathering and erosion conditions of the region [Peña, 1995]. The proposed approach identified SI areas with surface events affecting zone B, associated with complex geological characteristics. The approach of studying the temporal behavior of the factor of safety allowed understanding of the variability of resisting stresses versus the shear stresses; consistent with other studies [Barik, 2010; Formetta *et al.*, 2014]. Based on this premise, our methodological approach is proposed as a means to study the physical phenomena involved in an SI. This allows analysis of the vulnerability of geologically complex regions. As with the methodology presented by Cascini *et al.* [2015], our methodology also allows analysis of factors involved in an SI, with a scalable scheme based on the available data and requirements of the final user.

Our methodology does not intend to make a hydrologic characterization, as other works that seek to study variations in decadal periods [Schilling *et al.*, 2010; Diallo *et al.*, 2012]; it only seeks to

realize an SI analysis. The SI vulnerability analysis was demonstrated to be a useful methodology able to be implemented in areas with limited baseline information, such as hydrogeological or atmospheric information, by incorporating remote sensors, as performed by other studies [Zinck *et al.*, 2001; Oh & Pradhan, 2011; Ng *et al.*, 2014]. The use of numerical modelling techniques proved effective for introducing atmospheric variables in cases with limited meteorological information [Baldo *et al.*, 2009] or in cases where no meteorological stations are available, as in studies of past events [Meinhold *et al.*, 2011; Meng-Long *et al.*, 2014]. Similarly, our technique can be extrapolated to medium/large watersheds given the current availability of satellite and atmospheric information. Although the proposed methodology was found to be strong, more research is needed to perfect the method. In the future, it will be necessary to incorporate the effect of loading from hydrophilic clays into calculation of the FS. Hydrophilic clays have a loading effect on hillsides during periods of intense precipitation [Yalsin, 2007]. Thus, it will be possible to identify new regions that have this type of clay, in climate change scenarios in which SI conditions increase [Moss *et al.*, 2008; IPCC, 2014]. Our study will help identify vulnerability to MRP in areas with limited hydrological or meteorological information, especially in developing countries where implementing monitoring mechanisms continues to be economically unfeasible.

3.6 Conclusions

Our study investigates soil water balance modelling obtained with the use of atmospheric data provided by a mesoscale atmospheric model (here WRF model) for the identification of areas vulnerable to slope instability. Satellite soil moisture data by AMSR-E are also used for validation of the soil water balance model. Results indicate that, in the selected study area in Chile, the proposed model is able to identify slope instability zones. This study focused on the conceptual development and subsequent implementation of a methodology based on numerical modelling and remote sensors with the aim of identifying areas vulnerable to SI.

A one-way coupled model was implemented to compensate for the lack of hydro-meteorological information during an extreme year in an area with historical MRP and SI records. Results for soil moisture are consistent with satellite observations from the AMSR-E sensor. In addition, mesoscale atmospheric modelling was shown to be an adequate substitute in areas where no meteorological information, such as temperature, pressure, moisture or precipitation data, is available (Figure 3.2); making up for the lack of atmospheric information as in Meinhold *et al.* [2011] and Meng-Long *et al.* [2014]. Results of the mass equilibrium model confirm the spatial variability in the moisture and depth of the saturated area, associated with variability of hydraulic properties in the study area. During periods of precipitation, the saturated zone responds on the order of hours (Figura 3.3 up

to Figure 3.6). The saturated zone shallows to as little as one meter in depth during the season of intense precipitation (June-July).

Our results show that the spatial distribution of the FS is not homogeneous (Figure 3.8), which suggests that MRP vulnerability is dependent on local conditions. Our results also show a non-uniform distribution of the FS along the hillside due to influence of geological, hydrogeological and human factors. The region includes two geologic formations that have been subject to prolonged climate actions [Peña, 1995; Mardones & Vidal, 2005]. Factors such as the increased soil moisture due to precipitation, and a larger saturated zone, decrease resisting stresses as a result of increased pore pressures. The region exhibiting greatest SI vulnerability in the NSRB includes zones B south and B north (Figure 3.8). The hills in zone A have experienced SI conditions reported by Sobarzo [2011] that were not identified using this methodology. This is because these SIs have specific characteristics; they are shallow processes with small spatial extents (<10 m horizontal dimensions) [Naranjo *et al.*, 2006; Ramírez & Hauser, 2007], unrepresented due to limitations in the database used in this study. Observations indicate that the areas with greatest potential for displacement do not cover a large region, which is consistent with on-site observations that show evidence of solifluction events in areas identified by our methodology (Figure 3.9). Thus, we can identify vulnerable areas without the need for extensive in-situ information, which will reduce costs of future studies.

In the future, our technique will allow nearly real-time monitoring activities to be implemented using atmospheric forcing based on the WRF model from the Global Forecast System (GFS). Similarly, our methodology will be compatible with the use of satellite products, such as the future SWOT mission [Aires *et al.*, 2014] and the recent SMAP mission [Entekhabi *et al.*, 2010], to correct or assimilate the data into our model, thereby eliminating the need to numerically model soil moisture through a mass equilibrium model. This will benefit developing countries, which usually have limited resources for monitoring hillsides that may suffer short term mass removal processes and present a risk to nearby populations [Kanungo *et al.*, 2009], especially considering future climate change possibilities [Moss *et al.*, 2008; IPCC, 2014].

3.7 Acknowledgements

Ivo Fustos holds a CONICYT (Chilean research Grant) fellowship (Doctoral scholarship 21.120.451) and CORFO (project 13671-EM.CIE). The data used in this work were acquired as part of the activities of NASA's Science Mission Directorate, and are archived and distributed by the Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC). This work was carried out on the computer nodes of the department of geophysics (DGEO) and Centro de Investigación en Ingeniería Matemática (CI2MA), Faculty of Mathematical and Physical Sciences at University of Concepción,

Chile. Professional English edition by Mr Ian Scott Kinney was funded by Vicerrectoría de Investigación, Universidad de Concepción, while the previous was funded by the CONICYT research grant (Doctoral scholarship 21.120.451).



Capítulo 4

Modelos de deformacion

I. Fustos, R. Araya, R. Abarca-del-Rio, M. Mardones, L. Gonzalez

Documento en preparación para ser sometido a Engineering Geology



4 MODELOS DE DEFORMACION

4.1 Introducción

Los procesos de remoción en masa (PRM) generan cambios en el relieve, los cuales han sido observados en numerosos estudios a través de patrones de deformación mediante instrumentos in-situ [Calcaterra *et al.*, 2012; Di Maio *et al.*, 2013a; Di Maio *et al.*, 2013b] u observaciones remotas [Wasowski *et al.*, 2012]. Dentro de los ejemplos abordados en esta tesis se encuentra la utilización de tecnologías de radar de apertura sintética (ver capítulo 2).

Espinoza [Espinoza, 2014] ha propuesto que un PRM puede ser interpretado como un movimiento de dos etapas. La primera etapa ocurre previa a la identificación a nivel visual. Esta etapa puede durar desde horas/días [Zhou *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2015] hasta años [Yen, 1969; Oh y Pradhan, 201; Calcaterra *et al.*, 2012], dependiendo el tipo de PRM y sus factores asociados (tales como precipitación, pendiente, litología, hidrogeología de la zona). Durante la primera etapa se producen pequeñas deformaciones, imperceptibles en PRM lentos, pero que pueden ser del orden de metros en los grandes deslizamientos localizados en zonas tropicales [Velázquez & Gómez-Sal, 2007]. De existir separación entre la masa en movimiento y el terreno, ésta no se ha desarrollado por completo. Una vez concluida la primera etapa, puede existir una etapa de rotura. La segunda etapa es caracterizada por la formación de una superficie o zona de cizalla continua en el terreno (tales como fueron observados en el capítulo 2), con movimientos desde muy lentos a extremadamente rápidos. El desenlace de esta etapa corresponde a un reajuste de la masa deslizada, deteniendo el movimiento y su deformación superficial. En algunas ocasiones ocurren fases de reactivación [Leroueil *et al.*, 1996], en las que el movimiento se reproduce aprovechando las superficies de rotura generadas previamente. Las reactivaciones pueden ser episódicas o continuas, con variaciones estacionales de la velocidad de deformación. La comprensión de la acción de los precursores de un PRM está limitada, no solamente por la ausencia de datos, sino que también por el límite de información in-situ que se puede extraer del terreno.

En este caso, durante los últimos años, modelos analíticos permitieron identificar zonas susceptibles estimando la deformación y/o planos de falla [Kayastha *et al.*, 2013; Shahabi *et al.*, 2014]. Dentro de los esquemas analíticos clásicos se pueden mencionar al esquema de Bishop, Spencer o el de Sarma. El esquema de Bishop [Bishop, 1955] asume que todas los esfuerzos de corte existentes entre los planos de falla son nulas. Esto permite reducir el número de incógnitas dentro de su sistema matemático al solucionar el campo total de deformaciones. Sin embargo, estas consideraciones implican que la solución del sistema de ecuaciones está sobredeterminada matemáticamente. Esto se debe a que no se establecen condiciones de equilibrio en la interfaz entre los planos. Por otro lado, el

método de Spencer [Spencer, 1967] considera una ladera donde las fuerzas laterales son las mismas para cada bloque. Rigurosamente satisface la condición de equilibrio estático, asumiendo que la fuerza resultante entre bloques tiene una inclinación constante (pero desconocida). Finalmente, el esquema de Sarma [Sarma, 1973; Sarma, 1979] posee la ventaja de satisfacer todas las condiciones de equilibrio. Sin embargo, el plano de falla (si existe) es muy diferente al determinado utilizando otros procedimientos más convencionales, lo cual es una gran desventaja si se quiere realizar una validación cruzada mediante modelos numéricos [Federico *et al.*, 2009]. De esta manera es posible comprender, al analizar tres modelos analíticos, que estos métodos poseen limitantes en cada caso y son aplicables a casos idealizados.

Con el fin de poder estudiar sistemas geomecánicos, numerosos trabajos en ingeniería matemática han generado modelos numéricos basados en la discretización del espacio [Furbish & Fagherazzi, 2001; Federico *et al.*, 2009; Kayastha *et al.*, 2013; Cascini *et al.*, 2014; Crouvi *et al.*, 2015; Sadeghi *et al.*, 2016]. Uno de los modelos numéricos más importantes corresponde al Modelo de los Elementos Finitos (MEF). El MEF (o FEM por sus siglas en inglés) permite resolver muchos de los problemas que experimentan los esquemas anteriores. La filosofía del FEM consiste en subdividir el sistema en pequeñas partes (elementos) interconectados entre sí a través de los nudos (o nodos) de los elementos [Cascini *et al.*, 2014]. Cada elemento entrega una solución a la ecuación de desplazamientos con una validez local obteniendo el desplazamiento en el interior de cada nodo [Smith *et al.*, 2013]. De esta manera, se pueden aplicar los modelos FEM en estudios de estabilidad de ladera con excelentes resultados [Wang *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2012; Cascini *et al.*, 2014;]. Por ejemplo, Wang [Wang *et al.*, 2009] utilizó el método de elementos finitos para simular el proceso de fracturación mediante procesos de tracción considerando sólo un plano débil durante terremotos, mientras que Feng y otros [Feng *et al.*, 2009] implementaron un modelo FEM validándolo mediante modelos análogos en laboratorio.

En la actualidad, casos de estabilidad de pendiente (IdP) no consideran un régimen de comportamiento plástico en modelos FEM. Ejemplos de lo anterior puede ser expuesto al analizar la componente plástica de materiales como arcilla o limo [Honglei *et al.*, 2006]. De la misma forma, existe un comportamiento de medios arcillosos parcial o completamente saturados con fluidos diferentes al medio arcilloso sin hidratar [Yalcin, 2007]. En el siguiente capítulo se estudiará los campos de deformación y distribución del esfuerzo en las laderas mediante modelos de FEM. Para ello se integrará resultados e interpretaciones de los capítulos anteriores. El modelo FEM es una herramienta eficaz que permite combinar la sencillez de cálculo [Smith *et al.*, 2013; Cascini *et al.*, 2014] y disponibilidad de los datos procedentes de ensayos geotécnicos de laboratorio estándar. De

esta manera, mediante el esquema propuesto, se podrá caracterizar la deformación existente en la zona de estudio y se validará de manera cruzada con los resultados obtenidos en los capítulos anteriores.

4.2 Metodología

Los procesos de deformación son solucionados en la literatura mediante diversos enfoques [Bishop, 1955; Federico *et al.*, 2009; Yalcin, 2007]. En aplicaciones geomorfológicas, la deformación de una ladera es calculada mediante los desplazamientos que sufre cada nodo por efecto de fuerzas volumétricas [Griffiths *et al.*, 2005]. De esta manera, la deformación de un cuerpo es controlada por las propiedades geomecánicas intrínsecas [Matsuoka, 2001] y los cambios de los esfuerzos que actúan sobre él [Smith *et al.*, 2013]. La solución óptima a este problema se considera las soluciones de las deformaciones observadas con InSAR, por lo cual se decide utilizar como estrategia de solución el método de elementos finitos a través de un mallado de la ladera estudiada.

Tabla 4.1 Ubicación de extracción de muestras. Los parámetros geodésicos están basados en el sistema de WGS84. Los puntos se emplazan en la subzona 1 (bloques 1 y 2) y subzona 2 (bloques 3 y 4).

Fuente: Elaboración propia.

Id		Latitud	Lon
Bloque	1	36° 47' 49,98" S	73° 03' 18,42" W
(Muestra 1)			
Bloque	2	36° 47' 51,56" S	73° 03' 18,97" W
(Muestra 2)			
Bloque	3	36° 56' 13,39" S	73° 00' 34,16" W
(Muestra 3)			
Bloque	4	36° 56' 12,40" S	73° 00' 34,56" W
(Muestra 4)			

4.2.1 Modelo de mallado

La generación de la malla de la zona estudiada consistió en una discretización del medio continuo a partir de elementos de tipo hexaedro de segundo orden (20 nodos por elemento). Estos elementos se encuentran interconectados a través de sus vértices con los elementos contiguos dentro de la zona de estudio (dominio espacial). Se establecieron dos condiciones de Dirichlet como condiciones de frontera (Γ_1 y Γ_2 respectivamente). Γ_1 fue impuesta como una frontera con desplazamiento nulo ($\underline{u} = \underline{0}$) mientras que en la superficie (Γ_2) se condicionó a una superficie con desplazamientos obtenidos a

partir de los datos de interferometría (ver capítulo 2). Para Γ_2 se consideraron mediciones de deformación con valores de coherencia sobre 0.6 con el objetivo de considerar valores de deformación aceptables [Li *et al.*, 2011]. Por lo cual los nodos localizados en la base del mallado no sufren deformación y de esta manera la base rocosa identificada por los métodos geoelectricos (ver sección 2.4.1.1) es representada correctamente.

4.2.2 Modelo mecánico propuesto

Las deformaciones que puede sufrir una ladera dependen fuertemente de sus características geomecánicas. Es necesario considerar la resistencia al deslizamiento causado por la fricción que hay entre las superficies de contacto de las partículas y de su densidad al interior de la ladera [Griffiths *et al.*, 2005]. De esta manera, en caso de medios estratificados es necesario asignar esta variable al modelo geomecánico. Para ello se utiliza en la literatura el conocido ángulo de fricción interna (ϕ'). Esta variable permite determinar la capacidad portante como la resistencia al deslizamiento del terreno. De la misma manera, los granos internos de la ladera poseen atracción entre ellas. El origen de esta atracción está dada por fuerzas moleculares y las películas de agua. Es por ello que este parámetro posee una alta sensibilidad debido a su variabilidad producto del contenido de humedad. Para poder cuantificar esta influencia, se utiliza la cohesión de los suelos, la cual tiene una alta variabilidad según el tipo de suelos que se trabaje. Suelos arcillosos tienen cohesión alta de 0.25 kg/cm² a 1.5 kg/cm² mientras que suelos limosos poseen baja cohesión. En el caso de las arenas es demasiado baja por lo cual se representa con cohesión nula [Griffiths *et al.*, 2001; Griffiths *et al.*, 2005].

Acorde a la literatura [Griffiths & Lane, 1999], el ángulo de dilatación ψ controla el cambio de volumen del suelo durante la deformación. Para estos casos, el cambio de volumen real exhibido por un suelo producto de una deformación es variable y depende del tipo de esfuerzos y la geometría interna del suelo [Griffiths *et al.*, 2005]. Similarmente, las laderas pueden ser modeladas mediante un régimen elástico [Zheng *et al.*, 2006; Conte *et al.*, 2013]. De esta forma surge la necesidad de integrar la evolución de un medio mediante un régimen elástico a través del módulo de elasticidad, la razón de Poisson y el peso unitario del geomaterial. Este tipo de procedimientos en la actualidad son estándares y el ensamblaje de la matriz de elasticidad es casi única mediante la técnica de la matriz de rigidez [Smith *et al.*, 2013]. El análisis de deformación mediante un modelo netamente elástico presenta una limitación en el caso de suelos arcillosos, los cuales poseen una componente plástica [Yalcin, 2007]. Esta deficiencia ha llevado a algunos de los modelos de suelo constitutivos más exitosos a incorporar los efectos de la plasticidad (por ejemplo Molenkamp, 1981, Hicks & Boughrarou, 1998).

Finalmente, a partir del análisis del caso de estudio, se considera un modelo mecánico elasto-plástico para representar la respuesta del suelo ante un esquema de fuerzas de volumen mediante parámetros geomecánicos con seis grados de libertad (Tabla 4.2).

Tabla 4.2 Parametros de modelo mecanico de suelo. Fuente: Elaboracion propia.

Parámetro	Nombre
ϕ'	Angulo de fricción interna
c'	Cohesión
ψ	Angulo de dilatación
E	Modulo de elasticidad
ν'	Razón de Poisson
γ	Peso unitario

4.2.3 Modelo matemático del modelo de suelo.

El código fue basado en el modelo propuesto por [Smith *et al.* (2013) con las modificaciones sugeridas por Griffith *et al.* (2005) los cuales permite calcular el modelo conceptual del comportamiento elasto-plástico del suelo mediante una matriz de rigidez obtenida por integración numérica (cuadratura de Gauss-Legendre 2 puntos y 3 puntos). Esta formulación necesita transformar el elemento finito general definido desde un sistema de referencia global (X, Y, Z) a otro sistema de referencia adimensional (ϵ, η, ζ), relacionando sistemas de referencia mediante una transformación Jacobiana (J).

De esta manera, los desplazamientos fueron calculados a partir de elementos mediante un sistema de referencia local (ϵ, η, ζ). Esto obligó a utilizar funciones de forma (N_i), las cuales definen la geometría y los campos de desplazamientos. Las funciones de forma siguen la siguiente regla:

$$N_i^e =$$

Ecuación 4.1

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{8}(\mathbf{1} + \boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}_i)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\eta}\boldsymbol{\eta}_i)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\zeta}\boldsymbol{\zeta}_i)(\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}_i + \boldsymbol{\eta}\boldsymbol{\eta}_i + \boldsymbol{\zeta}\boldsymbol{\zeta}_i - 2), \quad i = 1, \dots, 8 \\ \frac{1}{4}(\mathbf{1} - \boldsymbol{\varepsilon}^2)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\eta}\boldsymbol{\eta}_i)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\zeta}\boldsymbol{\zeta}_i), \quad i = 9, 11, 17, 19 \\ \frac{1}{4}(\mathbf{1} - \boldsymbol{\eta}^2)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}_i)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\zeta}\boldsymbol{\zeta}_i), \quad i = 10, 12, 18, 20 \\ \frac{1}{4}(\mathbf{1} - \boldsymbol{\zeta}^2)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}_i)(\mathbf{1} + \boldsymbol{\eta}\boldsymbol{\eta}_i), \quad i = 13, 14, 15, 16 \end{array} \right.$$

Donde se cumple que:

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} \\ \frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\eta}} \\ \frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\zeta}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial X}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} & \frac{\partial Y}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} & \frac{\partial Z}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} \\ \frac{\partial X}{\partial \boldsymbol{\eta}} & \frac{\partial Y}{\partial \boldsymbol{\eta}} & \frac{\partial Z}{\partial \boldsymbol{\eta}} \\ \frac{\partial X}{\partial \boldsymbol{\zeta}} & \frac{\partial Y}{\partial \boldsymbol{\zeta}} & \frac{\partial Z}{\partial \boldsymbol{\zeta}} \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} \frac{\partial N_i}{\partial X} \\ \frac{\partial N_i}{\partial Y} \\ \frac{\partial N_i}{\partial Z} \end{pmatrix} = J^e \begin{pmatrix} \frac{\partial N_i}{\partial X} \\ \frac{\partial N_i}{\partial Y} \\ \frac{\partial N_i}{\partial Z} \end{pmatrix} \quad \text{Ecuación 4.2}$$

De esta forma, se puede realizar una transformación entre las coordenadas y las funciones de forma (N_i). En este caso, J es la matriz de transformación de las coordenadas cartesianas a las naturales o simplemente el Jacobiano.

$$J = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} \right) x_i & \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} \right) y_i & \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} \right) z_i \\ \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\eta}} \right) x_i & \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\eta}} \right) y_i & \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\eta}} \right) z_i \\ \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\zeta}} \right) x_i & \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\zeta}} \right) y_i & \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{\partial N_i}{\partial \boldsymbol{\zeta}} \right) z_i \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 4.3}$$

A partir del cálculo de la matriz jacobiana para transformación de coordenadas de un sistema de referencia global a uno local, es posible calcular las fuerzas volumétricas sobre la zona de estudio. Según Smith (2013), las derivadas de las funciones de forma en función de las coordenadas cartesianas, genera la matriz de transformación deformación – desplazamiento (\mathbf{B}).

$$[\mathbf{B}] = [\mathbf{A}][\mathbf{S}] \quad \text{Ecuación 4.4}$$

Donde **A** y **S** corresponden a matrices compatibles. En este caso **A** corresponde a la definición variacional de las derivadas parciales mientras que **S** corresponden a una matriz extendida con las funciones de forma multiplicado por la matriz identidad. De esta manera se reescribe que:

$$A = \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\partial}{\partial y} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\partial}{\partial z} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \end{pmatrix} \quad \text{Ecuación 4.5}$$

$$S = [N_1 \delta_{ij} | N_2 \delta_{ij} | \dots | N_{19} \delta_{ij} | N_{20} \delta_{ij}] \quad \text{Ecuación 4.6}$$

Se debe considerar la matriz que representa las propiedades elásticas del material, **D** que contiene parámetros elásticos, coeficiente de Young (E) y coeficiente de Poisson (ν).

$$D = \frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)} \begin{bmatrix} 1 & \nu/(1-\nu) & \nu/(1-\nu) & 0 & 0 & 0 \\ \nu/(1-\nu) & 1 & \nu/(1-\nu) & 0 & 0 & 0 \\ \nu/(1-\nu) & \nu/(1-\nu) & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{(1-2\nu)}{2(1-\nu)} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{(1-2\nu)}{2(1-\nu)} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{(1-2\nu)}{2(1-\nu)} \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 4.7}$$

4.2.4 Modelo FEM

Para implementar el modelo FEM en la zona de estudio (Figura 4.1), se considera una relación lineal entre las fuerzas de volumen aplicadas sobre sus nodos (\underline{F}) y el desplazamiento (u). En el caso de la fuerza, se agregó una carga adicional que generó la carga de agua sobre cada elemento considerando

la profundidad de la zona saturada (previamente obtenida en el capítulo 3) durante cada paso de tiempo. Considerando esta relación lineal es posible resolver el sistema a partir de la inversión de un sistema matricial global (Ecuación 4.8). Ambos procesos físicos están dados por una constante de linealidad establecida a través de la matriz de rigidez global \mathbf{K} . Para el cálculo de esta matriz se crearon soluciones locales de la matriz de rigidez k_m (por cada elemento), considerando las propiedades físicas del medio. La matriz de rigidez local está definido por la condición de estabilidad, es decir, que cumple con la Ecuación 4.9. La condición de estabilidad es descrita por la matriz de elasticidad \mathbf{D} , propia de cada elemento y \mathbf{B} que corresponde a la matriz de desplazamiento nodal. Por otra parte el valor de las fuerzas volumétricas en cada elemento, \underline{f} , es calculado a partir de la Ecuación 4.10 considerando $\Delta\epsilon$ como el strain que sufre cada elemento. Teniendo calculado tanto k_m como \underline{f} , es posible ensamblar \mathbf{F} y \mathbf{K} a partir del orden que tienen los nodos en el sistema de ecuaciones e invertir posteriormente la matriz para obtener el valor de los desplazamientos nodales.

$$\underline{\mathbf{F}} = \underline{\mathbf{K}}\underline{\mathbf{u}} + \underline{\mathbf{C}}\underline{\dot{\mathbf{u}}}$$

Ecuación 4.8

$$\mathbf{k}_m = \iint \underline{\mathbf{B}}^t \underline{\mathbf{D}} \underline{\mathbf{B}} \, dA$$

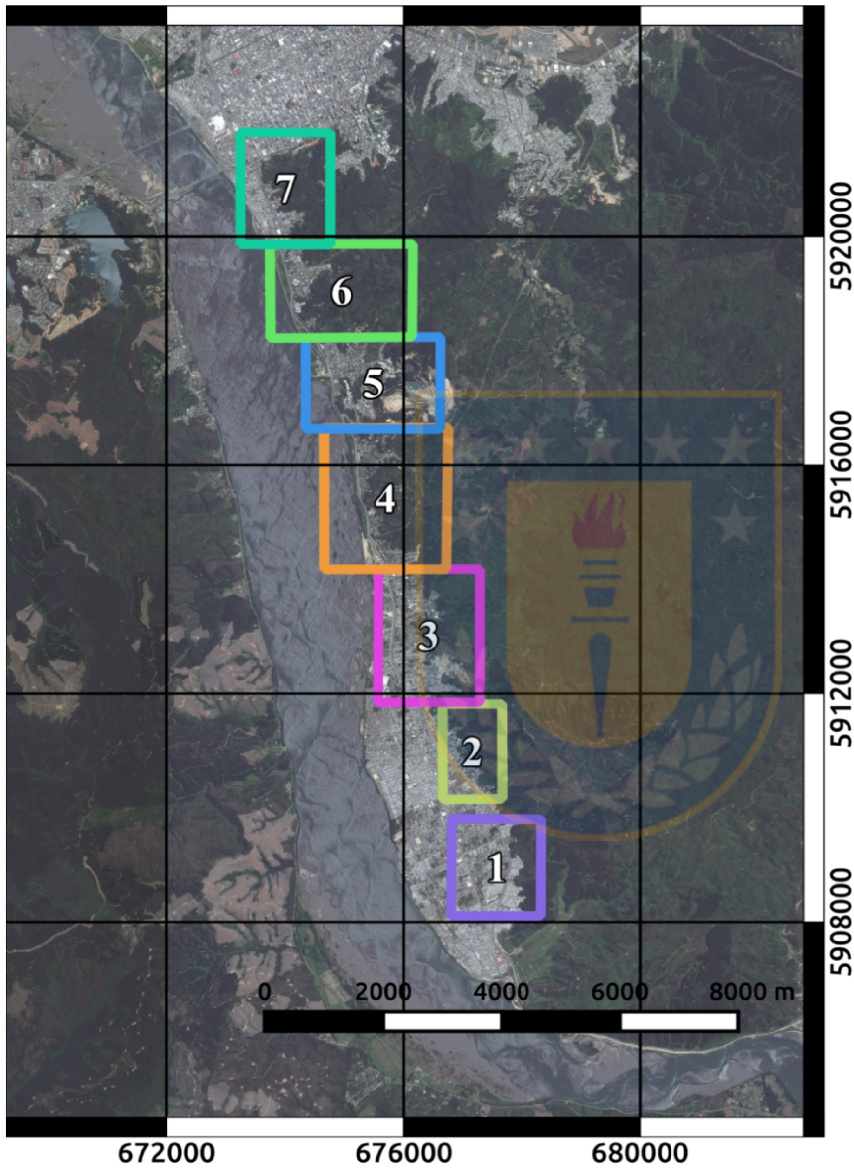
Ecuación 4.9

$$\underline{\mathbf{f}} = \iint \underline{\mathbf{B}}^t \underline{\mathbf{D}} \Delta\epsilon \, dA$$

Ecuación 4.10

La estrategia de construcción de la matriz de elasticidad local es altamente dependiente de la parametrización del medio. Para ello se recolectaron datos geotécnicos en las zonas de susceptibilidad mediante extracción de cuatro muestras de dos sectores (Tabla 4.1). Se dio prioridad a estos dos sectores debido a condiciones de accesibilidad y resultados del modelo de inestabilidad desarrollado en el capítulo 3. Las muestras fueron sometidas a ensayos de laboratorio con el fin de determinar los valores de gravedad específica (G_s), granulometría y límites de Atterberg al material fino de cada muestra (cuando corresponde) y modulo de elasticidad. De la misma manera, se midió valores de ángulo de fricción y cohesión. Finalmente se realizó una clasificación bajo el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS por sus siglas en inglés) siguiendo las indicaciones de las normas vigentes en territorio chileno [NCh 1532-80; Ch 1517/1-79; NCh 1517/2-79].

Figura 4.1 Esquematación de la zona de estudio, en este caso el norte está alineado con el eje Y.
Fuente: Elaboración propia.



Una vez construida la matriz de rigidez global y la de fuerzas de volumen, se procedió a invertir la solución mediante la librería SuperLU [Demmel *et al.*, 1999]. SuperLU es una biblioteca de uso general para la solución directa de grandes sistemas matriciales. La estrategia de solución para el vector \underline{u} considera una descomposición L/U con pivoteo parcial y el sistema triangular que se resuelve mediante una sustitución. Esta estrategia de solución para el vector de desplazamiento tiene como ventaja el permitir la obtención de soluciones exactas en desmedro de las soluciones iterativas, las que

no necesariamente tienden a converger en las soluciones numéricas. Los resultados finales fueron exportados a formato vtk [Schroeder *et al.*, 2003] para su posterior visualización y análisis pertinentes.

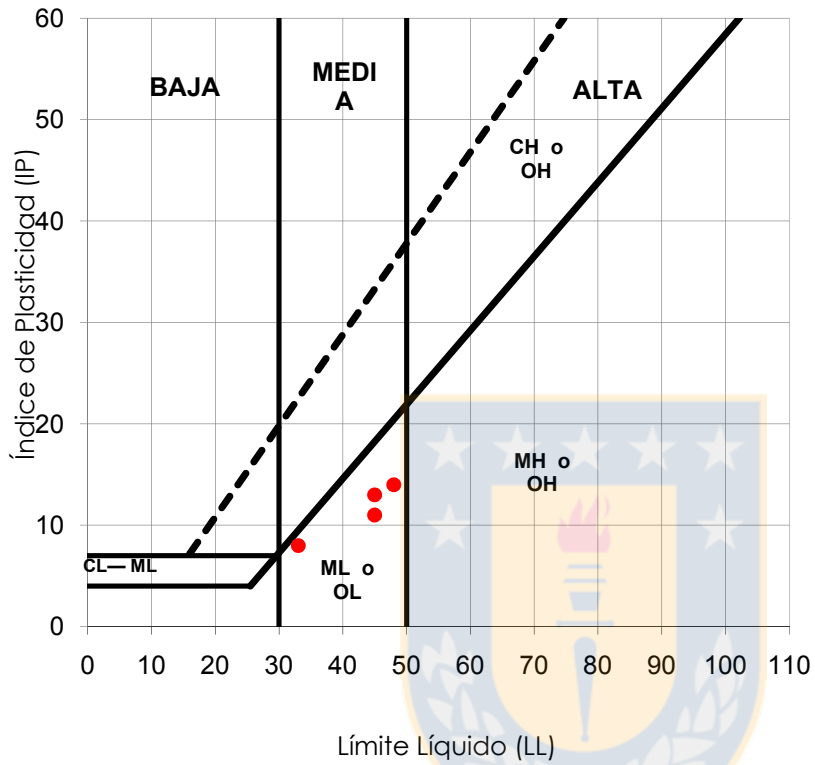
4.3 Resultados

Se modeló la deformación en la zona de estudio a partir de un modelo FEM, estableciendo como condición de borde las deformaciones obtenidas a partir de InSAR. Dos resultados de mediciones in-situ de las propiedades geomecánicas observadas en terreno se observan en la Tabla 4.3. Los valores de ángulo de fricción interna se correlacionan con suelos limo-arcillosos [Acuña, 2004] lo cual es consistente con los resultados de geoelectrica realizada en la zona (Capítulo 2). En general, los valores de cohesión muestran tener características de suelo blando a moderado indicando que es un suelo susceptible a sufrir deformación desde un punto de vista geotécnico [Acuña, 2004; Saez, 2004]. Finalmente, las mediciones de plasticidad de los suelos revelan valores asociados a una baja plasticidad (ML, Figura 4.2) lo cual debe ser considerado como un antecedente durante la discusión. Estos antecedentes fueron ingresados en las parametrizaciones del modelo de deformación.

Tabla 4.3 Resultados de ensayos geotécnicos. Fuente: Elaboración propia.

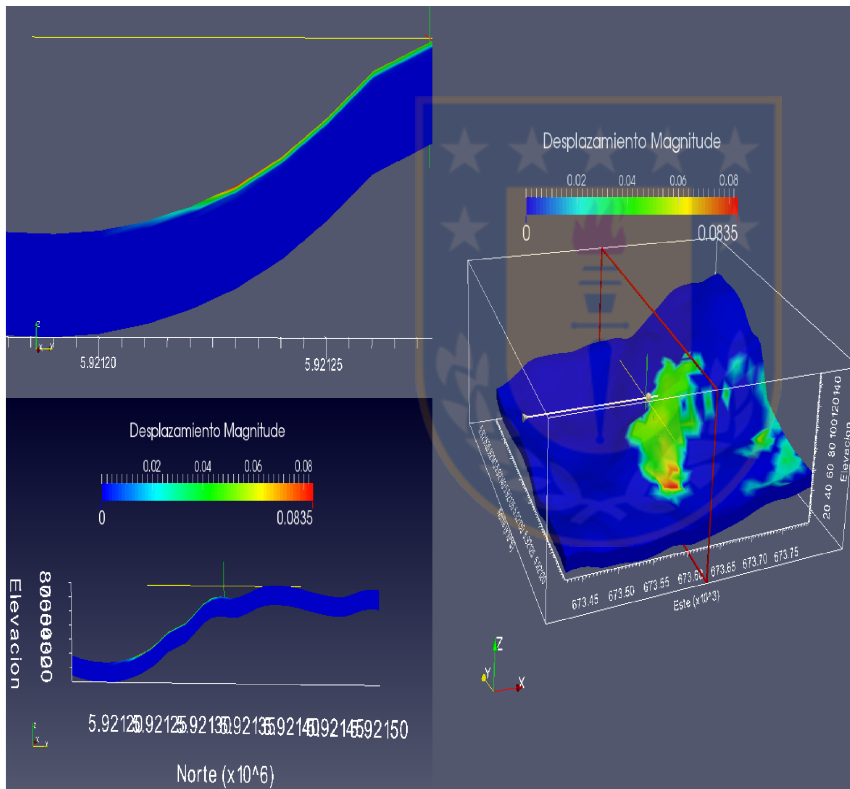
Muestra	Ajuste Lineal	R ²	C (Kpa)	φ (maximo)
Bloque 1	$y=0.4335X+17.96$	0.998	17.96	23.44
Bloque 2	$y=0.5515X+11.835$	0.994	11.835	28.88
Bloque 3	$y=0.6941X+12.065$	0.991	12.065	34.76
Bloque 4	$y=0.6645X+5.32$	0.999	5.32	33.60

Figura 4.2 Clasificación de suelos en función de la nomenclatura UCSC. Fuente: Elaboracion propia.



En la Figura 11.1 (anexos) se observan los resultados obtenidos a lo largo de todo ZLNB a partir de una reconstrucción de las condiciones de borde impuestas. En las figuras se observa la norma del vector desplazamiento ($|u|$) asociado a la deformación de la malla. La inversión del modelo FEM permitió reconstruir la deformación en superficie que no pudo ser medida a partir de los resultados de InSAR debido a los bajos valores de coherencia observados. De la misma manera, los resultados reconstruyeron los desplazamientos nodales en profundidad permitiendo comprender la dinámica de la zona. Los desplazamientos máximos ocurren a nivel somero con una profundidad inferior los dos metros (ejemplo en Figura 4.3).

Figura 4.3 Campo de desplazamiento simulado mediante FEM. Fuente: Elaboracion propia.



Perfiles a lo largo del volumen simulado demuestran que la deformación presenta una variabilidad espacio temporal. Durante los meses de alta precipitación (Junio-Agosto) existe un mayor volumen de masa deformada (Figura 4.4), la cual puede ser asociada a removilización de material a nivel superficial o a un movimiento continuo en forma de bloque. En los periodos analizados siguientes, Agosto-Septiembre y Septiembre-Noviembre, existen comportamientos diferentes en la ladera. La zona sur muestra diferentes tasas de deformación (Figura 4.5 y Figura 4.8), evidenciando una detención de un eventual proceso de remoción en masa en la Figura 4.8 (desplazamiento nodal

máximo inferior a 1 cm) y un continuo movimiento de ladera en la Figura 4.5 (desplazamiento nodal máximo 5.3 cm).

Figura 4.4 Deformación centrada en 36.949053°S, 73.002697°W. Periodo simulado entre Junio-Agosto. Fuente: Elaboración propia.

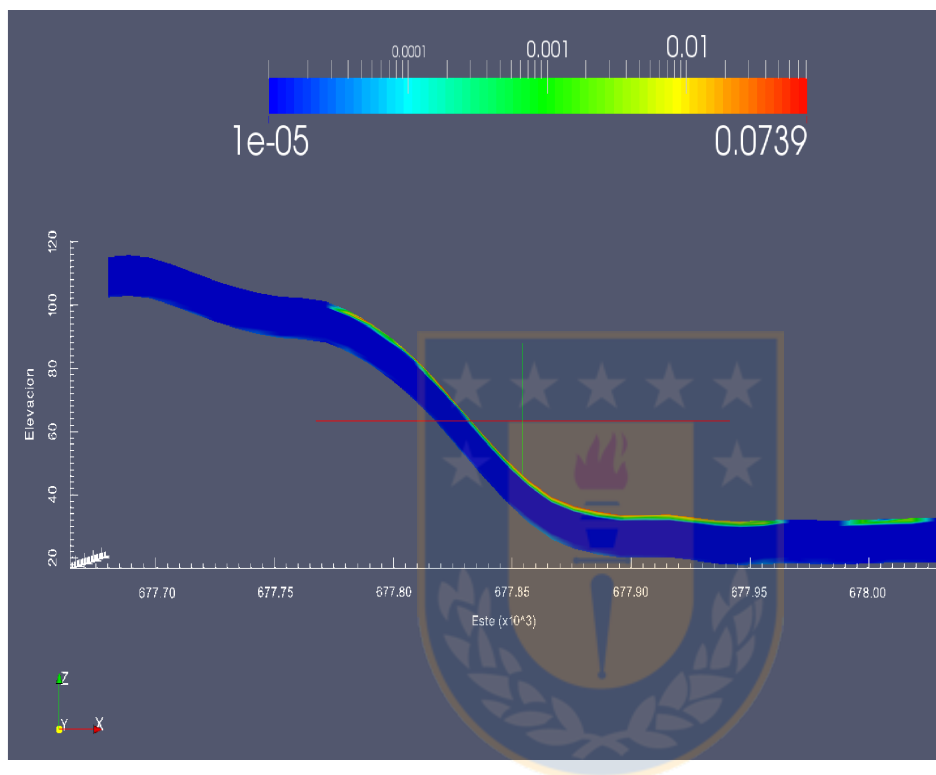


Figura 4.5 Deformación centrada en 36.949053°S, 73.002697°W. Periodo simulado entre Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboracion propia.

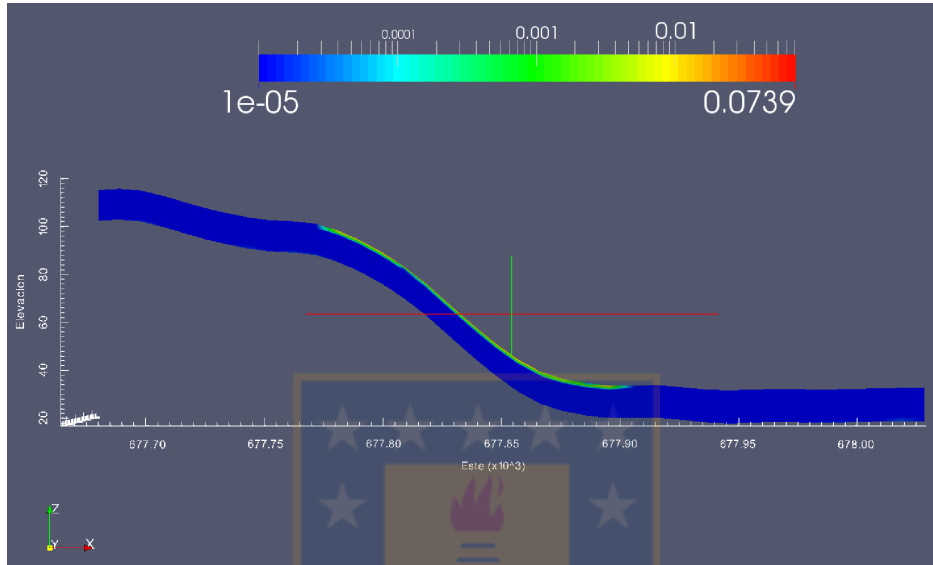
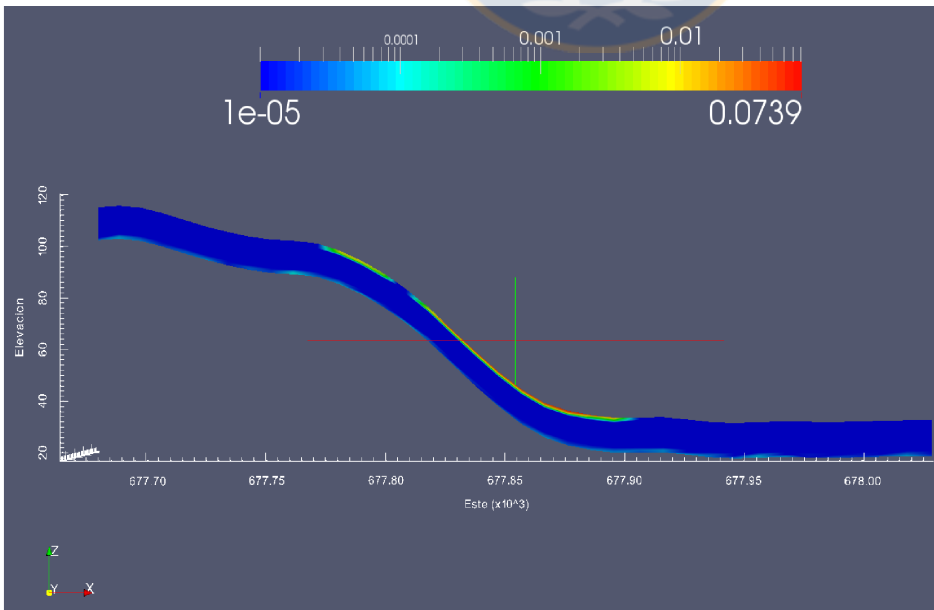


Figura 4.6 Deformación centrada en 36.949053°S, 73.002697°W. Periodo simulado entre Septiembre-Noviembre. Fuente: Elaboracion propia.



Por otro lado durante el periodo septiembre-noviembre la zona centrada en (36.949053°S, 73.002697°W) presenta una reactivación del movimiento alcanzando deformaciones de hasta 7 cm (Figura 4.6) mientras que el sector centrado en (36.951206°S, 73.007696°W) permanece estable y sin deformaciones a pesar de que ambos sectores están separados a menos de 200 metros.

Figura 4.7 Deformación centrada en 36.951206°S, 73.007696°W. Periodo simulado entre Junio-Agosto. Fuente: Elaboracion propia.

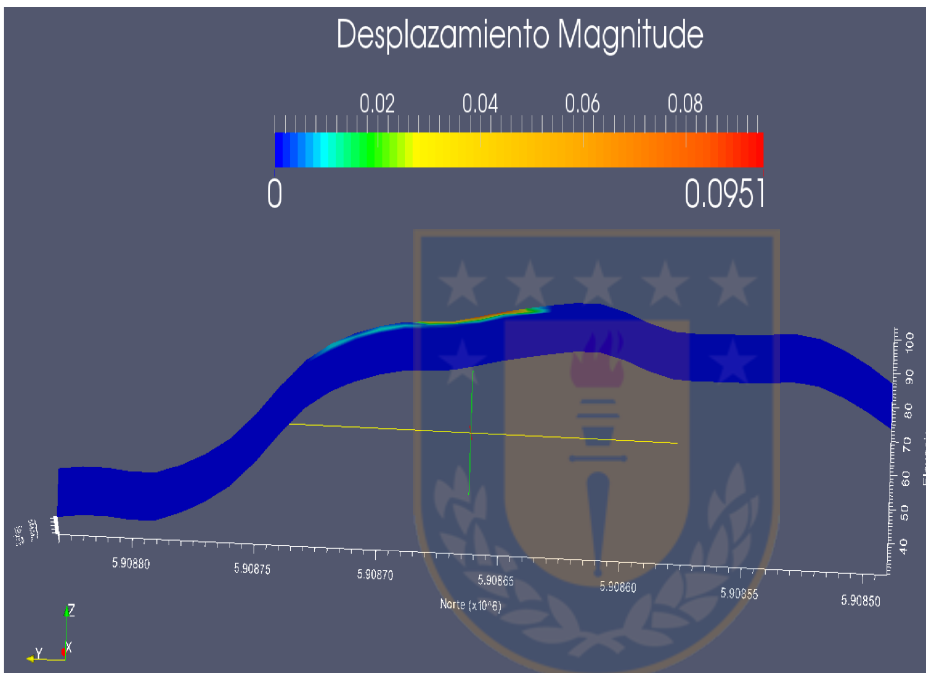


Figura 4.8 Deformación centrada en 36.951206°S, 73.007696°W. Periodo simulado entre Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboracion propia.

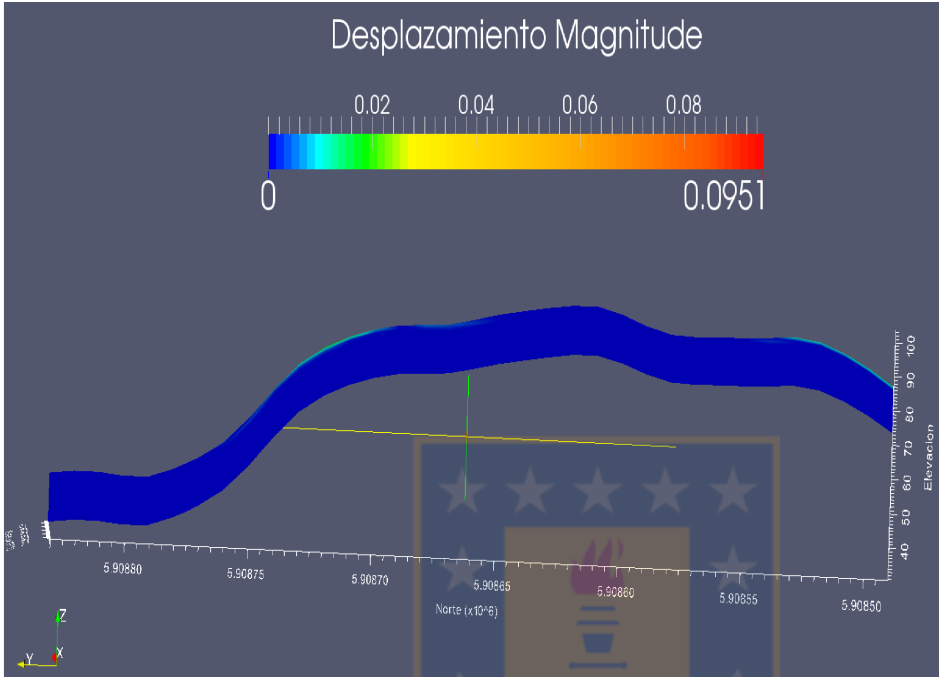
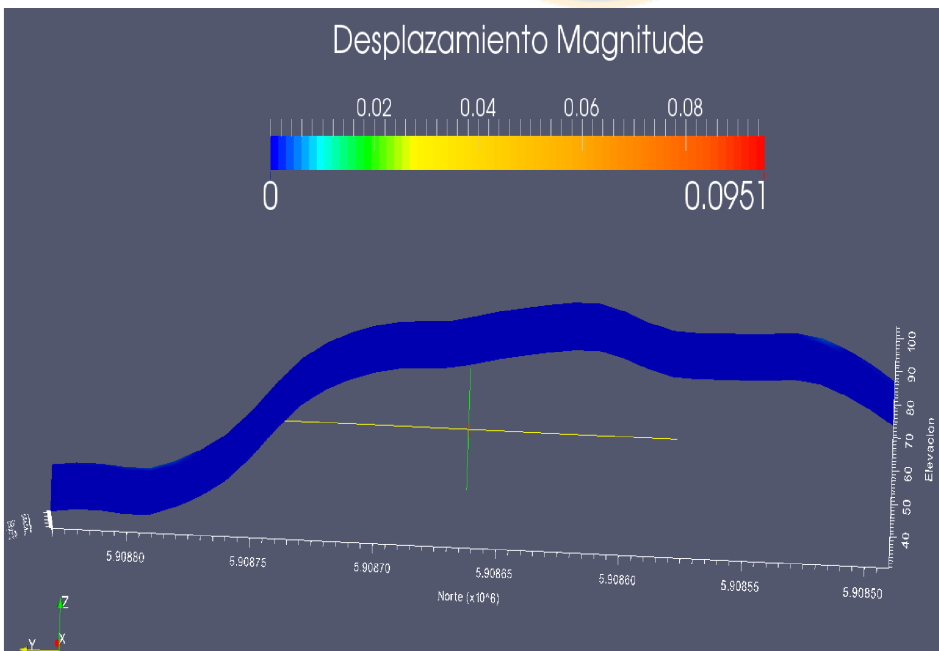


Figura 4.9 Deformación centrada en 36.951206°S, 73.007696°W. Periodo simulado entre Septiembre-Noviembre. Fuente: Elaboracion propia.



Resultados generales muestran que existe una mayor deformación en los meses de invierno (periodo de Junio-Agosto) con zonas de deformación máximas ubicadas en las subzonas 1, 2 y 3. Sin embargo estas deformaciones son menores a 10 centímetros, lo cual da a entender que estos procesos corresponden a deformaciones someras.

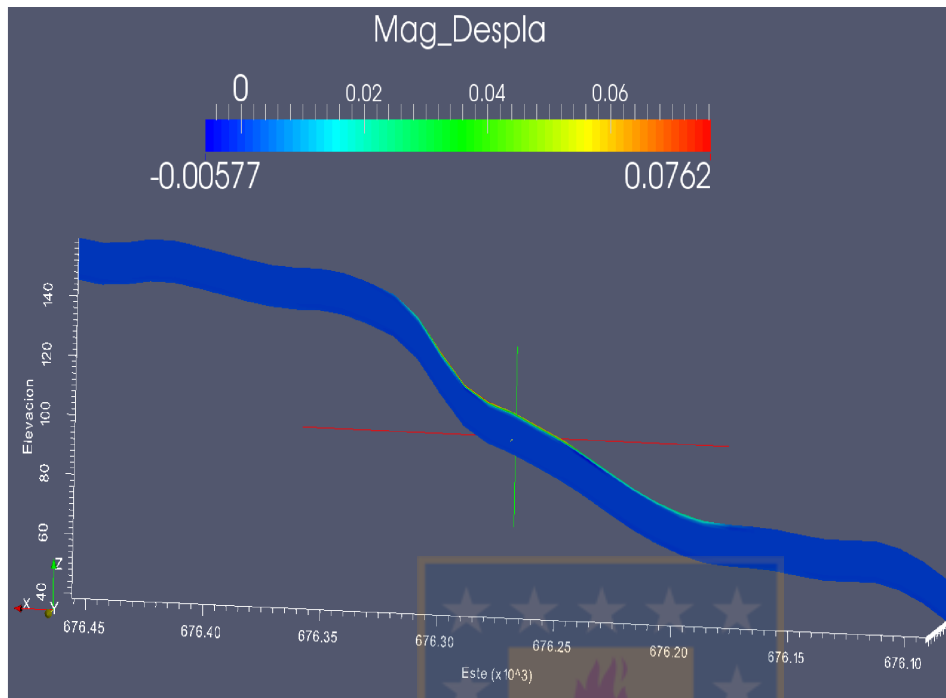
4.4 Análisis y Discusión

El modelo utilizado permitió representar la deformación del suelo a partir de la integración de las propiedades geométricas de la superficie terrestre, espesor del suelo y propiedades geotécnicas medidas in situ. Esto ofrece la posibilidad de simular numéricamente la evolución de la superficie observando los incrementos de los esfuerzos a partir de los desplazamientos obtenidos mediante la inversión de la matriz de rigidez. Diferentes estudios analíticos como empíricos, consideran a los movimientos lentos como efectos de un fuerte incremento de los esfuerzos [Ter Stepanian, 1963; Šuklje, 1969; Yen, 1969; Crouvi *et al.*, 2015]. Esto es consistente con los resultados del modelo implementado, el cual muestra un incremento somero de los esfuerzos (ejemplo en Figura 4.15) con la característica principal que no es homogéneamente distribuida.

4.4.1 Variaciones temporales de los campos de deformación

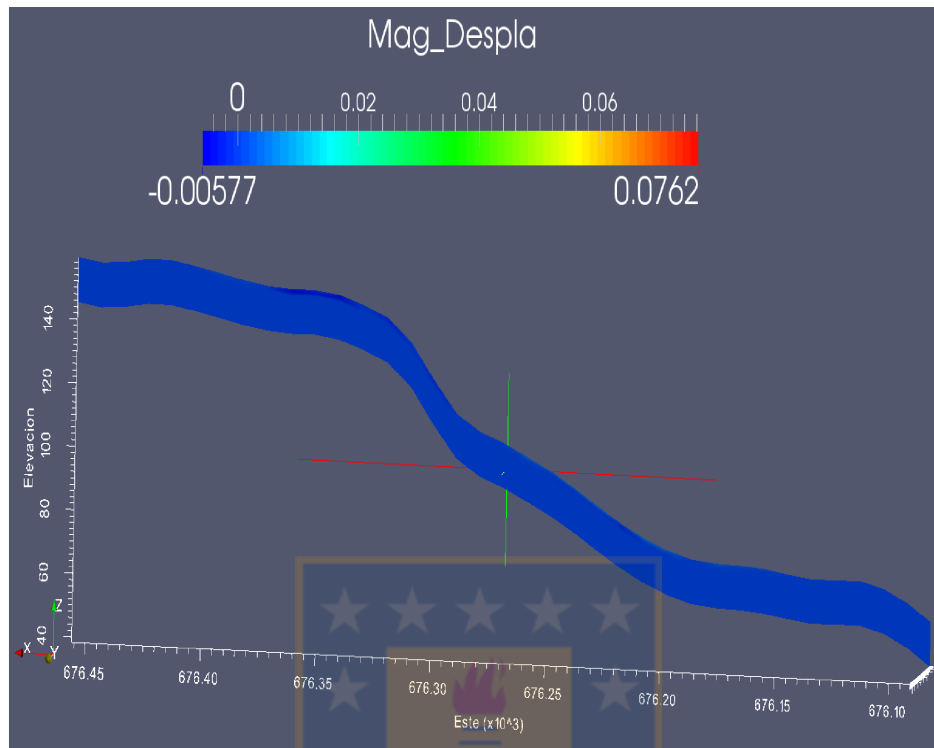
Los resultados de la deformación muestran que los procesos no son uniformes durante los tres periodos analizados. La interpretación de la inversión indica que existe un desplazamiento a lo largo de las laderas (Figura 11.1) sugiriendo que se encuentra en movimiento a lo largo de la dirección de máxima pendiente todos los casos (dirección a los asentamientos urbanos, use Figura 4.1 como referencia). La magnitud de los desplazamientos se puede considerar despreciables debido a que se observaron valores inferiores al metro. Sin embargo estos valores no son despreciables al considerar una ladera en constante dinamismo y con una evolución en largos periodos de tiempo.

Figura 4.10 Deformación centrada en 36.909984°S, 73.022935°W. Periodo simulado entre Junio-Agosto. Fuente: Elaboracion propia.



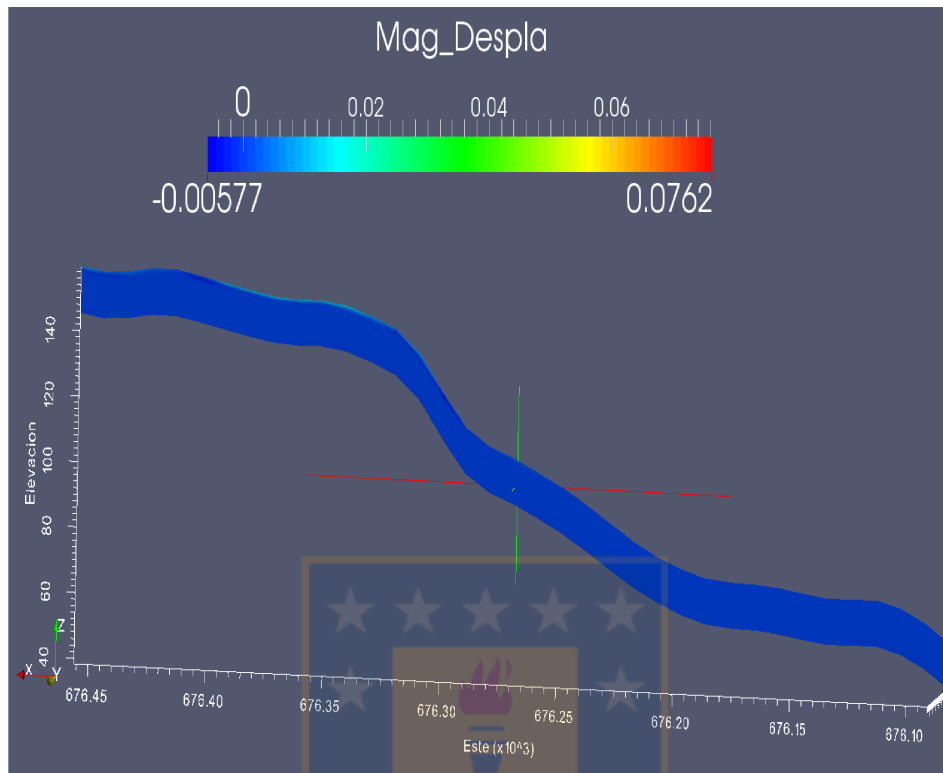
Los resultados mostraron que las deformaciones superficiales no serán homogéneas a lo largo del tiempo. Es decir, no existen deformaciones superficiales en los mismos periodos salvo en los meses de intensa precipitación. Al comparar las Figura 4.5, Figura 4.8 y Figura 4.11 se observan diferentes tasas de deformación con algunos casos donde no existe deformación superficial. Estos resultados indican que las laderas están afectadas por procesos de reactivación generadas por agentes externos tales como topografía, variación en el efecto de la carga superficial del suelo (cambios de humedad del suelo somera) o incluso influencia poral de la napa freática en la reducción de los esfuerzos efectivos. En el caso de la humedad, puede ser pasado por alto debido a que la napa freática fue correctamente representada a una profundidad de 5 metros (Capítulo 3). De esta manera se comprende que existen agentes superficiales generando cambios someros.

Figura 4.11 Deformación centrada en 36.909984°S, 73.022935°W. Periodo simulado entre Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboracion propia.



La hipótesis de reactivación se ve confirmada en la zona identificada en la Figura 4.6, la cual sufre una deformación en Septiembre-Noviembre, mayor que la experimentada en el periodo Agosto-Septiembre. Estos resultados son consistentes con las observaciones InSAR y los datos de geoelectrónica, la cual mostro la existencia de bolsones de agua remanentes en periodos secos (Capítulo 2). Una eventual fuente de error en los resultados puede ser la imposición de las condiciones de borde en las fronteras de los medios (base y superficie expuesta). Los resultados de la superficie expuesta deformada fueron obtenidos mediante InSAR (sección 2.5) la cual es una técnica utilizada en dominios espaciales de mesoescala [Delacourt *et al.*, 2009; Thiebes, 2012; Handwerker *et al.*, 2013]. Sin embargo, los resultados de la deformación obtenida resultaron ser consistentes con la evidencia de PRM observada en terreno y los análisis de susceptibilidad ante PRM obtenidos en el capítulo 3 (Figure 3.8).

Figura 4.12 Deformación centrada en 36.909984°S, 73.022935°W. Periodo simulado entre Septiembre-Noviembre. Fuente: Elaboración propia.



Por otro lado, la condición de borde inferior fue fijada a 0, es decir una frontera fija la cual no necesariamente debe ser así en casos de procesos de remoción en masa. Trabajos independientes [Kasperski *et al.*, 2010; Chen *et al.*, 2014; Iverson *et al.*, 2015] han reportado PRM con espesores mayores a 10 metros, los cuales pueden dejar descubierto la base. Sin embargo estos procesos generalmente están relacionados a deslizamientos de terreno y no necesariamente a procesos lentos o reptación.

4.4.2 Distribución de esfuerzos

Los resultados de la inversión muestran cambios temporales en la magnitud de los esfuerzos en toda la zona (Figura 4.13, Figura 4.14 y Figura 4.15). La zona analizada presenta incrementos en el módulo de esfuerzo sobre los 400 KPa en la zona norte, durante periodos cortos de tiempo, el cual tiende a desestabilizar el equilibrio natural de la ladera por efectos de carga. Por otro lado, en la zona sur del área de estudio, el módulo del incremento del esfuerzo puede llegar a 2.13 MPa (Figura 4.13). Este incremento de carga puede ser explicado como efecto del incremento en el peso de limos o suelo orgánico altamente hidratados, tal como otros autores han observado en otras configuraciones de ladera [Wilson, D.I., 2002; Newell, 2014; Crouvi *et al.*, 2015]. Esto es consistente con un mecanismo de

desplazamiento lento propuesto en el capítulo 5 y otros trabajos que reportan desplazamientos del orden de milímetros a centímetros por año [Matsuoka, 2001; Matsuoka *et al.*, 2005].

Durante los meses de mayor precipitación existe una elevación significativa en la variación positiva en el esfuerzo que experimenta la ladera, mientras que en los meses posteriores la ladera experimenta un incremento menor. Sin embargo, en los periodos de primavera existe nuevamente un incremento en la carga superficial de la ladera en la zona sur (Figura 4.15) lo cual está directamente relacionado con las deformaciones observadas con el modelo mencionado previamente. De esta manera, queda claro que los cambios del relieve son gatillados por incrementos de esfuerzo.



Figura 4.13 Campo de esfuerzo centrado en 36.9552208°S, 72.9947697°W. Periodo Junio-Agosto.

Fuente: Elaboracion propia.

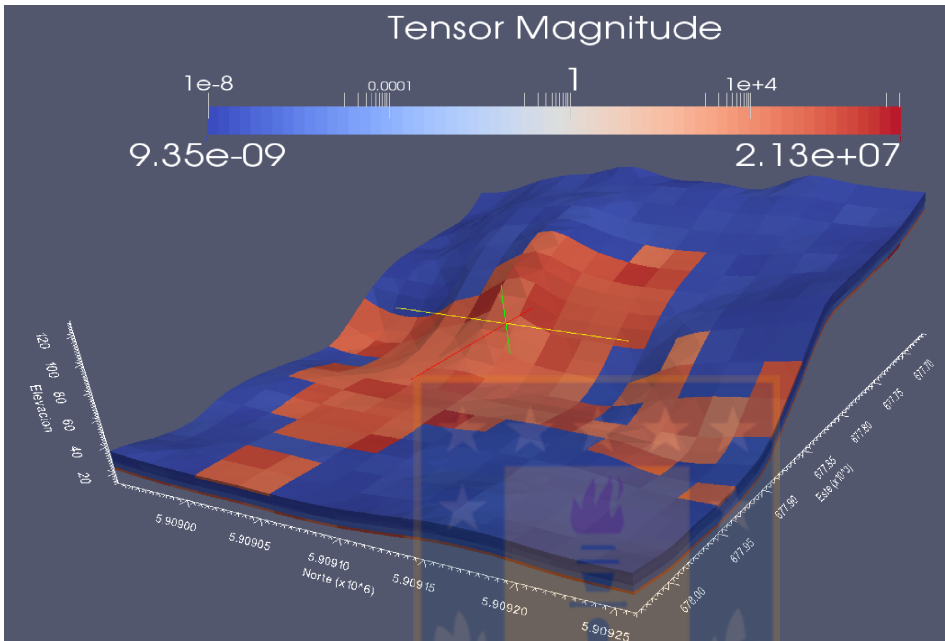
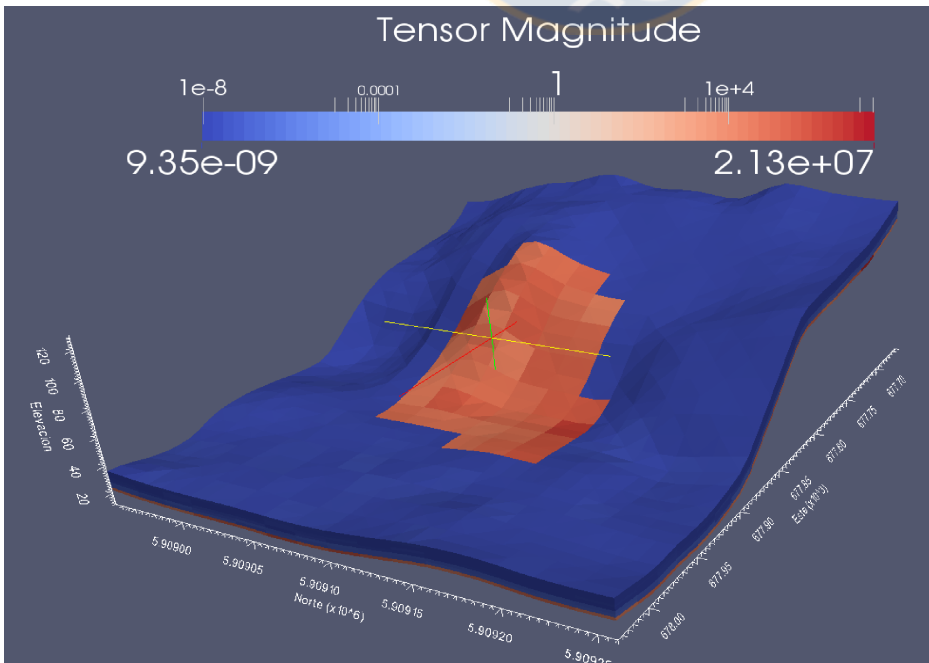


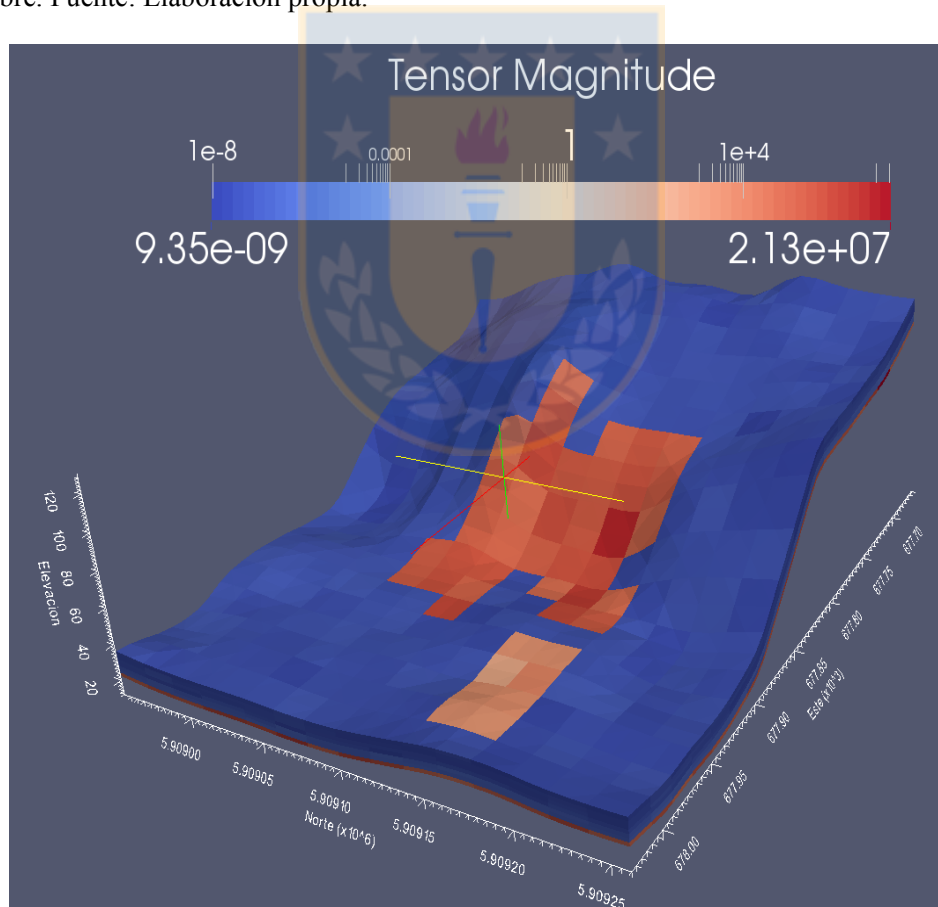
Figura 4.14 Campo de esfuerzo centrado en 36.9552208°S, 72.9947697°W. Periodo Agosto-Septiembre. Fuente: Elaboracion propia.



4.4.3 Interacciones atmosféricas con la ladera y potenciales implicancias

De un punto de vista atmosférico, el año 2006 fue un año con intensas y prolongadas precipitaciones (ver sección 2.4.1) el cual erosiono intensamente la ladera transportando material de grano fino propio del tipo de suelo limo-arcilloso que se observo en terreno. Se ha establecido valores de 10.33 g/l de sedimento para lluvias de 50 mm/hr en suelos de tipo limo-arcilloso [Sadeghi *et al.*, 2016], valores de intensidad de precipitación similar al observado por la estación meteorológica TIGO (secciones 1.7.1.1 y 3.6). De la misma manera, la parte de la precipitación que infiltró, quedo retenida en los suelos limo-arcillosos explicando el aumento de la magnitud del esfuerzo visto posteriormente (Figura 4.15).

Figura 4.15 Campo de esfuerzo centrado en 36.9552208°S, 72.9947697°W. Periodo Septiembre-Noviembre. Fuente: Elaboracion propia.

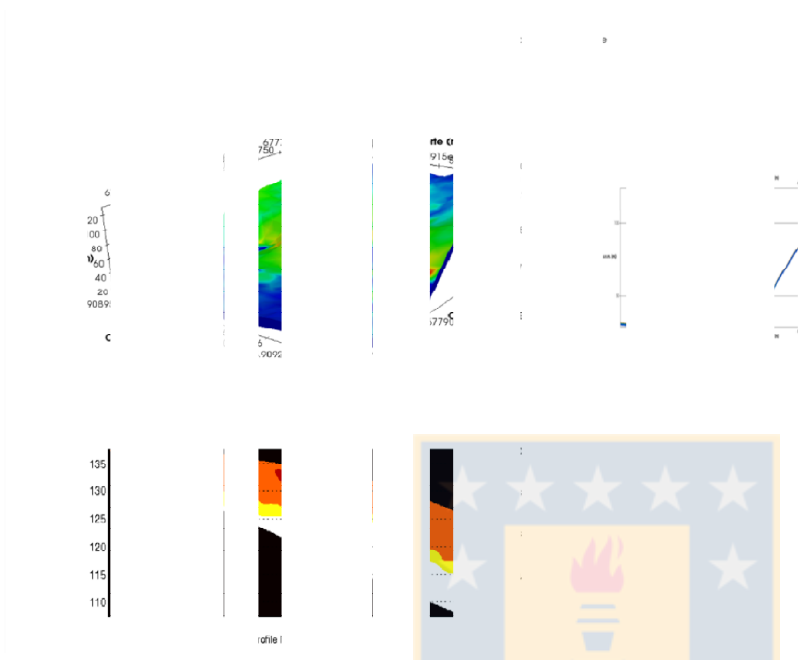


El modelo presentado no considera el efecto del cambio del relieve producto de los procesos de erosión y denudación. Algunos autores, han identificado el proceso de erosión como una fuente de incerteza en zonas de pendientes [Metternicht y Zinck, 1998], obligándonos a considerar esta variable como una fuente de incerteza. Estudios muestran que en casos críticos, los procesos erosivos cambian

la geometría del relieve, causando que la respuesta de la señal electromagnética cambie y produzca una reducción en la coherencia [Massonet y Feigl, 1998], con una consecuente baja calidad en la estimación de la deformación. Sin embargo, en esta parte del trabajo, se escogieron lugares con altos valores de coherencia (sección 4.2) para estimar deformaciones en superficie como condición de borde. Diferentes trabajos muestran valores de denudación de 0.09 mm/año hasta 1.5 mm/año para zonas patagónicas [Breuer *et al.*, 2013] y zonas con climas subtropicales [Ivy-Ochs *et al.*, 2007; Kober *et al.*, 2015], respectivamente. A pesar de haber filtrado zonas con baja coherencia, se puede estimar que el cambio del relieve en un periodo intra-anual es despreciable. Sin embargo, la mayoría de los estudios corresponden a valores promedios a lo largo de un gran periodo de tiempo. A las latitudes medias en el hemisferio sur, no se han realizado estudios cuantitativos para estimar la pérdida de material en laderas durante cortos periodos bajo un escenario de intensa precipitación. Es así que nuestros resultados, en algunos casos, pueden ser asociados en las condiciones de borde como pérdidas de ladera debido a otros procesos morfogenéticos no correspondientes a un proceso de remoción en masa. Independiente del origen del desplazamiento, los valores considerados en esta etapa del estudio fueron utilizados como condiciones de borde para el modelo FEM, generando resultados de desplazamientos consistentes con la dinámica del modelo geomorfológico propuesto.

Como se mencionó en el capítulo 1.5, durante el periodo de Junio-Agosto 2006, las intensas precipitaciones originaron procesos de remoción en masa que cobraron víctimas fatales (<http://www.emol.com/noticias/nacional/2006/07/12/224959/victimas-del-aluvion-de-chiguayante-se-alistaban-para-evacuar-su-casa.html>). Los desplazamientos nodales de este evento no fueron correctamente representados por el modelo. Esto se debe a dos principales motivos: el primero a la naturaleza del proceso de remoción en masa; un aluvión. El aluvión es un tipo de proceso de remoción en masa de tipo fluido el cual no se desplaza en bloque. El segundo motivo corresponde a la extensión espacial del evento el cual fue pequeño (ancho menor a 10 metros), por lo cual no fue capturado por los campos de deformación. Sin embargo, este dato a priori, muestra que el modelo necesita ser refinado para representar otros tipos de fenómenos. Se recomienda que se utilicen modelos basados en partículas como el propuesto por Salazar [Salazar *et al.*, 2012]. De la misma manera, se han establecido mejores esquemas para comprender la dinámica del relieve en laderas sometida a un proceso lento [Crouvi *et al.*, 2015; Zapata-Rios *et al.*, 2015], los cuales podrían ayudar a comprender mejor la evolución temporal de los incrementos de los esfuerzos.

Figura 4.16 Perfil 1 (Sur). Comparación de deformación mediante modelo FEM vs resultados de resistividad eléctrica. Fuente: Elaboracion propia.



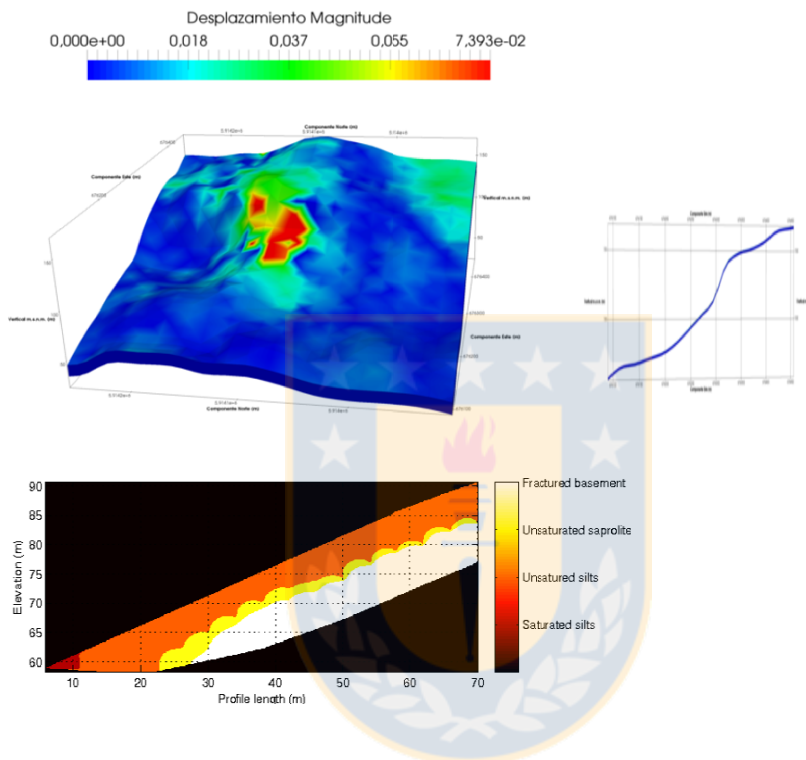
4.4.4 Relación de deformación modelada vs contexto geológico

Las condiciones geomorfológicas identificadas en capítulos anteriores (ver 1.5.3, 1.5.4 y 1.5.5) evidencian que la zona posee eventos de remoción en masa entre los que destacan deslizamientos de tierra y procesos fluidos. De la misma forma, se debe recordar que las zonas modeladas se emplazan sobre dos formaciones diferentes, por el norte se encuentra una formación de origen granítico mientras que en el sur existe una formación de naturaleza metamórfica. Los resultados sugieren que los procesos de deformación que sufre la ladera son someros (Figura 4.16 y FIGURA 4.17). Esto implica que las deformaciones observadas en la zona de estudio están asociadas a los primeros metros de la ladera sin tener injerencia otros procesos de deformación de tipo profundo. En la zona de formación metamórfica (Perfil 1) posee un menor espesor el cual evidencia que solamente la zona no saturada sufre deformación (Figura 4.16).

Los resultados obtenidos muestran que la zona, a pesar que puede existir un proceso de deformación profundo (tipo deep-seated), durante el periodo estudiado no se encontró evidencia de la existencia. Esto se puede deber a numerosos factores entre los que destaca el corto periodo estudiado o bien, la limitación de la malla utilizada en el modelo FEM. A pesar de lo anterior, los actuales resultados son consistentes con registros históricos de la zona en la cual no establecen la ocurrencia de

eventos profundos. De esta manera, a partir de los resultados FEM es posible comprobar que existe un desplazamiento solamente de la zona no saturada

FIGURA 4.17 Perfil 2 (Norte). Comparación de deformación mediante modelo FEM vs resultados de resistividad eléctrica. Fuente: elaboración propia.



4.5 Sumario

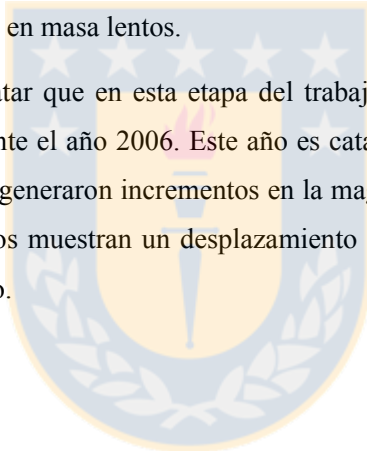
Un modelo elasto-plástico acoplado a datos de deformación InSAR, fue implementado con el fin de reproducir el comportamiento de las laderas en la zona de estudio. Las comparaciones con las observaciones in-situ, muestran que el modelo funciona bien y es capaz de reproducir las deformaciones de las laderas comprendiendo el incremento de los esfuerzos.

El modelo desarrollado fue cuidadosamente implementado considerando las características topográficas y geotécnicas del suelo. De esta manera, los resultados se pueden considerar como una aproximación adecuada a los eventos que ocurrieron durante el año 2006. En los casos presentados no se ha tenido en cuenta las irregularidades del terreno, así como el impacto de la erosión o denudación de este generando un cambio en la superficie. Estos antecedentes deben ser considerados para trabajos posteriores, aunque en nuestra zona, a partir de la bibliografía queda estipulado que puede ser omitido

en periodos de corto estudio. Sin embargo, si se trabaja en fenómenos de largo tiempo, esto puede conducir a errores en la solución.

Los resultados muestran que los procesos de deformación son superficiales. Esto entra en conflicto con la tesis de la influencia del agua subterránea (napa freática) en la desencadenación de procesos de remoción en masa mencionados en el presente trabajo. Sin embargo, es un hecho que los eventos lentos son gatillados por el impacto de factores superficiales y ambientales, tales como la precipitación y el aumento de masa a nivel superficial. Esto está de acuerdo con el incremento de esfuerzos observados en este capítulo. También queda pendiente mencionar que el modelo, debido a su formulación matemática y resolución espacial, no permite integrar el efecto de fallas locales por las cuales en la zona de estudio puede aflorar agua subterránea. No obstante todo lo anterior, los resultados del análisis 3D de la zona permite concluir que el modelo FEM es útil en la estimación de las zonas afectadas por procesos de remoción en masa lentos.

Finalmente, se puede rescatar que en esta etapa del trabajo se pudo resolver el problema de desplazamiento en una ladera durante el año 2006. Este año es catalogado como extremo debido a las intensas precipitaciones, las cuales generaron incrementos en la magnitud de los esfuerzos superiores a 1 MPa (Figura 4.13). Los resultados muestran un desplazamiento de la ladera que es consistente con procesos de remoción en masa lento.



Capítulo 5

A simple logistic model to understand the occurrence of flood events into the Biobío River Basin in central Chile

I. Fustos, R. Abarca-del-Río, A. Ávila and R. Orrego

DOI: 10.1111/jfr3.12131



Aporte del capítulo a la tesis

Los procesos de remoción en masa ocurren con baja frecuencia en la zona de estudio. El caso del año 2006 fue un evento excepcional debido a la conjunción de condiciones climáticas e hidrológicas, lo cual hace que sea difícil de reproducir. El año 2006 la zona experimentó durante la temporada de intensas precipitaciones, que fueron detonantes de procesos de remoción en masa e inundaciones. Esta zona no tiene bien comprendida la relación entre la precipitación y fenómenos climáticos a escala global. Este problema se subsanó mediante la elaboración de una metodología simple para evaluar la ocurrencia de eventos hidro-meteorológicos asociados a precipitación local y la dinámica del fenómeno del El Niño-Oscilación del Sur. Para ello se tomó como caso de estudio procesos de inundaciones mediante modelos lineales generalizados.

5 A SIMPLE LOGISTIC MODEL TO UNDERSTAND THE OCCURRENCE OF FLOOD EVENTS INTO THE BIOBÍO RIVER BASIN IN CENTRAL CHILE

I. Fustos^{1,2}, R. Abarca-del-Rio¹, A. Ávila³ and R. Orrego³

¹Departamento de Geofísica (DGEO), Universidad de Concepción, Concepción, Chile

²Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

³Centro de Modelación y Computación Científica, Universidad de La Frontera, Temuco, Chile

Abstract

We predict flood events by fitting two simple logistic regression models between mesoscale rainfall and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) index with local scale flooding into the Biobío River Basin in Chile from 1948 to 2002. Two different and complementary logistic models were studied: Logit and Probit. The models perform alike suggesting that the methodology is robust. The best model is most accurate during the autumn over 80% hit rate and in winter 66% hit rate, which are the seasons with high risk of floods. This work represents a first step in the development of a complete hydrological framework for the Biobío River Basin. The Logit distribution shows better results; thus, we suggest using this distribution to relate flood events with mesoscale precipitation and ENSO index in the Biobío River Basin. Finally, these results explain the flood events and its relation with risk management. In forthcoming studies we will extend the methodology over this region and Chile taking advantage of the availability of higher resolution (temporal and spatial) weather products along with investigating climatic patterns and Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) climate change scenarios.

5.1 Introduction

Floods affect many countries generating economic and life losses. Hydrological disasters were the 52% of worldwide natural catastrophes resulting in 140 million people affected, 20.4% of people killed, and 19.3% of the total damage corresponding to \$US70.1 billion in worldwide damage (Smith, 1996; IFRC, 2004, Guha-Sapir *et al.*, 2012). However, the nature and scale of flood impacts change with location (Adhikari *et al.*, 2010).

Numerous efforts are made to minimise the damage and to seize the flooding risk at local and regional scales (Rahman *et al.*, 2013). Floods can be triggered by several factors: deforestation (Jackson *et al.*, 2008; Parrott *et al.*, 2009), climate variability, precipitation intensity, rivers conditions, and their drainage basins (e.g. presence of snow and ice, soil character, wetness, urbanisation, and the existence of dikes, dams, or reservoirs) (Plate, 2002; Kundzewicz *et al.*, 2007; Minville *et al.*, 2008).

Several climate change projections for the 21st century predict the possibility of significant changes in flood variability motivated by global warming (Minville *et al.*, 2008; Boyer *et al.*, 2010; Wobus *et al.*, 2014). The IPCC forecasts that rainfalls will increase in South-East Brazil, Paraguay, Uruguay, the Argentinean Pampas, and parts of Bolivia affecting predicted crop yields and land use fitness. These predictions are supported by the increasing flood events in frequency and intensity over that region. On the other hand, a declining trend in precipitation has been observed in southern Chile, south-west Argentina, southern Peru, and western Central America (Magrin *et al.*, 2007).

One of the main predictors of weather change is El Niño-Southern Oscillation (ENSO), which is the main driver of interannual weather variability for South America (Magrin *et al.*, 2007). ENSO is quasi-periodic from 2 to 7 years, and it has been extensively studied regarding its influence on floods and damages (Trenberth, 1997; Magrin *et al.*, 2007; Schöngart and Junk, 2007). In some countries, the relationship between flood cycles and the ENSO dynamics has been clearly established. For instance, for Taihu Lake, one of the largest lakes in China associated to important economic activities, a relation between ENSO cycles and drought and flood seasons has been established (Yin *et al.*, 2009). Also, researchers in the Czech Republic carried out simulations based on ENSO cycles to estimate the frequency of flooding in areas near dams (Blazkova and Beven, 2004). In South America, flood pulses in the central Amazon have been linked to ENSO variability (Schöngart and Junk, 2007).

However, few of them used this information to develop risk flood models. In Chile, river flooding is mainly associated to ENSO events (Waylen *et al.*, 1993), resulting in fatalities and million-dollar losses. Most of these events have been focused in central Chile. In 2000, 2002, and 2006, floods

affected 272 111 people with 99 742 homeless, 11 685 into shelters, 26 dead, and three missing persons [Organización Panamericana de la Salud (OPS), 2009]. This zone is located between 30°S and 38°S and is marked by seasonal rainfall (Rutllant and Yáñez, 2004). From a climate perspective, it is located between two very different areas. The north face borders the Atacama Desert, the world driest region. The south face borders the austral zone, one of the region wettest areas (Miller, 1976). Annual precipitation increases from 100 mm in the north to 2000 mm in the south. The Andes mountain range acts as a natural barrier on the western border, isolating the region from the Atlantic Ocean influence. Thus, most of the precipitation is caused by cold fronts associated with travelling mid latitudes low pressure systems and western winds (Fuenzalida, 1982). Rainfall has a seasonal cycle, with a strong peaking in winter (Rutllant and Yáñez, 2004), when the South Pacific anticyclone reaches its northern location and the number of weather fronts that cross the region attains its maximum (Fuenzalida, 1982).

There are numerous potential methods for investigating the relation between climate variables and flooding. Several efforts have been made to study hydrological events from a statistical perspective. Some studies applied the logistic regression method in landslide susceptibility and hazard mapping (Nefeslioglu *et al.*, 2008; Pradhan and Lee, 2010). Moreover, the logistic regression method is used to examine ground subsidence hazard mapping (Lee *et al.*, 2010) and potential groundwater springs mapping (Ozdemir, 2011), but this approach still has not been used to understand the statistical association between regional rainfall, climate variables, and flooding at a local scale. Therefore, we use both Logit and Probit models. The Logit model is a special case of a link function in a generalised linear model (McCullagh and Nelder, 1989), where the dependent variable can only take two values, for example, to flood or not to flood. On the other hand, a Probit model is a popular specification for a binary response model that employs a Probit link (Berkson, 1944). The Probit function is often estimated using a standard maximum likelihood procedure. Such estimation is called a Probit regression (Savolainen *et al.*, 2011).

We are concerned that precipitation (Ramírez *et al.*, 2006) and climatic indices associated with ENSO (El Niño Southern Oscillation) may show a nonlinear behavior (Astudillo *et al.*, 2010). Therefore, we are interested in the probability of occurrence of flood phenomena with different probability distributions. The Logit model differs from the Probit model in the form of its cumulative probability curve (which is scaled between 0 and 1). The Logit model approaches the probability value of 1 more slowly than the Probit model (McCullagh and Nelder, 1989). The relevance of these functions to hydrological studies is an open question that we will study. The difference between these models is used to compare the different predictions of our probability of occurrence of floods. The

differences between the two distributions are widely used in other fields [e.g. landslides (Chauhan *et al.*, 2010), transport (Beydoun and Guldman, 2006), or biology (Berkson, 1944)]. They may explain variations in our results when we consider an extreme event.

Our approach is to estimate the probability of the occurrence of floods using as predictors zonal averages of rainfall anomalies and ENSO variability based on the El Niño34 climate index (Trenberth, 1997). This approach has been used for estimating the probability of flow rates in the US state of Vermont, but without considering a climatic influence (Olson and Brouillette, 2006). The advantage of this method mainly lies in its simplicity, allowing us to relate global-scale ENSO variability with local-scale rainfall to predict flood events. This tool is useful to develop policies for supporting risk management in the Central zone of Chile enabling authorities to reduce and mitigate damage in periods of high risk and to optimise the logistics of resources.

The paper is structured as follows: section 2 describes the study location. Section 3 is a description of the database and the logistic methods, including the processing approach, the regression estimators, and validation of the results. In section 4, the results for the autumn and winter seasons are compared, focusing on the model quality and the validation. Sections 5 and 6 correspond to the discussion and conclusions regarding the implications of this work and its general applicability.

5.2 Study area

The study area is the Biobío River Basin located in the central-southern region of Chile (37° to 39°S and 70° to 73°W). The total area occupied by the hydrological basin is 242 620 km² (Figure 5.1). Rainfall and temperature are strongly influenced by the overall topography. Although the overall climate is predominantly mild and wet with abundant rainfall on the coast during the winter months (Fuenzalida, 1982), there are areas with a humid climate with an annual precipitation over 2000 mm (Fuenzalida, 1982; Dirección General de Aguas, 1995). The Central Depression has a continental climate with hot summers and cold winters with lower rainfall rates (1000 mm per year) compared with the coast (Dirección General de Aguas, 1995).

In 2011, the Biobío River Basin had an estimated population of 785 720 (Instituto Nacional de Estadísticas, 2012), with 83.7% living in urban areas. The manufacture industry contributed with USD\$ 5,271.6 million (96.4%) of the Global Product USD\$ 5,467.0 million in the region (2011 data). This contribution is divided in cellulose and paper (USD\$ 2,077 million, 39.4%), forestry (USD \$1,891.3 million, 35.9%), and food industry (USD \$ 773.4 million, 14.1%) (INE, 2012).

The Biobío River Basin has hydrometeorological risks that range from mass wasting (Peña, 1995; Mardones and Vidal, 2001) to river flooding (Dirección General de Aguas, 1995; Mardones and

Vidal, 2001). Flooding in natural channels causes damage to both urban and agricultural areas, resulting in extensive and regular losses (Dirección General de Aguas, 1995; Aldunce and González, 2009).

5.3 Database and methodology

5.3.1 Logistic regressions

Selecting a model is often restricted to data availability, quantity, and quality. Models should be simple and easy to use for policy makers. Indeed, important variables are not always available in databases (González-Benito, 2002). Therefore, logistic regressions are simple powerful tools to support policy makers using limited available data. Logistic regressions refer to a wide class of statistical techniques (Berkson, 1944; Armitage and Colton, 1998). These techniques have been used in different research fields including studies of vehicular pollution (Beydoun and Guldman, 2006), sediment transport in areas affected by wildfires (Rupert *et al.*, 2008), flooding due to blockage of culverts (Wallerstein and Arthur, 2012), and the study of biological agents (Berkson, 1944). Logistic regressions use different statistical distributions to relate dependent variables with independent variables. In logistic regressions, the dependent variables present two possible states (McCullagh and Nelder, 1989). In our case, we consider a flood event and no flood event. We choose two models. First, Logit distribution model fit a probability of occurrence for an event by a logistic curve (Li *et al.*, 2011). The term ‘Logit’ was first introduced from a Probit model description (Bliss, 1934; Berkson, 1944). The Logit distribution (L) model is given by:

$$L(y_i = 1) = \frac{\exp(\beta'_o + \sum_{k=1}^N \beta'_k X_k)}{1 + \exp(\beta'_o + \sum_{k=1}^N \beta'_k X_k)} \quad (1)$$

Where $L(y_i = 1)$ corresponds to the probability at month i of a flood. N corresponds to the number of predictors used (X_k). Finally, β'_k with $k = 0, 1, \text{ and } 2$, corresponds to the function coefficients, and β'_o is called the intercept. This distribution has been used in multiple research areas such as groundwater (Ozdemir, 2011), remote sensing (Bioucas-Dias, and Plaza, 2013), and database updating (Chabert *et al.*, 2010). Next, a Probit distribution also uses binary dependent variables. The main difference with the Logit distribution is given by using the inverse standard normal distribution. The Probit distribution (P) (McCullagh and Nelder, 1989; Javier and Velazquez, 1990) is given by

$$P(y_i = 1) = \Phi^{-1} \left(\beta_o + \sum_{k=1}^N \beta_k X_k + \varepsilon \right), \quad (2)$$

where k , β , and X_k refer to the same variables for the Logit distribution. ε is distributed according to standard normal behavior $\varepsilon \sim N(0, \Sigma)$, and Φ^{-1} denotes an inverse normal probability function. The Probit model is preferred when data are normally distributed (McCullagh and Nelder, 1989). To select the model, several regressions are performed to get β_k and β'_k , and the standard deviations, denoted by σ_k and σ'_k respectively, are computed to compare them.

5.3.2 Database

A flood is defined as a concentration of water in flat or depression zones. The excess water comes from rainwater, quick melting of ice and snow, tsunamis, or a combination of two or more of these phenomena (Aldunce and González, 2009). River floods in the Biobío region are usually produced by heavy rainfall and snowmelt in the headwaters (ONEMI, Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior, 1995).

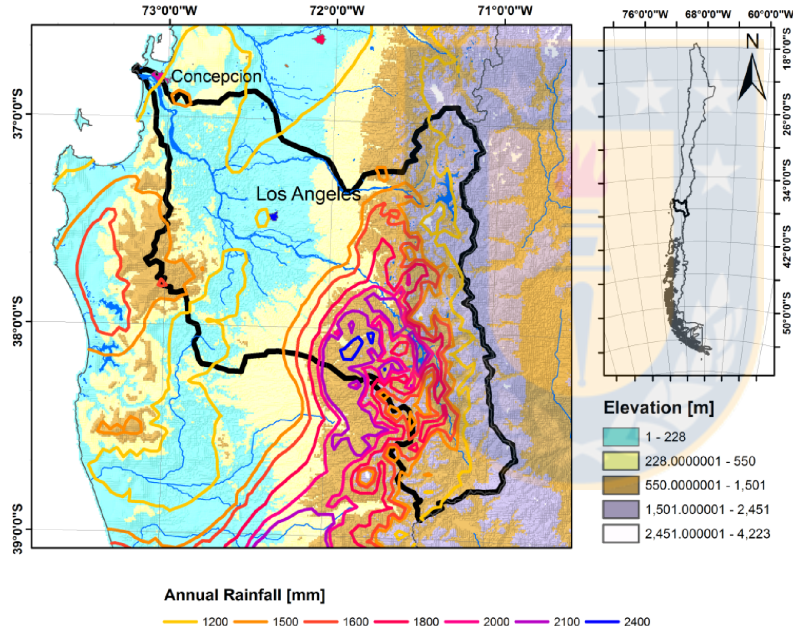
To simplify the analysis, we use three databases. First, we used a database of floods by Aldunce and González (2009) for central Chile, which includes the Biobío River Basin (Figure 5.1). The database contains monthly records used in our study area caused by rivers overflowing from 1948 to 2002. The database is based on Chilean official sources as Instituto Nacional de Estadísticas and Oficina Nacional de Emergencias (Urrutia and Lanza, 1993). It corresponds to 145 floods in autumn and winter and 14 floods in spring and summer. Due to a low density of flood records in spring and summer seasons, these seasons are not considered in our research. Second, precipitation records with a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ were obtained from the University of Delaware rainfall database (Willmott *et al.*, 1994) (see http://www.climate.geog.udel.edu/_climate/). Willmott's rainfall database has several advantages, including that it has been extensively used for hydrological studies by many authors worldwide (Funk *et al.*, 2003; Hofstra *et al.*, 2008; Rawlins *et al.*, 2009; Getirana *et al.*, 2011). In addition, the data contain no gaps, and it is based on gauge stations (Willmott *et al.*, 1994). Finally, we used The El Niño34 index database derived from Columbia University (Kaplan *et al.*, 1998), which is defined as the anomaly of sea surface mean temperature in the area bounded by 5°N and 5°S , 170°W and 120°W (Trenberth, 1997) (see <http://www.irdl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/Indices/.Niño>). All three databases have no gaps between 1948 and 2002 (Figure 5.2), which is the time period of our analysis.

5.3.3 Methodology

Our study model flood records for the Biobío River Basin using a global event (ENSO) and monthly local rainfall events of central Chile through Logit and Probit distributions. Few data are

recorded for spring and summer, so we focus on autumn and winter. For each season, the data are randomly selected with a uniform distribution function to separate them into a calibration (70 up to 95%) and validation data sets (30 up to 5%, respectively). Because there is a lack of data, we iterated 1000 times a random selection. In the study area, the main variable that triggers river flooding is rainfall (ONEMI, Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior, 1995). In addition, studies have shown links between the ENSO phenomenon and flood events (Schöngart and Junk, 2007). Therefore, we use rainfall and Niño34 index in our analysis to improve the prediction.

Figure 5.1 The Biobío River Basin study area in south-central Chile. The delineation of the river basin is from Silva (2000). Source: Fustos et al., 2014.



Because the Biobío region is 170 km wide in an east-west direction, we build a zonal mean rainfall over the study zone (between 35°S and 38°S). Also, the available local meteorological information covers a 130 km wide region from sea coast to Andes representing the zonal rainfall.

We use anomalies, the difference between the monthly meteorological rainfall and the monthly zonal mean, to fit models. We computed anomaly for the rainfall ($ARainfall$) and El Niño34 index ($ANiño34$), and we normalised rainfall anomaly ($NRainfall$):

$$NRainfall_i = \frac{ARainfall_i - \mu_{ARainfall}}{\sigma_{ARainfall}}, \quad (3)$$

where $ARainfall_i$ is the rainfall anomaly for month i , $\mu ARainfall$ is the anomaly rainfall mean, and $\sigma ARainfall$ is the anomaly rainfall standard deviation. Similarly, we computed the normalised El Niño34 index for month i ($NNiño34_i$) from the anomaly ($ANiño34$).

$$NNiño34_i = \frac{ANiño34_i - \mu_{ANiño34}}{\sigma_{ANiño34}} \quad (4)$$

Where $ANiño34_i$ is the Niño34 index anomaly for month i , $\mu_{ANiño34}$ is the Niño34 mean anomaly, and $\sigma_{ANiño34}$ is the Niño34 anomaly standard deviation. To avoid linear dependency, we tested the predictors $NNiño34$ and $NRainfall$ for collinearity using the matrix R test (Van den Poel and Larivière, 2003). Collinearity can lead to misleading regression results, and redundant variables should be eliminated (Farrar and Glauber, 1967; McCullagh and Nelder, 1989). If the value found for the matrix R test is close to 1.0 (Van den Poel and Larivière, 2003), collinearity is absent. Because the value of the matrix R determinant was 0.9764, we assume that the two predictors are not collinear over the period studied. From the two flooding seasons, autumn has 51 events and winter has 94 flood events. After applying a seasonal segmentation to the data sets, the regressions were performed separately for autumn from March to May and winter from June to August. The global database X is defined as:

$$X = [NNiño34 \ NRainfall] \quad (5)$$

After segmenting the database by seasons, the database was divided into two subsamples, a calibration database (BD_1, X_k) and validation database (BD_2, X^1). The k index defines the size of BD_1 . This index goes between 102 and 139 points (i.e. 70% to 95% of the 145 events in the global data set). We consider $\hat{\beta} = (\hat{\beta}_1 \ \hat{\beta}_2 \ \dots \ \hat{\beta}_n)$ as a vector of unknown regression parameters (Ferrari and Cribari-Nieto, 2004). We apply an ‘iters’ number of iterations for BD_1 independent random points in each season [Eqns (6) and (7)]. In our case, iters runs from $M = 1$ to 1000. Thus, for each BD_1 we generate 1000 β vectors for each size of BD_1 . Thus, we perform a Logit (L) and Probit (P) regressions for y^k months using the X_k data from BD_1 . Using these regressions, we find the unknown regression parameters for BD_1 .

$$L(y^{k,iter} = 1) = \frac{\exp(\hat{\beta}'_o + \sum_{m=1}^N \hat{\beta}_m^{iter} X_m^{k,iter})}{1 + \exp(\hat{\beta}'_o + \sum_{m=1}^N \hat{\beta}_m^{iter} X_m^{k,iter})} \quad (6)$$

$$P(y^{k,iter} = 1) = \Phi \left(\hat{\beta}_o + \sum_{m=1}^N \hat{\beta}_m^{iter} X_m^{k,iter} + \varepsilon \right) \quad (7)$$

Figure 5.2 Top: Monthly Niño34 index (without normalisation) and rainfall in the Biobío River Basin. Source: Fustos et al., 2014.



Once finishing the $M = 1000$ repeats, we calculate the value of the β vector from the mean [β_m and β'_m , respectively, in Eqn (8)] and standard deviation [σ_m and σ'_m , respectively, in Eqn (9)] of the iterations.

$$\beta_m = \frac{1}{M} \sum_{iter=1}^M \hat{\beta}_m^{iter} \beta'_m = \frac{1}{M} \sum_{iter=1}^M \hat{\beta}_m^{iter} \quad (8)$$

$$\sigma_m = \frac{1}{M} \sum_{iter=1}^M \hat{\sigma}_m^{iter} \sigma'_m = \frac{1}{M} \sum_{iter=1}^M \hat{\sigma}_m^{iter} \quad (9)$$

In the Logit regression, β_m' is the β vector and σ_m' is its standard deviation. We define σ_o' as the standard deviation of the intercept estimator, σ_1' corresponds to the standard deviation of the NNiño34 estimator, and σ_2' corresponds to the standard deviation for NRainfall estimator. For the Probit regression, we have β_m as the β vector and σ_m as its standard deviation. Thus, σ_o is defined as the

standard deviation of the intercept estimator, σ_1 as the standard deviation of the NNiño34 estimator and σ_2 as the standard deviation of the NRainfall estimator.

For the validation phase, we use the BD2 database. We define a probability threshold, also called tolerance, to define when a flood event occurs. When the probability is greater than the tolerance, a flood took place.

To evaluate the success of predictions, we defined three possible outcomes: the correct prediction of a flood (T, for True), the false prediction of a flood event when one did occur (F, for False), and erroneously predicting a flood event (FT, for False True). We change the tolerance level from 0.50 to 0.95 to see the effect on the three possible outcomes and to determine the estimator with the best fit with the BD2 database. The selection of the tolerance is critical, because for each seasonal regression the aim is to minimise both FT and F. Increasing the tolerance means that there may be a decrease of False rates (F) while increasing False True rates (FT).

5.4 Results

We present the results of the regression analysis of two distributions (Logit and Probit) using monthly data with seasonal segmentation (autumn and winter) and its appropriate validations.

5.4.1 Autumn

In autumn season (March to May), Logit and Probit regression estimator values are reported in Table 5.1. The autumn Logit regression estimators show that the NNiño34 has less importance than NRainfall ($\beta_1' = -0.5052$ versus $\beta_2' = -0.8908$, respectively) in predicting floods. Similarly, for the Probit regression, the estimator associated with NNiño34 has less importance than the NRainfall ($\beta_1 = -0.2880$ versus $\beta_2 = -0.5021$), which are both lower than the estimators found with the Logit (β_1' and β_2') regression (Table 5.1).

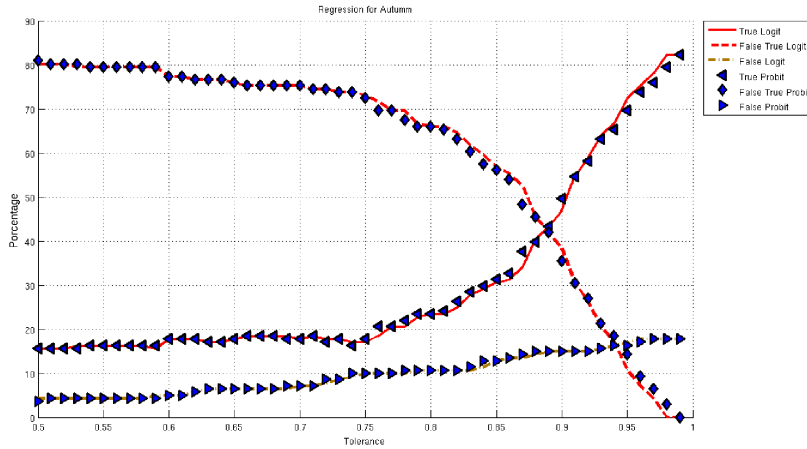
The standard deviations (σ_1' and σ_1 for Logit and Probit regressions) are 0.0350 and 0.0193, respectively, for NNiño34 (Table 5.1), whereas the standard deviation (σ_2' and σ_2 for Logit and Probit regressions) are 0.0105 and 0.0052, respectively, for NRainfall (Table 5.1).

Table 5.1 Values of estimators of regressions Logit and Probit used in the regression for Autumn. β_0 corresponds to a constant value (also named intercept). β_1 and β_2 are the estimators associated with NNiño34. The β_2 and β_2' estimators are associated with NRainfall. The σ parameters are associated with the standard deviation of each estimator. Source: Fustos et al., 2014.

Regression	Logit			Probit		
Estimators	Constant intercept ($\beta_0' \pm \sigma_0'$)	NNiño34 estimator ($\beta_1' \pm \sigma_1'$)	NRainfall estimator ($\beta_2' \pm \sigma_2'$)	Constant (intercept) $\beta_0 \pm \sigma_0$	NNiño34 estimator ($\beta_1 \pm \sigma_1$)	NRainfall estimator ($\beta_2 \pm \sigma_2$)
Value	1.8467 ± 0.0143	-0.5052 ± 0.0350	-0.8908 ± 0.0105	1.0750 ± 0.0077	-0.2880 ± 0.0193	-0.5021 ± 0.0052
Maximum True rate	81%			81%		
Tolerance	97.5%			98.5%		

In the validation phase an optimal tolerance of 97.5%(0.975) was found for the Logit regression, and a tolerance of 98.5% (0.985) for the Probit distribution regression (Figure 5.3). The forecast errors for autumn season reach 19%. For both, the Logit and Probit regressions; the percentage of True rate (T) during the validation phase exceeds 80%.

Figure 5.3 Logit and probit estimation for autumn. Source: Fustos et al., 2014.



5.4.2 Winter

In winter season (June to August), Logit regression estimator values are reported in Table 5.2. As with the autumn regressions, these values show that the NNiño34 has a lower importance for predicting a flood than the NRainfall ($\beta_1' = -0.4810$ versus $\beta_2' = -0.9759$, respectively). Also, as was found for the autumn regressions, the Probit regression also confirms the Logit findings but with even lower estimators. Thus, the estimator associated with NNiño34 for the Probit regression has a lower importance than NRainfall ($\beta_1 = -0.2801$ versus $\beta_2 = -0.5680$).

Table 5.2 Values of estimators of regressions Logit and Probit for Winter. The β_0 corresponds to a constant value (also named intercept). β_1' and β_1 are the estimators associated with NNiño34. The β_2 and β_2' estimators are associated with NRainfall. The σ parameters are associated with the standard deviation of each estimator. Source: Fustos et al., 2014.

Regression	Logit			Probit		
	Constant intercept ($\beta_0' \pm \sigma_0'$)	NNiño34 estimator ($\beta_1' \pm \sigma_1'$)	NRainfall estimator ($\beta_2' \pm \sigma_2'$)	Constant (intercept) $\beta_0 \pm \sigma_0$	NNiño34 estimator ($\beta_1 \pm \sigma_1$)	NRainfall estimator ($\beta_2 \pm \sigma_2$)
Value	0.7321 ± 0.0066	-0.4810 ± 0.0317	-0.9759 ± 0.0065	0.4359 ± 0.0036	-0.2801 ± 0.0185	-0.5680 ± 0.0037

Maximum True rate	66%	66%
Tolerance	94.5%	95.0%

The standard deviations (σ_1' and σ_1 for Logit and Probit regressions) are 0.0317 and 0.0185 for the NNiño34, respectively (Table 5.2). The standard deviation (σ_2' and σ_2 for Logit and Probit regressions) are 0.0065 and 0.0037, respectively, for NRainfall (Table 5.2).

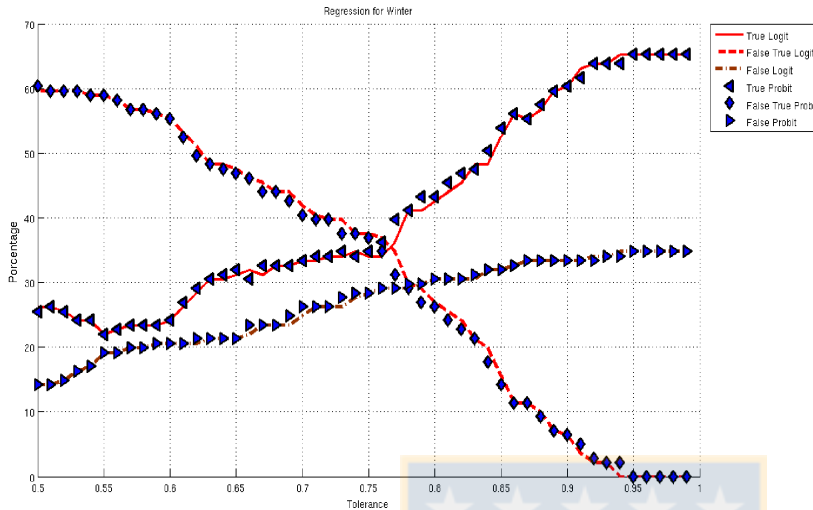
In the validation phase, the False True (FT) rate for a Logit regression during winter (Figure 5.4) was minimised as in autumn (Figure 5.3). In this Figure 5.4, we can notice that the False rate (F) (dashed) can reach 34%. The False rate (F) in winter is higher relative to autumn. In the Probit model, validation results are similar to the Logit regression (Table 5.2). There is a high rate of error in the forecasts for the validation stage exceeding 33% in both regressions (Logit and Probit).

5.5 Analysis

It is remarkable that the estimators for both NNiño34 and NRainfall, computed using 1000 iterations, have small standard deviations (Table 5.1 and Table 5.2), meaning that the errors associated with the regression are small. Thus, the values of the estimators are independent of size of the data set giving us more confidence on the precision of the results.

The results for both Logit and Probit regressions show that autumn produces higher values than winter (see Figure 5.3 and Figure 5.4). Thus, the maximum potential (with higher values of tolerance, 0.95) for success (True rates, T) in both regressions does not exceed 80% for autumn and 66% in winter. For autumn, these results imply that these regression estimators (for both Logit and Probit) can be considered for future use. However, it does not seem that these regressions can be used to forecast during the winter months with sufficient reliability.

Figure 5.4 Logit and Probit estimation for Winter. Source: Fustos et al., 2014.



5.6 Discussion

The likelihood of flooding is affected by many factors, including rainfall intensity and duration, and soil moisture content. Among the most important predictors are high rates of rainfall during a short interval of time, a sudden increase in flow of a river, and limited ability of the soil to absorb water (Holman-Dobbs *et al.*, 2003). None of these variables are considered in this study. Therefore, to improve the effectiveness of the model for the winter, additional variables, such as soil moisture and other hydrologic factors (see below), could be considered.

However, we could not include soil moisture data due to lack of historical information. Similarly, in situ atmospheric variables such as precipitation are not available at high temporal resolution for the study period. Therefore, our lack of incorporating such variables could explain the low accuracy of forecasts during the winter. For example, variations in rainfall during previous seasons (e.g. autumn) and variations in accumulated shallow groundwater could explain the lower True rate during winter. For forthcoming studies, availability of higher resolution (temporal and spatial) weather products may help us develop a logistic model with that help relate peak rainfall intensity or volume of rainfall at any point in time and space with the next proceeding flood event. In addition, recent studies suggest that the Antarctic Oscillation (AAO) has a significant role in modulating the interannual variability of rainfall in southern central Chile, particularly during the austral winter (April to September) (Quintana and Aceituno, 2012). These changes are due to variations in the meridian gradient of atmospheric pressure at sea level between middle and high latitudes in the south-eastern Pacific. Moreover, coherent changes in the functioning of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and

the Southern Oscillation associated climatic patterns may give expectations on their influence on the evolution of the rainfall regime in central Chile (Quintana and Aceituno, 2012; Núñez *et al.*, 2013). Accordingly, those should be considered in future regressions as potential estimators of flood along central-south Chile including the Biobío basin.

The estimators for the regression have larger standard deviation for NNiño34 than NRainfall (Table 5.1 and Table 5.2). This is consistent with previous work (Montecinos and Aceituno, 2003) that shows that the NNiño34 is not particularly correlated with rainfall events over Biobío region (37.5°S), which is again consistent with the test of multicollinearity performed here.

A number of limitations to our model should be acknowledged. First our model relies on statistical relationships between a global climate variable (ENSO), a local variable (rainfall), and local floods. Rainfall is represented as monthly changes in the distribution of potential flood and frequency. This introduces a possible limitation to this modelling framework in regard to future events, as many studies suggest that extreme events may increase due to climate change. The term extreme implies events with high temporal resolution. An approach relying on average monthly data may therefore underestimate the effect of events within the months.

Despite the above limitations, the limited range in longitude of the Biobío basin allows the approach used. Another important point to consider is that in the study area flood events are triggered by prolonged rainfall events. These events are in fact well represented by accumulated monthly rainfall values.

Our study presents a new Logit model (Probit's) to the hydrologic community. Given the generally high variability in spatial and temporal distribution of rainfall, this methodology may provide better predictions of flooding in comparison with deterministic models. The deterministic models are highly expensive in computation terms (Börger, 1998). Nevertheless, both Logit and Probit models are promising techniques, because they simplify the computation required when compared with deterministic models, which require a large number of parameterisations and databases.

Because the logistic regression model considers monthly rainfall, we work with a reduced hydrological database in our approach. The model therefore may not predict potential flood events that are due to very fast processes, such as snowmelt events or rain-on-snow events. This could be a shortcoming within the higher regions (i.e. close to the Andes cordillera) in our study area.

In this study, we consider flood events near urban zones. However, some parts of the region studied do not have data for either flood or rainfall. Thus, our methodology is mainly related to the region under 500 meters elevation, where data are available. A statistical model estimating the

relationship between local rainfall and the precise number of flood events would require rainfall and flood event data collected consistently and very accurately over time in all areas of the region. Although the precipitation data used here is regional, resulting from measurements principally located over cities, the flood events are self-reported (Aldunce and González, 2009), and therefore their accuracy may vary over time and space.

Although flood events are associated with extreme events (which require a high temporal resolution to resolve), our methodology uses monthly data, i.e. the global (ENSO) index and a zonal rainfall. Regressions performed during autumn and winter showed similar True rates indifferently using Logit or Probit distributions. However, the Logit distribution showed better True rates under lower tolerance values that shows that this technique is more sensitive compared with the Probit distribution. That is why for future applications in the Biobío River Basin, we propose use the Logit rather than the Probit distribution.

Nevertheless, the accuracy of our results is very promising. This validates one of the key aims of the study, which was to estimate a relationship that could be deployed with little or no additional data collection beyond that which is already available on general Internet sites (specifically, monthly data) and which does not depend on higher resolution spatial or temporal local data.

Another shortcoming is that our approach assumes seasonality with an unvarying probabilistic relationship. However, the distribution of future flood events is likely to change as ENSO events are non-linear (Astudillo *et al.*, 2010), as are rainfall processes (Ramírez *et al.*, 2006). Nevertheless, this is a shortcoming that any statistical relationship found in geophysics would share. Non-linearity could be a promising area for future research, as it may help to explain the low accuracy of our method in the winter season.

Current physically based hydrological models need a large amount of supporting data for both parameterising and running the models. In contrast, this study greatly simplifies the number of processes used in modeling flood events in the study area. As it was shown, with two simple variables, it is possible to determine the probability of occurrence of floods during autumn and, with lower accuracy, in the winter. This study could help regional or national authorities quantify the probability of occurrence of flood events by considering a forecast based on the ENSO index and rainfall. In this way, it may be used for managing and pre-positioning resources so as to mitigate effects of flood events based on probability of occurrence. Thus, this work potentially contributes to improved decision-making for government agencies dealing with flooding.

5.7 Conclusions

This work is a first step in the development of a statistical model of flood risk within the Biobío zone and Chile. In addition, a relationship between global scale phenomenon (ENSO), regional climate (rainfall), and a local scale phenomenon (floods) was established using simple statistical models. Two regressions, Logit and Probit, were performed for autumn and winter seasons. From each regression, a set of estimators with low standard deviation was identified. The standard deviation of these estimators tends to be independent of sample size and data set employed.

A high level of accuracy was found for the autumn season regression applied to the validation data. Both Probit and Logit regressions exceeded 80% True rates. For winter, however, the True (T) rate was lower, reaching a 66% success for both the Logit and Probit models. In general, a better performance was achieved for the autumn season in comparison with the intensive rainy season of winter. Due to the greater sensitivity of the logit distribution, we suggest using this distribution in the Biobío River Basin.

Adding new hydrological variables could improve the model performance during winter. For example, accumulated water in a subsurface layer may provide a regression with a higher fit, and we could also investigate adding other climatic variables as predictors such as the AAO, PDO, or ENSO. Moreover, as the flood events are generated at daily or even hourly time scales, the lack of qualified data at these temporal scales makes it impossible to generate a logistic regression with such a temporal resolution (daily/hourly). Thus, a monthly regression was performed using available data. It is notable that this analysis was done on a monthly scale, suggesting the phenomenon of flooding can be modelled at a relatively coarse resolution.

For future work, the model could potentially be used for decision-support regarding resource distribution and for improving risk management. The combination of both models (Logit and Probit) allows understanding the extent of vulnerability, which may be affected by the rainfall and ENSO phenomenon. For example, we can analyse the impact of IPCC climate change scenarios over this region and Chile for potential flood events. In this regard, 21st-century projections show robust changes in the spatial patterns of year-to-year ENSO-driven variability in precipitation (Power *et al.*, 2013) and associated impacts, which is in line with the increase of the recent decade weather extreme events (Coumou and Rahmstorf, 2012).

In the short term, future studies should focus in using rainfall data with a higher spatial and temporal resolution to carry out the improvement of the robustness of logistic regression. Thereafter we could relate peak rainfall intensity or volume of rainfall at any point in time and space with the next

proceeding flood event. Additionally, after this step, we could proceed eventually by using the hourly and daily forecast products available from worldwide meteorological centres (similar as European Centre for Medium-Range Weather Forecasts [ECMWF] or National Centers for Environmental Prediction [NCEP]) such as to provide with a forecast of flood events, days in advance (see Rahman *et al.*, 2012).

Additionally, this manuscript introduces a new Logitmodel (Probit) to the hydrologic community. Apparently, the forms of distribution of Logit and Probit functions are suitably adapted to the characteristics of the data sets used in this study as yet complementary logistic models showed consistent results.

The logistic regression or multinomial logistic regression is an alternative classification approach that is less restrictive, more flexible, and easy to interpret in comparison with traditional methods (Hogland, 2013). Therefore, a logistic regression using a Probit or Logit distribution was performed with similarities in their results. This similarity of findings enhances the confidence in the robustness of the results. The Logit and Probit regressions are promising techniques compared with deterministic models (such as a physical model) because they use fewer parameterisations and require less data.

More research is needed to fully evaluate the relative merit of this work, which represents only a first step in developing a complete understanding of the hydrological framework of the Biobío River Basin using logistical regression.

For forthcoming studies, availability of higher resolution (temporal and spatial) weather products may help us develop a logistic model that will help relate peak rainfall intensity or volume of rainfall at any point in time and space with the next proceeding flood event. In parallel we will analyze the impact of other climatic patterns, Pacific Decadal Oscillation and Antarctic Oscillation. We will also investigate IPCC climate change scenarios. The analysis of all these factors will help us improve our understanding in flood events in Chile.

5.8 Acknowledgements

The anonymous reviewers are appreciated for their helpful comments and suggestions to improve the quality of this paper. This research was partially supported by the supercomputing infrastructure of the NLHPC (ECM-02) at Centro de Modelación y Computación Científica at Universidad de La Frontera CMCC-UFRO, where this work was partially done. Ivo Fustos is funded by national CONICYT grant (CONICYT doctorate scholarship 21120451). English edition, correction, and various insights by Pr. T. Warner and A. Muñoz are gratefully acknowledged.

Capítulo 6

Relacion clima/PRM de tipo lento

I. Fustos, R. Abarca-del-Rio

Borrador

Trabajo de continuación del manuscrito publicado “A simple logistic model to understand the occurrence of flood events into the Biobío river basin in central Chile”, DOI: 10.1111/jfr3.12131



6 Relación clima/PRM de tipo lento

6.1 Introducción.

Durante los capítulos anteriores, con la excepción del capítulo 5, se ha priorizado la resolución temporal en lugar de considerar su extensión. De esta manera se ha establecido un estudio detallado para el año 2006 pero dejando de lado la influencia de patrones climáticos globales tales como el El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) o la Oscilación Antártica (AO). En Sudamérica existen varios factores que controlan la dinámica del clima, tales como el almacenamiento de energía en la cuenca del Pacífico [Trenberth, 1997], los campos de presión a altas latitudes [Pohl *et al.*, 2010] y los efectos de corrientes marítimas como las ondas de Rossby [Screen y Simmonds, 2014]. Dentro de ese aspecto, debido a la importancia de la variabilidad tropical en el clima mundial y la poca cobertura observacional a latitudes altas, las relaciones con la variabilidad tropical son las que más han sido estudiadas. Notablemente, se han establecido relaciones entre el evento El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y datos de precipitación a lo largo de Chile afirmando que el efecto decrece a medida que se avanza en dirección N-S [Montecinos y Aceituno, 2003]. Sin embargo, la conexión entre los procesos climáticos de escala global con procesos de remoción en masa no ha sido bien comprendido en la zona centro sur de Chile.

A escala global, la dinámica del intercambio de energía en el ecuador juega un papel fundamental en la variabilidad del clima a nivel mundial. El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) es el fenómeno oceanográfico dominante en la variabilidad del clima en América Latina debido a su fuerte impacto en la circulación atmosférica [Trenberth, 1997]. El ENOS presenta una cuasi-periodicidad de dos a siete años, aproximadamente. Este indicador climático ha sido estudiado debido a su influencia en las precipitaciones intensas y prolongadas [Trenberth, 1997; Schongart *et al.*, 2007]. En América del Sur los altos valores de precipitaciones se correlacionan con años Niño [Ortíz, 1994]. Las consecuencias más frecuentes, durante el período de verano son procesos de remoción en masa, inundaciones [Fustos, 2014], entre otros, causando daños generalizados en el subcontinente.

En la actualidad existe consenso que los fenómenos de remoción en masa no son hechos dependientes solamente de las variables locales de la zona de estudio [Moreiras, 2005; Jakob & Lambert, 2009; Pohl *et al.*, 2010; Fustos *et al.*, 2014]. A nivel global se han establecido relaciones entre los procesos de tifones y la variabilidad del ENOS [Chiang & Chang, 2011], variabilidad en la probabilidad de inundaciones en la zona centro-sur de Chile [Fustos *et al.*, 2014] hasta un incremento en

las cantidades de deslizamientos de terreno, producto del incremento de las tasas de precipitación debido al cambio en la dinámica ecuatorial [Jakob & Lambert, 2009]. Sin embargo, el ENOS juega un rol fundamental a medianas/altas latitudes. A estas latitudes existen variaciones en el gradiente de la presión atmosférica a nivel del mar entre en el Pacífico suroriental los que modifican los patrones de precipitación. Es por ello que es necesario también tener esto en cuenta cuando se trata de relacionar fenómenos de escala global con eventos de escala local a medianas latitudes, especialmente en el hemisferio sur. Efectos de los gradientes de presión se ven reflejados en la dirección y magnitud del viento, la cual condiciona la acción de la precipitación y su intensidad. Cuando un jet costero de bajo nivel a menudo se desarrolla, la velocidad del viento es controlada en su mayoría por el gradiente de presión meridional [Rahn, 2012]. Con el fin de integrar el efecto de los gradientes de presión se ha propuesto el uso del índice de la anomalía de oscilación antártica (AAO), la cual es un patrón en el cinturón de presión que afecta medianas y altas latitudes en Chile y Argentina [Carvalho *et al.*, 2005; Garreaud *et al.*, 2009].

En la zona de estudio, existe una fuerte relación entre la precipitación y la reactivación de los procesos de remoción en masa de origen hidrometeorológico (PRMh) [Naranjo *et al.*, 2006; Marín y Derch, 2010]. La precipitación que logra infiltrar el suelo, genera cambios en la velocidad de desplazamiento en los procesos de remoción en masa a escala estacional [Handwerger *et al.*, 2013]. Esto se justifica a partir del incremento de la presión del agua intersticial y la reducción de la tensión normal efectiva en el medio movilizado, de manera que la precipitación requerida que inicie un PRMh, como un evento de remoción en masa lento.

Para comprender como el ENOS y la oscilación antártica se relacionan con eventos de PRMh en la zona de estudio, se puede abordar el fenómeno mediante diferentes métodos. Dentro de los modelos matemáticos, se encuentran los modelos estadísticos, los que permiten estimar la probabilidad de ocurrencia de una remoción en masa utilizando como predictores variables climáticas globales y precipitación local en largos periodos de tiempo de manera sencilla. De la misma manera, es importante considerar el efecto de la precipitación como agente gatillante de estos eventos.

A partir de la literatura [Mardones y Vidal, 2001; Mardones *et al.*, 2005] se ha establecido procesos de remoción en masa de tipo fluido (flujos de barro) y deslizamientos de terreno de tipo somero. Otros trabajos tales como Alarcón (1995) clasifican los procesos de remoción en masa a escala comunal con el mes correspondiente. A pesar que esta información es sumamente valiosa, no contribuye de manera significativa a la comprensión de los procesos de remoción en masa lentos. Esto genera una limitación durante la etapa de validación de modelos numéricos deterministas lo cual lo hace impracticable. Una alternativa para evaluar procesos de remoción en masa de tipo lento radica en

considerar que los procesos de remoción en masa reportados en la literatura ocurren de manera simultánea en periodos de condiciones hidrometeorológicas extremas (tales como inundación). La literatura de la zona de estudio muestra que el año 2006 ocurrieron de manera simultánea eventos hidrometeorológicos tales como inundación, deslizamientos de tierra [Mardones *et al.*, 2005] y remoción en masa de tipo lento (capítulo 2).

La regresión logística o de regresión logística multinomial es un enfoque de clasificación alternativa que es menos restrictiva, más flexible, y fácil de interpretar en comparación con los métodos tradicionales [Högland, 2013]. La regresión logística ha mostrado ser capaz de evaluar riesgo ante inundaciones al ser implementada mediante una distribución Probit o Logit. Las regresiones Logit y Probit son prometedoras técnicas en comparación con los modelos deterministas (como un modelo físico), ya que utiliza menos parametrizaciones y requiere menos datos permitiendo ser utilizados en periodos de tiempo prolongados.

De esta manera, en el presente capítulo se abordará el impacto que tienen la variabilidad climática global y como estas modulan la ocurrencia de procesos de remoción en masa, tales como eventos lentos observados en los capítulos anteriores. Es decir, el objetivo de este capítulo es investigar la asociación estadística, mediante modelos logísticos, entre la precipitación regional, las variables climáticas (El Niño-Oscilación del Sur [ENOS]) y las inundaciones en la cuenca del río Biobío (Chile) para durante un largo periodo (1948-2002).

6.2 Metodología

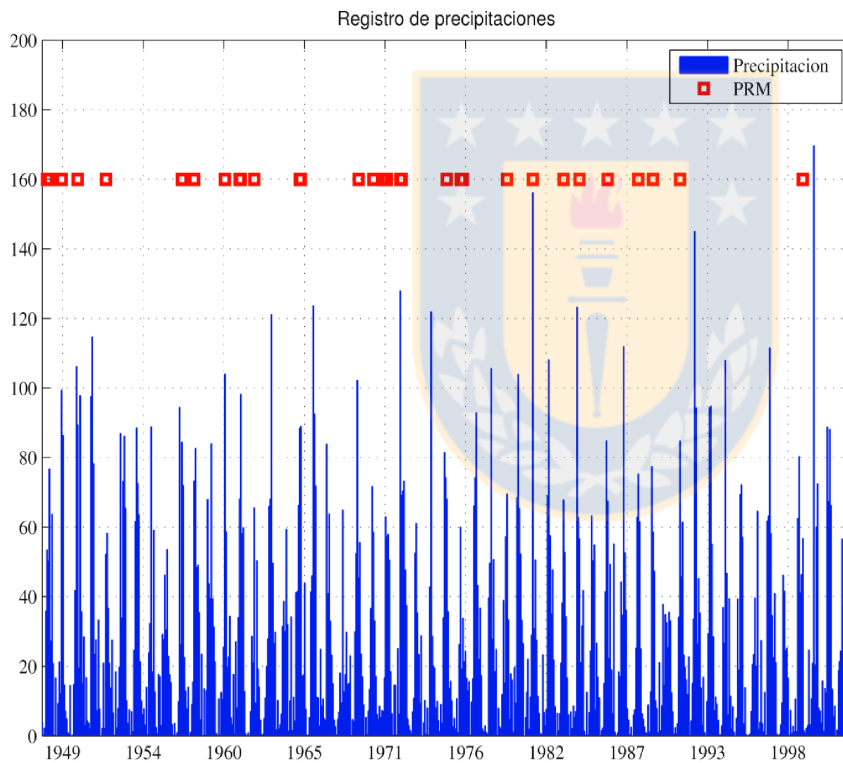
6.2.1 Base de datos

Aldunce [Aldunce y González, 2009] recopilaron eventos de origen hidrometeorológico producidos por lluvias extremas (como el año 2006) registrados en diarios de circulación nacional e informes de la Oficina Nacional de Emergencia del Gobierno de Chile (ONEMI). Esta base de datos (disponible en http://www.uchile.cl/documentos/descargar-libro-pdf-376-mb_62639_0_3917.pdf) es una recopilación de información de diferentes fuentes (Instituto Nacional de Estadísticas (INE), Oficina Nacional de Emergencias (ONEMI, Urrutia y Lanza, 1993). La colección cuenta con 32 eventos distribuidos de enero a diciembre entre los años 1948 a 2002 (Figura 6.1). Del set de datos principal, se extrajeron registros históricos del sector que comprende la zona de Concepción o alrededores.

En la actualidad existen registros de procesos de remoción en masa, sin identificar su clasificación [Urrutia y Lanza, 1993; Alarcón, 1995] o con una clasificación gruesa sin fecha de

ocurrencia exacta [Mardones y Vidal, 2001; Mardones *et al.*, 2005]. Esto pone una limitante en la zona de estudio debido a que es difícil relacionar variables hidrometeorológicas con la generación de un proceso de remoción en masa. Sin embargo, los procesos lentos ocurren de manera simultánea a otros procesos de remoción en masa en la zona de estudio (citar varias). Actualmente no existe una base de datos densa que aborde o mapee la existencia de procesos lentos en la zona de estudio por lo cual esta es la única base de datos disponibles en el área de estudio.

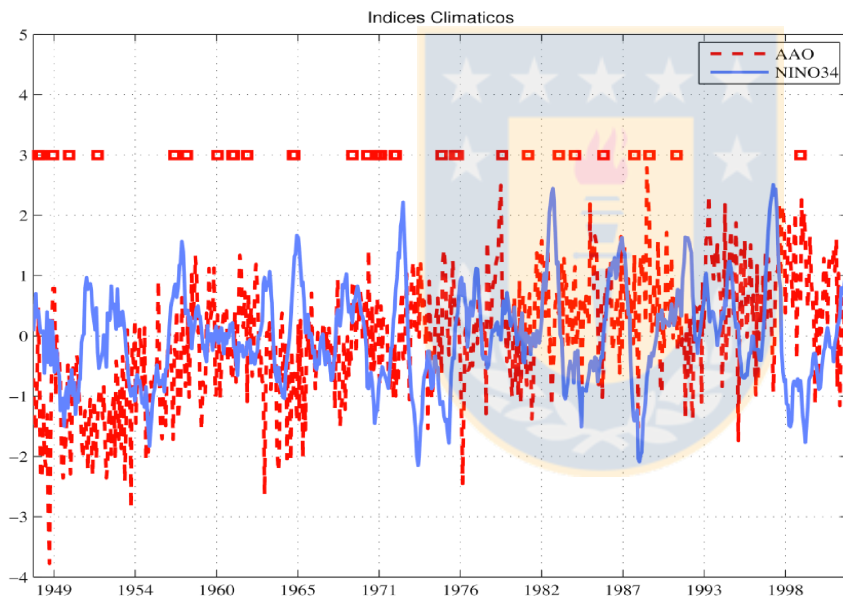
Figura 6.1 Registro de precipitaciones mensuales (azul) y PRM clasificados (cuadros rojos). Datos de precipitación confeccionado a partir del trabajo de Xie *et al.*, datos de PRM obtenidos a partir de Aldunce y Gonzalez.



Datos de precipitación con una resolución espacial se obtuvieron a partir de datos de reanálisis (resolución espacial de 25x25 km, documento de referencia en [Xie and Arkin, 1997]). Varias ventajas decidieron nuestra elección, siendo la principal la que esta colección ha sido ampliamente utilizado por diversos autores en todo el mundo para los estudios hidrológicos [Solman *et al.*, 2015; Carolin *et al.*, 2016; Ciabatta *et al.*, 2016]. Además los datos no contienen brechas de información y sólo se basan en estaciones de medición.

El índice "Niño34" fue utilizado para reflejar el estado del ENOS. El índice se define como la anomalía de la temperatura superficial del mar en la región limitada entre 5°N y 5°S y 170°W y 120°W [Trenberth, 1997] (descargado de <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.Indices/.Niño>). De la misma forma, datos de la anomalía de la oscilación antártica fue considerada en el presente estudio debido a su influencia en los cambios en los gradientes de presión a medianas latitudes [Quintana y Aceituno, 2012] y por sugerencia de trabajos previos [Fustos *et al.*, 2014]. Cabe destacar que estos datos tampoco poseen brechas temporales entre 1948 y 2002, el período durante el cual llevamos a cabo las regresiones logísticas (Figura 6.2).

Figura 6.2 Índices climáticos utilizados en el estudio. En rojo punteado, se observa el índice AAO y en azul continuo el índice NINO34. Fuente: Elaboración propia.



6.2.2 Metodología

Normalmente, los estudios de larga data utilizan información a partir de modelos estadísticos debido a la versatilidad que ofrecen [Nefeslioglu *et al.*, 2008; Pradhan and Lee, 2010; Ozdemir, 2011]. Resultados preliminares sobre la zona de estudio, han permitido validar la aplicación de un modelo estadístico para estimar eventos de inundaciones a partir de datos climáticos y registros históricos [Fustos *et al.*, 2014]. De esta manera, es posible establecer relaciones entre procesos de macro escala (índices climáticos) y las variables de mesoescala (precipitación) con eventos de inundación a través de una regresión logística para la zona de estudio. Se construyó una base de datos global (predictores) a

partir de los datos mencionados previamente (ver sección 6.2.1). Utilizando esta base de datos se calculó valores de estimadores para predictor. Para ello, se utilizó una normalización de los predictores con el objetivo de que los estimadores tuviesen el mismo peso y pudiesen ser comparables. Matemáticamente, los predictores normalizados se calculan a partir de la diferencia entre el valor puntual de la variable con su media y se divide todo por la desviación estándar.

El procedimiento realizado emula la técnica validada en el capítulo 5. Sin embargo, a pesar que los resultados anteriores son promisorios, es necesario optimizar la precisión con el objetivo de establecer a futuro un modelo predictivo basado solamente en variables climáticas. Los procesos de remoción en masa en la zona son controlados parcialmente por las condiciones hidrometeorológicas locales por lo cual se debe evaluar el impacto que somete la atmósfera sobre la zona. Es por ello que aparte del ENOS es necesario evaluar el impacto de la Oscilación Antártica (OA). Del capítulo anterior, el OA fue una variable no considerada. Sin embargo, tiene un peso en el control de los campos de presiones a altas y medianas latitudes. De esta manera, la adición de nuevas variables climáticas mejoraría el rendimiento del modelo previamente implementado mejorando los resultados para modelos de remociones en masa.

6.3 RESULTADOS

Se presentan los resultados de un ajuste de modelo estadístico utilizando dos distribuciones, Logit y Probit, con variables climáticas globales y datos locales de precipitación como predictores. Resultados de la regresión Logit, se presentan en la Tabla 6.1. Los valores muestran que el índice Niño34 tiene una influencia absoluta mayor que AAO ($\beta_1 = 0.2327$ vs $\beta_2 = -0.0814$, respectivamente). Sin embargo, localmente se observa que el peso absoluto de las variables se lo lleva la precipitación local. De los tres predictores observados, se puede apreciar que existe un bajo error en la estimación de los resultados. El resultado de las inversiones indica que los estimadores tienen la capacidad de predecir la ocurrencia de PRM con un 84.75 ± 5.05 % (sensibilidad), lo cual se considera alto. Por otro lado, se pudo caracterizar que el modelo puede predecir meses sin PRM con una precisión de 94.67 ± 0.14 % (especificidad).

Tabla 6.1 Valores de los estimadores de regresión Logit. β_0 corresponde a un valor constante (también llamado intercepto). β_1 corresponde al estimador asociado con el índice Niño34. Los estimadores β_2 está asociado a la anomalía de la oscilación Antártica. Fuente: Elaboración propia.

Estimador	Intercepto	Niño34	AAO	PREP
-----------	------------	--------	-----	------

	$\beta'_0 \pm \sigma'_0$	$(\beta'_1 \pm \sigma'_1)$	$(\beta'_2 \pm \sigma'_2)$	$(\beta'_3 \pm \sigma'_3)$
Valor	3.7159 ± 0.0099	0.2327 ± 0.0115	-0.0814 ± 0.0103	-1.1125 ± 0.0047
Sensibilidad	84.75 ± 5.05 %			
Especificidad	94.67 ± 0.14 %			

Resultados de la regresión Probit, se presentan en la Tabla 6.2. Estos valores muestran que el índice Niño34 tiene una influencia absoluta mayor que AAO ($\beta'_1 = 0.2294$ vs $\beta'_2 = -0.0801$, respectivamente). Sin embargo, localmente se observa que el peso absoluto de las variables se lo lleva la precipitación local ($\beta'_3 = -1.0965$). El resultado de las inversiones indica los estimadores tienen la capacidad de predecir la ocurrencia de PRM con un 93.23 ± 4.50 % (sensibilidad) lo cual se considera alto. Por otro lado, se pudo caracterizar que el modelo puede predecir meses sin PRM con una precisión de 94.64 ± 0.14 % (especificidad). Los resultados de ambos modelos indican ser consistentes entre ambos. Sin embargo, el modelo Probit resulta ser más asertivo en comparación al modelo Logit debido a que es más sensible en la detección de potenciales PRM en la zona de estudio.

Tabla 6.2 Valores de los estimadores de regresión Probit. β_0 corresponde a un valor constante (también llamado intercepto). β_1 corresponde al estimador asociado con el índice Niño34. Los estimadores β_2 está asociado a la anomalía de la oscilación Antártica. Fuente: Elaboración propia.

Estimador	Intercepto	Niño34	AAO	PREP
	$\beta'_0 \pm \sigma'_0$	$(\beta'_1 \pm \sigma'_1)$	$(\beta'_2 \pm \sigma'_2)$	$(\beta'_3 \pm \sigma'_3)$
Valor	3.663 ± 0.2954	0.2294 ± 0.0216	-0.0801 ± 0.0126	-1.0965 ± 0.0904
Sensibilidad	93.23 ± 4.50 %			
Especificidad	94.64 ± 0.14 %			

6.4 Análisis y discusión

Como todo ajuste iterativo basado en un esquema de Montecarlo, el cálculo de los estimadores es susceptible a poseer incertezas. Sin embargo, al realizar el ajuste un gran número de veces por cada grupo muestral de calibración (BD1), tenemos certeza que el error asociado es pequeño. A diferencia de otros trabajos utilizando regresiones logísticas en la zona de estudio [Fustos, 2014], estos resultados, poseen valores de mayor sensibilidad y especificidad. Esto demuestra que la utilización del set de predictores mejora la capacidad de pronóstico en comparación a otros modelos aplicados en la zona. Resultados previos que aplicaron la misma técnica, mostraron valores de sensibilidad del 80% como máximo en los meses de mayor precipitación y en el mismo periodo temporal [Fustos, 2014]. Sin embargo, los nuevos resultados muestran que el modelo con peor ajuste posee una sensibilidad del 84.75 ± 5.05 %. Es decir, el modelo es capaz de predecir un PRM con una precisión sobre el 84%. De esta manera se puede considerar estos resultados como una herramienta para estudiar la ocurrencia de PRM, especialmente los de tipo lento en aplicaciones futuras.

Los resultados muestran consistencia con los factores gatillantes involucrados en un proceso de remoción en masa lento. La precipitación tiene un alto peso relativo en su estimador en ambas regresiones. Esto es coherente con años con alta precipitación mensual, la cual genera una saturación del suelo a nivel superficial [Holman-Dodds et al, 2003] provocando un efecto de carga sobre la ladera, según resultados de capítulos anteriores (Capítulo 3). Aparte de la fuerte influencia de la precipitación, existe una influencia del ENOS y finalmente los cambios de presión asociados a la oscilación antártica. Esto se considera sumamente importante al estudiar o evaluar el riesgo que puede sufrir la zona mediante predicciones del régimen del ENOS que anualmente realizan algunas instituciones como la NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/).

Cabe destacar que el estimador que presenta mayor desviación estándar corresponde al asociado al Niño34 en comparación a AAO (Tabla 6.1 y Tabla 6.2). Esto es coherente con trabajos anteriores que muestran que el índice Niño34 tiene una correlación menor con eventos de lluvia sobre la región de Biobío (37.5° S) [Montecinos y Aceituno, 2003]. Sin embargo, a pesar de que el error en la aproximación es mayor, el peso relativo del estimador nos obliga a tenerlo en consideración. De la misma forma, al integrar el índice AAO es posible complementar el efecto de intercambio de calor en el ecuador con los cambios en los gradientes de presión en latitudes altas, generando un modelo más robusto [Garreaud *et al.*, 2009]. Estos índices permiten asociarse de mejor manera con la precipitación, la cual finalmente se infiltra en la capa subsuperficial.

Al considerar la anomalía de oscilación antártica, nos permitió integrar al modelo la modulación de la variabilidad interanual de las precipitaciones en el sur de Chile central, en particular

durante el semestre de invierno austral (de abril a septiembre) [Quintana y Aceituno, 2012]. Este cambio permitió integrar el efecto de las variaciones en el gradiente de la presión atmosférica a nivel del mar entre las latitudes medias y altas en el Pacífico suroriental. Este marco presenta algunas limitaciones fundamentales como por ejemplo que el modelo se basa en relaciones estadísticas variables globales (ENOS y AAO), local (precipitaciones) y las PRM. Por ejemplo, los registros de precipitación se basan sobre un modelo de reanálisis que representa la media local sobre una zona de 25x25 km, lo cual no considera efectos topográficos propios de la zona. A pesar de lo anterior, el modelo fue capaz de representar correctamente la ocurrencia en la zona. De la misma forma, si consideramos que la precipitación mensual utilizada en el modelo de regresión logística, el esquema no es capaz de estimar eventos de PRM de tipo rapidostales como deslizamientos de terreno o eventos fluidos. De esta manera, consideramos que estos resultados no son aplicables a algunos eventos ocurridos el año 2006 (evento de alud de Chiguayante, ver Cap 1.5.8). De la misma forma, nuestros resultados solamente pueden ser considerados en el marco de un evento dicotómico, es decir, hay o no hay evento lento. El esquema queda limitado si se quiere estudiar la frecuencia de eventos sobre un mes determinado. De la misma forma, al implementar una distribución Logit o Probit, se consideran relaciones lineales entre los índices climáticos y la precipitación. En consecuencia, este tipo de distribuciones no permiten estimar correctamente la variabilidad del ENOS asociados a componentes no lineales [Astudillo *et al.*, 2010]. Sin embargo, debido a la baja correlación que existe en la zona, es posible aproximar la influencia del ENOS a un fenómeno de primer orden.

Los modelos desarrollados en los capítulos anteriores, requieren una enorme cantidad de información (bases de datos) y parametrizaciones. En cambio este estudio simplifica en gran medida el número de procesos relacionados con PRM en un estudio de larga data. Como se discutió previamente, con tres variables simples, es estadísticamente posible estimar la probabilidad de ocurrencia de PRM a lo largo del año. Debido a la alta tasa de sensibilidad, se puede considerar que la aproximación puede ser cerrada considerando dos variables globales y una local. De esta manera, otras variables que no han sido consideradas en el estudio como la humedad del suelo y otras variables hidrológicas no son necesarias ser incluidas en la regresión. Esto se debe a que pueden ser representadas a través de los valores de los índices globales [Scarpati *et al.*, 2007; Islam & Gan, 2015]. Entonces, este modelo permite estimar la probabilidad a que la zona de estudio sea susceptible a un PRM en ausencia de datos de humedad del suelo debido a la falta de información histórica.

En el presente capítulo, se han abordado mediante metodologías logísticas la potencial ocurrencia de un PRMh asociado a variables exógenas. Este tipo de metodologías se pueden extrapolar a otros procesos gravitacionales asociados a procesos endógenos del tipo deep-seated [Legorreta-Paulin

et al., 2010; Legorreta-Paulin *et al.*, 2013] en donde se observan deformaciones lentas producto de la carga gravitacional sobre la ladera. La literatura sugiere que las deformaciones profundas pueden controlar los procesos de remoción en masa en superficie [Capitani *et al.*, 2013]. Sin embargo, la construcción de un modelo logístico aplicado para PRM de tipo deep-seated es limitado por la cantidad de información in-situ. Esto proporciona nuevas oportunidades a futuro para relacionar la relación entre deformaciones de tipo deep-seated y los procesos superficiales en la zona de estudio.

Finalmente, este trabajo, a pesar de sus limitaciones, introduce una nueva relación basada en distribuciones Logit y Probit sobre la zona de estudio. Este estudio podría ayudar a las autoridades regionales o nacionales que cuantifican la probabilidad de ocurrencia de eventos lentos, considerando un pronóstico basado en el índice de ENOS, AAO y precipitaciones mensuales. De esta manera, se puede utilizar para la distribución de recursos para mitigar los efectos de un evento de inundación en términos de probabilidad de ocurrencia. Por lo tanto, este trabajo pretende ser una contribución a la toma de decisiones de las autoridades pertinentes. Esta metodología permitirá estimar con una mejor precisión la ocurrencia de PRM, principalmente eventos lentos. Sin duda, ambos modelos son técnicas prometedoras, al simplificar el cálculo en comparación con los modelos deterministas, que necesitan una enorme cantidad de parametrizaciones y bases de datos.

6.5 Sumario

En este capítulo se establecieron relaciones entre fenómenos de escala global (ENOS y AAO) y fenómenos de escala local (precipitación) con PRM. Para ello se utilizaron modelos estadísticos simples considerando funciones de distribución Logit y Probit. Los resultados finales muestran el valor de cada estimador con desviaciones estándar pequeñas. De la misma forma se pudo establecer los pesos relativos entre los fenómenos de escala global con procesos locales como la precipitación. Además, ambos modelos logísticos muestran resultados equivalentes, lo cual soporta la solidez de los resultados. Sin embargo, se necesita más investigación para apreciar plenamente sus méritos relativos.

A partir de resultados anteriores, es posible observar que existe una fuerte relación entre los procesos lentos en la zona durante meses de intensa precipitación. De esta manera es posible entender que nuestros resultados son aplicables a la determinación de eventos lentos asociando índices climáticos a valores de precipitación global. Un alto valor de sensibilidad durante el proceso de validación fue obtenido en ambos modelos al realizar un ajuste mediante BD1 y validarlo con BD2. Ambas regresiones Probit y Logit fueron capaces de superar el 80% en comparación a trabajos previos [Fustos, 2014] que ni siquiera obtenían dicho valor en invierno. El modelo mostró, como era de

esperar, una gran influencia relativa de la precipitación seguida del ENOS y finalmente AAO. Esto indica que localmente, el ENOS juega un papel mucho mayor

Como las perspectivas de futuro, nuestro modelo podría ser utilizado para apoyar la toma de decisiones por parte de organismos públicos. Esto permitirá movilizar recursos, permitiendo la mejora de la gestión de riesgo en años en que exista una alta probabilidad a PRM producto de años NIÑO. La combinación de ambos modelos (Logit y Probit) permitirá a los usuarios de estas técnicas entender el grado de vulnerabilidad, al que las laderas se ven expuestas por efecto del ENOS, AAO y precipitaciones. Como implicaciones de esta sección esta la estimación de riesgo a procesos de remoción en masa de tipo lento bajo escenarios climaticos basados escenarios del IPCC sobre esta región.



7 Síntesis y discusión del problema abordado

Se observa a partir de los resultados del presente trabajo que en la ladera norte del río Biobío hay presencia de procesos de remoción en masa de tipo lentos no documentados previamente. Los resultados ofrecen nueva información sobre los procesos exógenos a los cuales es sometido el relieve, tales como deslizamientos de terreno y flujos de lodo anteriormente evidenciados [Mardones y Vidal, 2005; Naranjo *et al.*, 2006; Ramírez y Derch, 2006; Mardones, 2012].

Con el objetivo de analizar la influencia de las variables exógenas en los procesos de remoción en masa, la presente tesis se dividió en dos enfoques. El primero, aborda los factores durante un intervalo temporal acotado y con alta resolución espacio/temporal; mientras que el segundo, plantea la influencia de los efectos exógenos durante un largo periodo de tiempo a baja resolución espacio/temporal. Cabe destacar que el primer enfoque permitió comprender el comportamiento de la ladera, durante un periodo de intensa precipitación en 2006.

Se observó que, a diferentes escalas de tiempo, la dinámica ecuatorial tiende a influenciar en la estabilidad de la ladera, a través del control existente en las precipitaciones mensuales. De la misma forma, debido a las características geométricas y composicionales del suelo, se observan variaciones espacio/temporales en la distribución de los esfuerzos, pudiendo evidenciarse a través de patrones de deformación superficial.

7.1 Mediciones remotas e in-situ

Se cuantificaron valores de deformación superficial durante un año de intensa precipitación. Para ello, se utilizaron técnicas interferométricas a partir de datos de radar de apertura sintética (InSAR), con datos PALSAR-1 adquiridos durante 2006. Los resultados muestran procesos de deformación superficial durante los meses de máxima precipitación, presuntamente asociados a PRM. A pesar de lo anterior, estas deformaciones no son consistentes con trabajos previos que evidencian procesos de remoción en masa del tipo fluido [Naranjo *et al.*, 2006] y deslizamiento de terreno [Mardones y Vidal, 2005] durante los meses de invierno (máxima precipitación en la zona). De la misma forma, no se observan procesos de deformación continua en las laderas, lo que puede ser consistente con procesos lentos.

Este trabajo contribuye con nuevos procesos de remoción en masa identificados en la zona de estudio. Probablemente, dichos procesos no se han estudiado por ningún autor, debido a que no supone potenciales daños en la infraestructura de la zona. Sin embargo, acorde a trabajos de otros autores [Lu *et al.*, 2012; Handwerger *et al.*, 2013; Herrera *et al.*, 2013], se observa la posibilidad que los patrones de deformación estén asociados a PRM activados por efecto de la lluvia, pudiendo generar daños a

mediano o largo plazo. Igualmente, este supuesto no es concluyente mediante el estudio de sensores remotos, ya que no permiten arrojar la existencia de una geometría de falla consistente, en caso que hubiera.

Para conocer las condiciones de geometría de falla, se utilizó tomografía de resistividad eléctrica (ERT). Los resultados de los perfiles ERT arrojaron que existe un sistema composicional de dos capas (limo-arcilla) a partir de la estimación de los valores de resistividad, en comparación a otros estudios [Barrera, 2011; Arias *et al.*, 2012] y observaciones en terreno. Estos resultados permiten interpretar, como primera aproximación, que la capa limosa retiene el agua por más tiempo en forma de acuíferos colgados (Figure 2.6) en el sector sur. De la misma forma, a partir de la literatura, se puede conjeturar que la capa de arcilla puede tener un rol de lubricante al disminuir el valor del ángulo de fricción interna cuando se humedece por efecto de periodos de intensa precipitación [Al-Shayea, 2001; Ali *et al.*, 2014], lo que es consistente con estudios de estabilidad de taludes por influencia de las arcillas de la zona, las cuales tienen la propiedad de ser expansivas [Sobarzo *et al.*, 2011], permitiendo proponer la existencia de PRM de tipo lento provocado por efectos de intensa precipitación.

La presencia de acuíferos colgados, observados a través de ERT, podrían generar una carga adicional sobre la ladera [Yalcin, 2007; Ali *et al.*, 2014; Ng *et al.*, 2015], empujándola hasta llegar a un nuevo estado de equilibrio a través del movimiento (zona ζ , **Figure 2.5**). Los resultados de ERT permitirían apoyar las pequeñas deformaciones observadas por satélite previamente. A pesar de esto, la influencia de la dinámica del agua no es posible de comprender sólo por una medición puntual en el tiempo [Jongmans *et al.*, 2000].

Estos resultados representan las condiciones estacionales (deformación) e instantáneas (ERT) del medio. Sin embargo, es necesario conocer la dinámica de los factores exógenos a alta resolución temporal para entender como reacciona el medio ante un efecto de carga de ladera. Entre las variables exógenas, destaca la dinámica del agua sub-superficial durante el periodo de estudio. Este requerimiento representa una limitante en el presente estudio, debido a la falta de información in-situ [Compton & Best, 2011] para el año 2006. En casos de estudios hidrológicos en cuencas de pequeña escala no observadas, la modelación hidrológica permitió cuantificar con bajos niveles de incertidumbre la evolución espacio temporal del agua [Willmott *et al.*, 1994; Mascaro *et al.*, 2015; Zapata-Rios *et al.*, 2015].

7.2 Estudios a alta resolución temporal

7.2.1 Dinámica del agua en la zona

Se sabe que los cambios composicionales verticales del suelo tienen un fuerte impacto en su capacidad de estanque [Tobe *et al.*, 2006; Jia *et al.*, 2013; Kormos *et al.*, 2015]. Los resultados de las simulaciones hidrológicas, a través de un esquema de balance de masa [Wigmosta *et al.*, 1994; Doten and Lettenmaier, 2004], representan la dinámica del movimiento de agua sub-superficial. Los resultados de contenido de agua son consistentes con mediciones del sensor AMSR-E, permitiendo interpretar la variabilidad temporal del contenido de agua en el subsuelo (primeros 2 cm) con RMSE menores que 0.045 gr/cm^3 .

Observaciones previas mediante ERT, permiten entender que este error está asociado a la variabilidad espacial en las propiedades hidráulicas en profundidad [Arias *et al.* 2012]. A pesar de estas diferencias, producto del modelo conceptual del esquema matemático, los resultados son aceptables. Se observó que no existe un ciclo estacional para la zona de las laderas durante el año 2006.

Durante los periodos de intensa precipitación, la zona saturada tiene una respuesta del orden de horas (Figura 3.3, Figure 3.4, Figure 3.5 y Figure 3.6). Esta zona tiene una somerización máxima simulada en torno a los 2.05 metros en laderas. Sin embargo, en el caso crítico del evento del 10 de julio de 2006, se observó una somerización que puede alcanzar el metro. Por otro lado, se postula que la real influencia de la zona saturada no alcanza a ser significativa, debido al corto periodo de somerización. El agua almacenada es liberada rápidamente, debido a las variaciones del nivel freático posterior a los periodos de intensa precipitación (Figura 3.3). Finalmente, se puede comprender que existe una alta variabilidad espacial de humedad y la profundidad de la zona saturada, la que es asociada a la variabilidad de las propiedades hidráulicas de la zona de estudio. Dicha variabilidad condiciona la estabilidad de una ladera a través de acuíferos colgados (Figure 2.6) o bien, efectos de carga adicional [Doten and Lettenmaier, 2004; Griffiths *et al.*, 2005]. De esta forma, un análisis de estabilidad de laderas permitiría establecer una susceptibilidad ante PRM en la zona de estudio.

7.2.2 Susceptibilidad ante PRM

Los resultados del modelo de balance de masa fueron utilizados para estudiar la variabilidad temporal del factor de seguridad [Zheng *et al.*, 2006], el que no posee una distribución espacial homogénea (Figure 3.8) con zonas altamente inestables o Inestabilidad de Pendiente (IdP). De la misma forma, las zonas identificadas como inestables, son coherentes con las zonas delimitadas mediante la InSAR (Figura 7.1). La susceptibilidad ante IdP fue dividida en dos zonas; A y B (Figura 7.1).

Tanto la zona A como B, presentaron condiciones similares de pendiente o intensidad en la precipitación. Sin embargo, ambas manifestaron distintos comportamientos en su distribución de IdP. La zona A experimentó procesos de estabilización/desestabilización de laderas que son asociados a un incremento en la urbanización en los últimos 20 años [Aliste *et al.*, 2012]. La zona B, localizada al sur de la zona A, presenta una alta tasa de IdP en su subzona B-Centro (Figure 3.8), lo que concuerda con los PRM ocurridos el día 10 de julio, documentados posteriormente por el Servicio Nacional de Geología de Chile [Ramirez and Hauser, 2007]. Los valores de FS calculados, demuestran una alta sensibilidad al cambio de la humedad y profundidad de la zona saturada, lo cual afecta en una reducción del esfuerzo efectivo a través de una presión poral [Ray *et al.*, 2010b; Vassallo *et al.*, 2014].

Conceptualmente, los resultados de IdP en zonas con perfiles de ERT, respaldan la hipótesis sobre la existencia de un efecto de carga adicional sobre las laderas (efecto de acuíferos colgados) [Perrone *et al.*, 2014]. Al considerar la variación de la humedad del suelo modelada previamente, es posible comprender que ocurren cambios del orden de horas en el agua almacenada en el subsuelo. A partir de otros casos de estudio, se puede suponer que los procesos de inestabilidad de ladera están asociados a procesos de reactivación [Lopez-Saez *et al.*, 2012; Lopez-Saez *et al.*, 2013], producto de la carga sobre la ladera, durante periodos de intensa precipitación [Ng *et al.*, 2015].

Finalmente, las observaciones en terreno identificadas mediante la metodología de factor de seguridad, son consistentes con deformación asociadas a procesos de remoción de tipo lento (Figura 7.1). Se puede comprender que la deformación observada por InSAR y reproducidas de manera independiente por el modelo numérico, permiten observar los mismos fenómenos. Sin embargo, no es clara la distribución espacial de los esfuerzos que sufre la ladera con estas dos metodologías. Esto, debido a que el modelo de balance de masa considera unicamente el movimiento del agua producto de un balance. De esta forma, la ecuación de FS [Doten and Lettenmaier, 2004] utilizada en este estudio, no permite conocer la distribución de los esfuerzos normales o de corte independiente en profundidad. Así, los cambios espaciales y temporales de los esfuerzos no pueden ser respondidos exclusivamente con esta metodología.

7.2.3 Modelos de deformación

Una evaluación de la variabilidad temporal de la distribución espacial en los esfuerzos sobre la ladera, fue realizada mediante un modelo elasto-plástico acoplado a datos de deformación InSAR. Para ello, se integraron las condiciones de geometría interna, producto obtenido de ERT y propiedades geotécnicas medidas in-situ (Tabla 4.3). Los resultados mostraron que existe una deformación desigual y poco profunda.

Desde un punto de vista temporal, en invierno, se observa mayor deformación en comparación a los periodos de primavera (Figura 4.13, Figura 4.14 y Figura 4.15). De la misma forma, en invierno existe un incremento de los esfuerzos normales sobre la ladera, consistente con la hipótesis de carga adicional por efecto de precipitación. En la zona A, existen incrementos en el módulo de esfuerzo sobre los 400 KPa durante periodos cortos de tiempo, mientras que en la zona sur, el módulo de incremento puede llegar a 2.13 MPa (Figura 4.13). Estos esfuerzos pueden desestabilizar el equilibrio natural de la ladera por efectos de la carga adicional, la cual previamente fue propuesta a partir del modelo de evolución temporal de FS y sustentado por los datos de ERT.



Figura 7.1 Esquema de zonas con susceptibilidad identificada. A) Mapa de susceptibilidad mediante modelo acoplado (Capítulo 3). B) Mapa de referencia de estudios previos (Fuente: Mardones y Jaque, 2001). C) Resultados de deformación observada entre Junio-Agosto 2006, cuadro purpura refleja el corte de las figuras A) y B). Cuadro Rojo punteado representa la zona A mientras que el cuadro rojo punto-línea representa la zona B. Fuente: Elaboración propia.

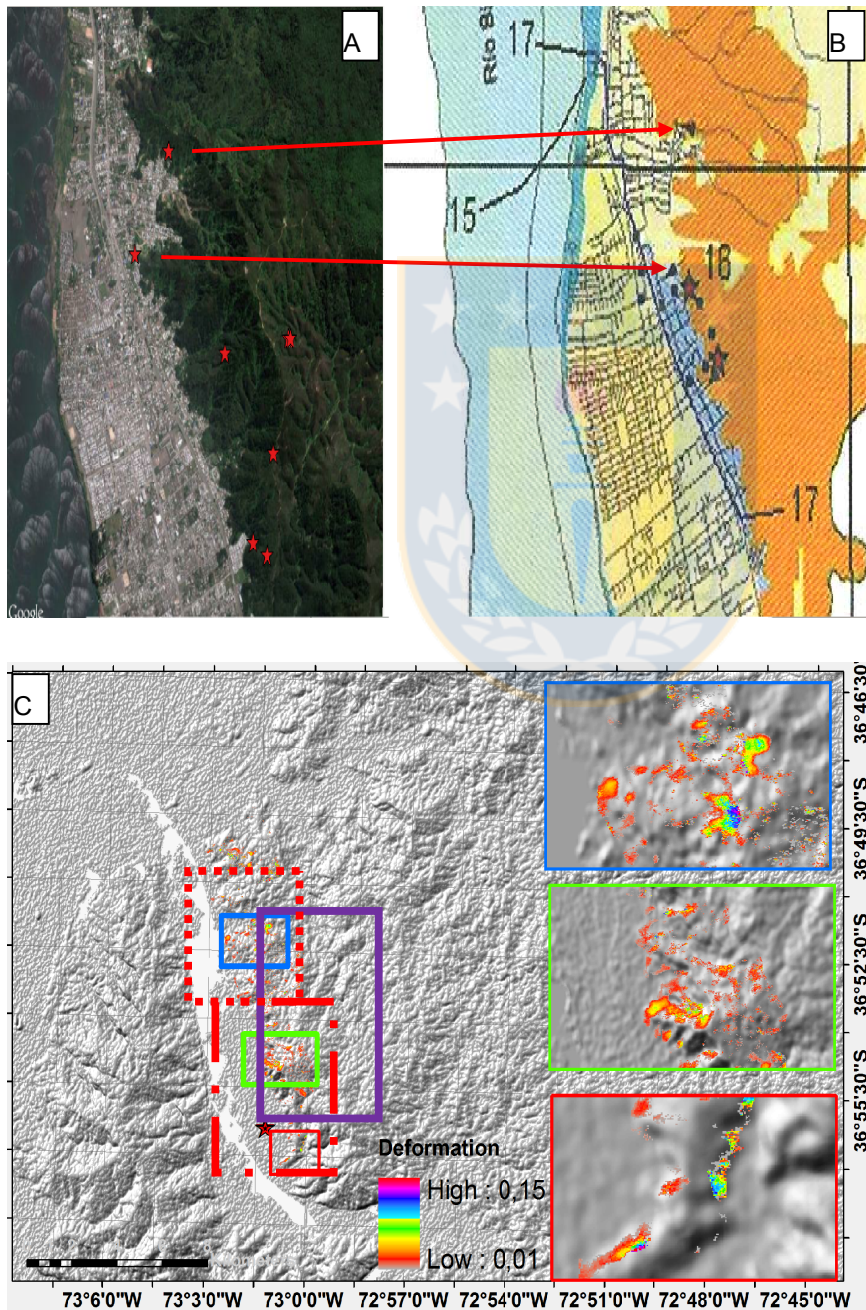
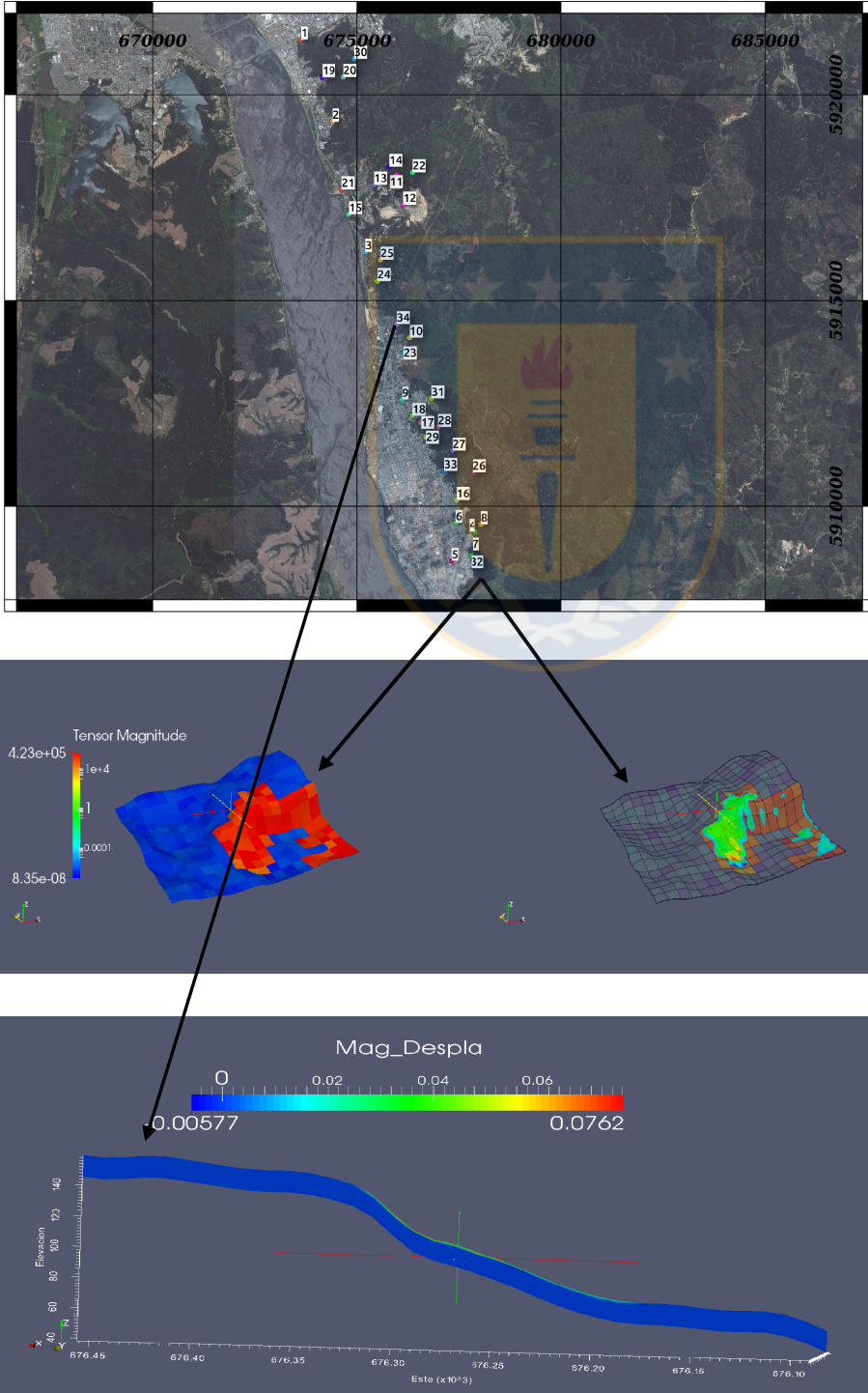


FIGURA 7.2 Esquema de ubicación de procesos de remoción en masa lentos. Fig Superior: Mapa de la zona. Fig Central: Izquierda incremento de magnitud del tensor de esfuerzos durante periodo de Junio-Agosto. Derecha: Deformación simulada. Fig Inferior: Perfil de deformación en zona identificada (73.1031°W , 36.8871°S) por InSAR, evolución temporal de FS y modelo FEM. En los resultados se observa una deformación somera. Fuente: Elaboración propia.



Por su parte, desde una mirada composicional, el incremento de esfuerzo es explicado por el efecto superficial que poseen los limos o suelo orgánico altamente hidratados [Wilson, 2002; Newell, 2014; Crouvi *et al.*, 2015], lo que es consistente con un mecanismo de desplazamiento lento, propuesto en el capítulo 4 y otros trabajos que reportan desplazamientos del orden de milímetros a centímetros por año [Matsuoka, 2001; Matsuoka *et al.*, 2005].

Los cambios espaciales de los esfuerzos, respaldan los resultados del modelo de balance de masa acoplado a un modelo de FS (sección 7.2.1). Los esfuerzos calculados soportan la idea sobre reactivaciones existentes por parte de los procesos de remoción en masa lentos, durante los meses de intensa precipitación.

Dado que se observan deformaciones e incremento de esfuerzos normales superficiales (inferiores a un metro), es posible eliminar el efecto de la zona saturada como un agente clave en estos procesos (profundidad de hasta dos metros en la zona analizada). En consecuencia, para procesos de ladera lentos, la napa freática no tiene influencia en la zona analizada.

Finalmente, a la luz de los resultados y comentarios anteriores, es posible comprender la variabilidad temporal y espacial en los esfuerzos necesarios para la generación de una remoción en masa. Estos resultados fueron obtenidos mediante simulaciones de alta resolución temporal. Sin embargo, los modelos deterministas requieren gran cantidad de información (bases de datos) y parametrizaciones, lo que torna inviable un estudio de largo plazo, debido a potenciales incertidumbres en variables no cuantificadas. Esta limitante obliga que se realice un estudio de larga data para comprender el impacto de forzantes globales sobre la zona de estudio mediante otros enfoques, como por ejemplo modelos estocásticos.

7.3 Estudios a baja resolución temporal

Considerando que la zona posee una pobre cantidad de información de tipo hidrometeorológica, la posibilidad de extender el estudio realizado entre los capítulos 2 al 4 se ve fuertemente limitada. Esto implica que se pierde la capacidad de extrapolar los resultados debido a que se compromete la calidad del estudio utilizando una mirada determinista. Sin embargo, como se ha mencionado previamente, los modelos estocásticos permiten relacionar la interacción entre variables hidro-atmosféricas en modelos de larga extensión temporal. Para poder levantar un modelo estocástico fue necesario implementar un modelo determinista con eventos hidrometeorológicos previamente caracterizados en profundidad. En ese sentido, el modelado de datos con eventos de inundaciones fue clave para delimitar la viabilidad de posibles modelos logísticos y conocer las limitaciones de sensibilidad del modelo logístico (trabajo realizado en el capítulo 5). De esta manera, el trabajo de

modelado de inundaciones permitió trazar la ruta para implementar de manera adecuada el modelo logístico asociado a inestabilidad de laderas (IdP).

Los resultados de inestabilidad de ladera, a baja resolución temporal, permiten comprender la influencia de variables regionales en la zona de estudio. El modelo mostró una gran influencia relativa de la precipitación, secundada del ENOS y finalmente, AAO, lo que es coherente con trabajos anteriores que muestran que el índice Niño34 tiene una correlación menor con eventos de lluvia sobre la región de Biobío (37.5° S) [Montecinos y Aceituno, 2003].

La precipitación tiene un alto peso en las soluciones obtenidas, lo cual es reflejado durante años con alta precipitación mensual (como el año 2006). Considerando los resultados del año 2006, se advierte que la zona experimenta una saturación del suelo a nivel superficial durante los meses de intensa precipitación [Holman-Dodds et al, 2003], provocando un efecto de carga sobre la ladera, acorde a los resultados de los modelos de evolución temporal de FS (7.2.2) y FEM (sección 7.2.3). De esta manera, se percibe una influencia del ENOS en la ocurrencia de PRM durante el periodo estudiado.

Esto sienta nuevos antecedentes al relacionar la influencia del ENOS sobre procesos de remoción en masa a mediana latitud, lo cual aporta a la relación previamente establecida con respecto a procesos de inundaciones [Fustos *et al.*, 2014] y eventos de intensa precipitación [Ortileb, 1994; Montecinos and Aceituno, 2003]. Así, existe una relación lineal entre la oscilación antártica (OA) y la ocurrencia de PRM, sin embargo, el impacto que tiene la OA es menor en comparación a los efectos que tiene el ENOS. Esto es consistente con trabajos previos que consideran el efecto del AO como fuerte a mediana y altas latitudes [Pohl *et al.*, 2010]. A pesar de lo anterior, los resultados de la AO incrementan la exactitud de las regresiones, permitiendo establecer la relación entre incidencia de PRM y variables locales y climáticas globales.

Finalmente, se establece una relación de largo plazo entre fenómenos climáticos globales con procesos de remoción en masa local. Existe una conexión de largo plazo con fenómenos climáticos globales, como el ENOS y los procesos de remoción en masa en la ladera norte del río Biobío. Así, se entiende que la zona es más susceptible a sufrir PRM durante periodos de fase ENOS positiva, debido a que las intensas precipitaciones que ocurren durante este periodo, saturan las capas de limo y arcilla, provocando deformaciones superficiales.

8 CONCLUSIONES

Debido a las características geomorfológicas de la zona, tal como una intensa meteorización, esta no es una superficie ideal para su estudio con sensores remotos únicamente. Asimismo, esta zona no ha sido medida o estudiada en detalle mediante herramientas geofísicas, por lo que se trabajó integrando estudios de deformaciones mediante técnicas satelitales con modelos acoplados, dependiendo de la cantidad de información disponible.

Resultados finales del trabajo proponen un modelo de esfuerzo diferencial. Existen incrementos en la magnitud de los esfuerzos en las laderas variables a lo largo de la estación, los cuales variaban desde 1 Pa (en zonas con nula deformación) hasta esfuerzos superiores a 1 MPa. Estos efectos de carga generan un desplazamiento de la ladera, consistente con procesos de remoción en masa de tipo lento, según lo observado en terreno. Estos resultados, a pesar de tener fuentes de incerteza, logran ser coherentes con aquellos obtenidos en los capítulos 3 y 4 del presente documento. La explicación de este fenómeno se puede resumir en una serie de pequeñas conclusiones que buscan explicar los objetivos específicos.

8.1 Modelos numéricos de alta resolución temporal

8.1.1 Conclusiones de procesos de remoción en masa mediante sensores remotos y técnicas in-situ.

Mediante una técnica interferométrica, los patrones de deformación SAR (InSAR) son concordantes con procesos lentos, los cuales son gatillados por eventos de intensa precipitación. Sin embargo, dichas deformaciones observadas no son coherentes con PRM rápidos, registrados por otros autores [Alarcón, 1995, Mardones y Vidal, 2001, Mardones y Vargas, 2005; Naranjo *et al.*, 2006]. Esto se debe a que los PRM rápidos poseen una pequeña extensión espacial, por lo que los sensores remotos poseen limitaciones al identificarlos. Los resultados de ERT evidencian la presencia de un modelo de tres capas, desde un punto de vista geotécnico. Este modelo está asociado a la presencia de limo y arcilla, las que fueron observadas in-situ. Finalmente, se cuantificó valores de deformación superficial asociadas a procesos de remoción en masa de tipo lento con valores de deformación no uniformes en el tiempo. Los valores máximos observados durante el año 2006 alcanzaron apenas 15 cm.

8.1.2 Conclusiones de susceptibilidad ante procesos de remoción en masa.

Los resultados del modelo de balance de masa confirman una variabilidad espacial de humedad y la profundidad de la zona saturada, la que es asociada a la variabilidad de las propiedades hidráulicas

de la zona de estudio. Durante los periodos de precipitación, la zona saturada tiene una respuesta del orden de horas. Se observa que existe una somerización de la zona saturada, alcanzando en algunos puntos, profundidades de 1 metro durante la época de intensas precipitaciones (junio-julio). Sin embargo, estos puntos no están dentro del rango de las zonas en las que se observó deformación producto de procesos de remoción en masa de tipo lento. Esto indica que para el año 2006, la profundidad de la napa freática no tuvo un fuerte rol en los procesos de remoción en masa lentos de la zona. De todas maneras, esta conclusión ha sido levantada considerando que no existe movimiento de agua subterránea a través de fallas, la cual puede inyectar agua al sistema.

A nivel superficial, los valores de humedad del suelo son consistentes con observaciones satelitales obtenidas a partir del sensor AMSR-E. Por otra parte, se demostró que la modelación atmosférica de mesoescala permitió ser un buen reemplazo para el caso de zonas en las que no existe información meteorológica, permitiendo eliminar la falta de información atmosférica, tales como; temperatura, presión, humedad o precipitación, como en otros casos presentados.

Finalmente, la zona que presenta mayor susceptibilidad ante potenciales procesos de remoción en masa queda establecida en los sectores B sur y B norte. Se observó que la zona con alta potencialidad a desplazarse no abarca grandes superficies, lo cual es consistente con observaciones en terreno que muestran evidencia de eventos lentos en las áreas identificadas por la presente metodología. De esta forma, se puede establecer zonas de susceptibilidad, reemplazando la necesidad de extensa información in-situ, y abaratando los costos para estudios futuros.

8.1.3 Variabilidad temporal de la distribución espacial en los esfuerzos

Los resultados del modelo de balance de masa revelan que existe una distribución heterogénea de FS a lo largo de la ladera. Desde el punto de vista geotécnico, el incremento de la humedad del suelo, debido a la precipitación y el incremento de la zona saturada, generan una reducción en los esfuerzos resistivos por un aumento en la presión de poros. Sin embargo, se observaron procesos de deformación superficiales.

Los procesos de remoción en masa de tipo lento son gatillados por el impacto de factores superficiales y ambientales, tales como; la precipitación y el aumento de masa a nivel superficial, por lo cual es consistente con la teoría. De esta manera, es posible postular que las zonas donde existe una fuerte somerización de la napa freática, se encuentran fuera de la zona de laderas. No obstante, utilizando una inversión 3D de la zona, los resultados concluyen que el modelo FEM permite estimar las zonas afectadas por procesos de remoción en masa de tipo lento asociado de presencia de agua y los correspondientes incrementos de esfuerzos involucrados.

8.2 Modelos numéricos de baja resolución temporal

Mediante la validación de la técnica en la zona utilizando eventos hidrometeorológicos bien conocidos en ZLNB (inundaciones). Se establece una relación de largo plazo entre fenómenos climáticos globales con procesos de remoción en masa local. Existe una relación de largo plazo con fenómenos climáticos globales, como el ENOS y los procesos de remoción en masa en la ladera norte del río Biobío. Así, se puede señalar que la zona es más susceptible a sufrir PRM durante periodos de fase ENOS positiva, debido a que las intensas precipitaciones que ocurren durante este periodo saturan las capas de limo y arcilla, provocando deformaciones superficiales.

Se observó una mayor influencia del ENOS por sobre la AO. A pesar que existen trabajos anteriores que evidencian una baja relación del ENOS con eventos de lluvia sobre la región de Biobío (37.5° S) [Montecinos y Aceituno, 2003], se puede relacionar con PRM en la zona de estudio. Esto sienta nuevos antecedentes al vincular la influencia del ENOS sobre procesos de remoción en masa a mediana latitud, lo cual aporta a la conexión previamente establecida con respecto a procesos de inundaciones [Fustos *et al.*, 2014] y eventos de intensa precipitación [Ortileb, 1994; Montecinos and Aceituno, 2003].

8.3 Comentarios finales

Durante la presente investigación se implementaron metodologías no desarrolladas en el área de la geología en el sur de Chile para estudio de procesos de remoción en masa. La estrategia de trabajo estuvo basada en asimilación e integración de datos derivados de sensores remotos en modelos numéricos de balance de masa y deformación. El desarrollo no estuvo basado sólo en el establecimiento y comprensión de zonas con procesos de remoción en masa registrados, sino que también en zonas susceptibles a sufrirlas.

Con el fin de establecer un análisis robusto, se implementaron varias estrategias entre modelos de balance de masa, acoplación (coupling) de modelos atmosféricos e hidrológicos, sensores remotos y mediciones de la geometría de la ladera in-situ, mediante técnicas de resistividad eléctrica del suelo.

Resultados finales revelan que la profundidad de la napa freática no interviene en los procesos de remoción en masa observados. Sin embargo, quedan otros tipos de procesos de remoción en masa sin explicar en el presente trabajo, como el flujo de lodo que destruyó viviendas en la zona de estudio durante el periodo de análisis. De la misma manera, no se puede eliminar esta variable en la zonificación de susceptibilidad de inestabilidad de pendiente. Esto se debe a que el incremento de la presión poral puede desencadenar la generación de procesos de remoción en masa de mayor

profundidad o flujos de lodo que el modelo FEM no es capaz de replicar, debido a su formulación matemática y resolución espacial. Asimismo, los resultados no consideran la influencia de fallas locales pre-establecidas, por lo que no es posible integrarlas.

Esta investigación contribuye al conocimiento de agentes transformadores del relieve en la ladera norte del Río Biobío, específicamente, la forma en que operan los esfuerzos en la ladera y cómo interactúan con desplazamientos.

Al finalizar este estudio, se introdujo un nuevo factor de riesgo en la zona, identificando y eliminando el potencial impacto hidrogeológico que tenía la napa freática. Sin embargo, se requiere mayor investigación en esta área para concebir la activación de los movimientos lentos y cómo se relacionan con el grado de meteorización y almacenamiento de la humedad acumulada en el limo y arcillas de la ladera.

8.4 Perspectivas a futuro

Al concluir la investigación se comprende que existen nuevos antecedentes sobre un nuevo tipo de proceso de remoción en masa identificada en la ladera norte del río Biobío. Sin embargo, los resultados mostrados son el fruto de una integración de datos in-situ y remotos, con técnicas convencionales del área de la ingeniería matemática y la geofísica. Debido al periodo estudiado (año 2006), no es claro si el incremento de esfuerzo en cada ladera estudiada corresponde al máximo o un valor umbral. Dicho eso, se hace evidente que ésta es una primera aproximación, por lo que se requiere mayor investigación en esta zona para comprender la activación de los movimientos lentos. Se sugiere desarrollar un estudio de largo plazo, considerando la disponibilidad de datos con mayor cobertura satelital, tales como antecedentes ASAR del sensor ENVISAT o PALSAR, recientemente liberados. A su vez, es preciso conocer, a mejor resolución espacial, la variabilidad del almacenamiento de la humedad acumulada en el limo y arcillas de la ladera, para poder comprender a fondo los procesos de incrementos de esfuerzos superficiales que la ladera experimenta en los meses posteriores a los periodos de intensa precipitación.

Por otra parte, durante esta investigación se propuso una técnica de acoplación tierra-atmósfera, a través de un modelo de balance de masa y datos atmosféricos globales mediante un modelo atmosférico de mesoescala. Esta técnica permitirá realizar monitoreo en tiempo casi real, utilizando productos satelitales, como la futura misión SWOT o SMAP, para corregir o asimilar sus datos en este modelo, permitiendo eliminar la necesidad de modelar numéricamente la humedad del suelo. Esto beneficiará a países no desarrollados, donde usualmente no existen recursos para

monitorear laderas que pueden sufrir procesos de remoción en masa a corto plazo, exponiendo a la población, especialmente, considerando futuros escenarios de cambio climático.

Para finalizar, cabe señalar que estos resultados establecen las bases para el desarrollo de herramientas geocientíficas, las cuales permiten comprender cualitativamente la dinámica de la ladera desde un punto de vista hidrogeológico, geotécnico y geológico. Los resultados de estas técnicas, una vez depuradas, permitirán ser escaladas a la comprensión de las laderas de la zona centro sur del país, entregando a las autoridades nuevas herramientas de información para la toma de decisiones o la gestión territorial.



9 REFERENCIAS

- [Acuña, 2004] Acuña, A. G. (2004). Susceptibilidad de los suelos de la Comuna de Concepción a la licuación. Tesis de pregrado. Universidad del Bio Bio, Concepción. Universidad del Bio Bio, Concepción. Universidad del Biobio. Tesis de grado para optar al Título de ingeniero Civil.
- [Adhikari *et al.*, 2010] Adhikari P., Hong Y., Douglas K.R., Kirschbaum D.B., Gourley J., Adler R. & Robert Brakenridge G. A digitized global flood inventory (1998–2008): compilation and preliminary results. *Nat Hazards* 2010, 55, (2), 405–422. doi: 10.1007/s11069-010-9537-2.
- [Ahmed *et al.*, 2011] Ahmed, R., Siqueira, P., Hensley, S., Chapman, B., & Bergen, K. (2011). A survey of temporal decorrelation from spaceborne L-Band repeat-pass InSAR. *Remote Sensing of Environment*, 115(11), 2887–2896. doi:10.1016/j.rse.2010.03.017
- [Aires *et al.*, 2014] Aires, F., Papa, F., Prigent, C., Crétaux, J.-F., & Berge-Nguyen, M. (2014). Characterization and Space–Time Downscaling of the Inundation Extent over the Inner Niger Delta Using GIEMS and MODIS Data. *Journal of Hydrometeorology*, 15, 171–192. doi:10.1175/JHM-D-13-032.1
- [Al-Shayea, 2001] Al-Shayea, N. A. 2001. The combined effect of clay and moisture content on the behaviour of remoulded unsaturated soils. *Engineering Geology* 62 (2002) 319-342
- [Alarcón , 1995] Alarcón, F., 1995. Los riesgos naturales en el área metropolitana de Concepción a través de la información del Diario El Sur, 1960-1990. Concepción: Memoria para optar al título de Profesor de Historia y Geografía, Departamento de Historia, Universidad de Concepción
- [Aldunce and González, 2009] Aldunce P. & González M., 2009. Desastres asociados al Clima, en la agricultura y medioambiente. Conama, Gobierno de Chile. ISBN: 978-956-19-0611-2, 117 p.
- [Ali *et al.*, 2014] Ali, M., Mohd, Y., Wulandary, H. F., & Musta, B. (2014). Effect of Moisture on the Strength of Soil from Crocker Formation in Tamparuli, Sabah, Malaysia. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 19, 9643–9652.
- [Aliste *et al.*, 2012] Aliste, E., Almendras, A. y Contreras, M., 2012. La dinámica del territorio en la conurbación Concepción-Talcahuano: huellas urbanas para una interpretación de las transformaciones ambientales durante la segunda mitad del siglo XX. *Rev. geogr. Norte Gd.* n. 52, pp. 5-18.

- [Alok *et al.*, 2008] Alok K. Sahoo, Paul R. Houser, Craig Ferguson, Eric F. Wood, Paul A. Dirmeyer, Menas Kafatos, 2008. Evaluation of AMSR-E soil moisture results using the in-situ data over the Little River Experimental Watershed, Georgia, *Remote Sensing of Environment*, Volume 112, Issue 6, 16 June 2008, Pages 3142-3152, ISSN 0034-4257, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2008.03.007>.
- [Amore *et al.*, 1992] Amore, C.; Mardones, M.; Montanari L. 1992. Considerazioni sui depositi di Arenas negras nel bacino idrografico del fiume Biobío (Cile Centrale). *Asociación Gioenia Ciencias Naturales, Boletín*, Vol. 25, No. 339, p. 29-39. Italia.
- [Anders *et al.*, 2009] Anders, N. S., Seijmonsbergen, A. C., and Bouten, W.: Multi-scale and object-oriented image analysis of high-resolution LiDAR data for geomorphological mapping in Alpine mountains, in: *Geomorphometry*, Zurich, Switzerland, 2009.
- [Angeli *et al.*, 1988] Angeli, M.G., Gasparetto, P., Silvano, S., Tonetti, G., 1988. An automatic recording system to detect the critical stability of slopes. *Proc. 5th Int. Symposium on Landslides*, Lausanne, Vol. 1. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 375-378.
- [Angeli *et al.*, 2000] Angeli, M.-G., Pasuto, A., & Silvano, S. (2000). A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 55(3), 133–147. doi:10.1016/S0013-7952(99)00122-2
- [Antoine *et al.*, 1995] Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T., 1995. Geological and geotechnical properties of the “Terres Noires” in south-eastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Eng. Geol.* 40, 223–234.
- [Antúnez & Felmer, 2009] Antúnez B., A., & Felmer E., S. (2009). *Boletín del Nudo de Riego en el Secano, Región de O'Higgins*. Litueche, Chile (p. 120).
- [Ardizzone, 2007] Ardizzone F, Cardinali M, Galli M, Guzzetti F, Reichenbach P, 2007. Identification and mapping of recent rainfall-induced landslides using elevation data collected by airborne Lidar. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 7:637–650.
- [Arenas *et al.*, 2010] Arenas A., M., Fernández H., J., Marín D., M., Sepúlveda, S., 2010. Efectos geológicos del sismo del 27 de Febrero de 2010: Estado de deslizamiento activo cerro Divisadero San José de Maipo, región Metropolitana [INF-RM-01]. SERNAGEOMIN: 2 h., Santiago.

- [Arias *et al.* 2012] Arias, D. E., Echeverri, O., & Hoyos, F., 2012. Relaciones geoelectricas en la exploracion geotecnica the geoelectrical relations on the geotechnical exploration. Boletin de Ciencias de La Tierra, 31(1), 39–50
- [Armitage and Colton, 1998] Armitage, P., and T. Colton, 1998. Joseph Berkson 1899–1982. Encyclopedia of Biostatistics, volume I, 290–300. New York: Wiley.
- [Asrar, 1989] Asrar, G., 1989. Theory and Applications of Optical Remote Sensing. Wiley Eds., 752 pags.
- [Astudillo *et al.*, 2010] Astudillo H.F., Borotto F.A. & Abarca-del-Rio R. Embedding reconstruction methodology for short time series – application to large El Niño events, Nonlin. Processes Geophys. 2010, 17, 753–764. <http://dx.doi.org/10.5194/npg-17-753-2010>.
- [Baldo *et al.*, 2009] Marco Baldo, Claudio Bicocchi, Ugo Chiocchini, Daniele Giordan, Giorgio Lollino, LIDAR monitoring of mass wasting processes: The Radicofani landslide, Province of Siena, Central Italy, Geomorphology, Volume 105, Issues 3–4, 15 April 2009, Pages 193-201, ISSN 0169-555X, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.015>.
- [Barrera, 2011] BARRERA, C. D. (2011). Caracterización de suelos en las localidades de Arauco, Colcura, San Pedro de la Paz y Concepción, mediante prospección eléctrica. Tesis para optar a Geofísico. Universidad de Concepción, Chile.
- [Barrett *et al.*, 2009] Barrett, B., R. Garreaud, and M. Falvey, 2009: Effect of the Andes cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. Monthly Weather Review, 137, 3092-3109.
- [Barrientos, 2015] Barrientos, J., 2015. Estudio experimental gravimétrico a escala reducida, para observar el efecto en la gravedad debido a una depresión geográfica. Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico de la Universidad de Concepción (Inédito).
- [Bartalis *et al.*, 2007] Bartalis, Z. *et al.*, 2007. Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT). Geophysical Research Letters, 34(20), p. L20401. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2007GL031088>
- [Berardino *et al.*, 2003] Berardino, P., Costantini, M., Franceschetti, G., Iodice, A., Petran- era, L., and Rizzo, V.: Use of differential SAR interferometry in monitoring and modelling large slope instability at Maratea (Basilicata, Italy), Eng. Geol., 6, 31–51, 2003.
- [Berkson, 1944] Berkson, J., 1944. Application of the logistic function to bio-assay. Journal of the American Statistical Association 39, 357–365.

- [Bermedo, 2004] Bermedo, E. G. (2004). Estudio del nivel freático en las Comunas de Concepción, Chiguayante y San Pedro de la Paz. Tesis de pregrado. Universidad del Bio Bio, Concepción. Universidad del Biobio. Tesis de grado para optar al Título de ingeniero Civil.
- [Beydoun et al, 2006] Beydoun, M., Guldmann, J.M., 2006. Vehicle characteristics and emissions: Logit and regression analyses of I/M data from Massachusetts, Maryland, and Illinois, Transportation Research Part D: Transport and Environment, Volume 11, Issue 1. Pages 59-76, ISSN 1361-9209, 10.1016/j.trd.2005.09.003.
- [Bindlish *et al.*, 2006] Rajat Bindlish, Thomas J. Jackson, Albin J. Gasiewski, Marian Klein, Eni G. Njoku, Soil moisture mapping and AMSR-E validation using the PSR in SMEX02, Remote Sensing of Environment, Volume 103, Issue 2, 30 July 2006, Pages 127-139, ISSN 0034-4257, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.02.003>.
- [Bioucas-Dias and Plaza, 2013] Bioucas-Dias, J.M. & Plaza A. Semisupervised hyperspectral image classification using soft sparse multinomial logistic regression. IEEE Geosci Remote Sens Lett 2013, 10, (2), 318–322. doi: 10.1109/LGRS.2012.2205216.
- [Bishop, 1955] A.W. Bishop. The use of slip circle in the stability analysis of slopes. Geotechnique, 5 (1955), pp. 7–17
- [Blanco y Creixell, 2010] Blanco, N.; Creixell, C. 2010. Efectos Geológicos del Sismo del 27 de Febrero de 2010: Observaciones de daños y evaluación de riesgos geológicos en la Comuna de Coronel. INF-BIOBIO-26. Servicio Nacional de Geología y Minería. Inédito. 10 p.
- [Blazkova and Beven, 2004] Blazkova S. & Beven K. Flood frequency estimation by continuous simulation of subcatchment rainfalls and discharges with the aim of improving dam safety assessment in a large basin in the Czech Republic. J Hydrol 2004, 292, (1/4), 153–172.
- [Bliss, 1934] Bliss C.I. The method of probits. Science 1934, 79, 409–410.
- [Boyer et al, 2005] Boyer, C., Chaumont, D., Chartier, I., Roy, A.G., 2010. Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries. Journal of Hydrology, Volume 384, Issues 1-2, Pages 65-83.
- [Boyer *et al.*, 2010] Boyer C., Chaumont D., Chartier I. & Roy A.G. Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries. J Hydrol 2010, 384, 1–2, 65–83.
- [Bracken and Kirkby, 2005] Bracken (née Bull), L. J., & Kirkby, M. J., 2005. Differences in hillslope runoff and sediment transport rates within two semi-arid catchments in southeast Spain. Geomorphology, 68(3-4), 183–200.

- [Bravo and Garreaud, 2011] Bravo, C. y R. Garreaud, 2011: El régimen nival en cuencas andinas de Chile central. Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sudoriental. 5-7 Octubre 2011, La Serena, Chile.
- [Breuer *et al.*, 2013] Breuer, S., Kilian, R., Baeza, O., Lamy, F., & Arz, H. (2013). Holocene denudation rates from the superhumid southernmost Chilean Patagonian Andes (53° S) deduced from lake sediment budgets. *Geomorphology*, 187, 135-152. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.009>
- [Brocca *et al.*, 2010] L. Brocca, F. Melone, T. Moramarco, W. Wagner, S. Hasenauer, 2010. ASCAT soil wetness index validation through in situ and modeled soil moisture data in central Italy, *Remote Sensing of Environment*, Volume 114, Issue 11, 15 November 2010, Pages 2745-2755, ISSN 0034-4257, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.06.009>.
- [Brocca *et al.*, 2011] Brocca, L., Hasenauer, S., Lacava, T., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., ... Bittelli, M. (2011). Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe. *Remote Sensing of Environment*, 115 (12), 3390–3408. doi:10.1016/j.rse.2011.08.003
- [Bronnimann, 2011] Bronnimann, C. S. (2011). Effect of Groundwater on Landslide Triggering. Ecole polytechnique federale de Lausanne.
- [Brooks & Corey, 1964] Brooks, R.H., and A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No. 3, Colorado State Univ., Ft. Collins, CO.
- [Burton *et al.*, 1998] Burton, J. and Bathurst, A., 1998. Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. *Environmental Geology*, 35(August), 89-99.
- [Börgel, 1983] Börgel, R. 1983. Geomorfología. En Geografía de Chile. Tomo II. Instituto Geográfico Militar, 182 p. Santiago.
- [Börger, 2010] Börger C. Complexity of Monte Carlo and deterministic dose-calculation methods. *Phys Med Biol* 1998, 43, (3), 517–528.
- [CIMM, 2004] Centro De Investigación Minero Metalúrgico (CIMM) (2004). Diagnóstico Geo Ambiental de Concepción y Talcahuano.
- [CIREN, 1992] Centro de Investigación de Recursos Naturales: Corporación de Fomento de la Producción. (CIREN-CHILE), 1992. Descripciones del suelo y símbolos. Centro de Investigación de Recursos Naturales-Corporación de Fomento de la Producción, 214 p.

- [CRED, 2002] CRED (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters), 2002. Summary of the World Water Development report. The OFDA/CRED International Disaster Database. Brussels, Université Catholique de Louvain.
- [Cafforio *et al.*, 1989] C. Cafforio, C. Prati, F. Rocca, Synthetic aperture radar focusing with polyphase filters, *Signal Processing*, Volume 18, Issue 4, December 1989, Pages 397-411, ISSN 0165-1684, [http://dx.doi.org/10.1016/0165-1684\(89\)90082-0](http://dx.doi.org/10.1016/0165-1684(89)90082-0).
- [Calcaterra *et al.*, 2012] Calcaterra, S., Cesi, C., Di Maio, C., Gambino, P., Merli, K., Vallario, M., Vassallo, R., 2012. Surface displacements of two landslides evaluated by GPS and inclinometer systems: a case study in Southern Apennines, Italy. *Natural Hazards* 61, 257–266
- [Calvello *et al.*, 2014] Calvello Michele, d'Orsi Ricardo Neiva, Piciullo Luca, Paes Nelson, Magalhaes Marcelo, Lacerda Willy Alvarenga, The Rio de Janeiro early warning system for rainfall-induced landslides: Analysis of performance for the years 2010–2013, *International Journal of Disaster Risk Reduction*. ISSN 2212-4209, <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijdr.2014.10.005>.
- [Campbell, 1974] Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* 117:311–314
- [Campbell, 2002] Campbell, James B.: *Introduction to Remote Sensing*, Taylor & Francis, 4th edition, 2002.
- [Canaslan and Ustun, 2012] CANASLAN, F., & USTUN, A., 2012. Impact of Perpendicular and Temporal Baseline Characteristics on InSAR Coherence Maps. In *FIG Working Week 2012* (pp. 6–10).
- [Capitani *et al.*, 2013] Capitani, M., Ribolini, A., & Federici, P. R. (2013). Influence of deep-seated gravitational slope deformations on landslide distributions: A statistical approach. *Geomorphology*, 201, 127–134. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.06.014>
- [Carolin *et al.*, 2016] Stacy A. Carolin, Kim M. Cobb, Jean Lynch-Stieglitz, Jessica W. Moerman, Judson W. Partin, Syria Lejau, Jenny Malang, Brian Clark, Andrew A. Tuen, Jess F. Adkins. (2016) Northern Borneo stalagmite records reveal West Pacific hydroclimate across MIS 5 and 6. *Earth and Planetary Science Letters* 439, 182-193.
- [Carrara *et al.*, 1978] Carrara, A., Catalano, E., Sorriso, M., Reali, C., Osso, I., 1978. Digital terrain analysis for land evaluation. *Geologia applicata e Idrogeologia*, Vol. 13, pp. 69-127.

- [Carrara, 2003] Carrara, P. E. (2003). Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA, 59, 25–35.
- [Carrie and Jacobs, 2011] Carrie Vuyovich, Jennifer M. Jacobs, 2011. Snowpack and runoff generation using AMSR-E passive microwave observations in the Upper Helmand Watershed, Afghanistan, *Remote Sensing of Environment*, Volume 115, Issue 12, 15 December 2011, Pages 3313-3321, ISSN 0034-4257, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2011.07.014>.
- [Carter *et al.*, 2001] Carter W, Shrestha R, Tuell D, Bloomquist D, Sartori M, 2001. Airborne laser swath mapping shines new light on earth's topography. *Eos, Trans, Am GeophysUnion* 82(46):549, 550, 555.
- [Cartes, 2004] CARTES, G. S., 2004. Metodología de Zonificación y Estratificación de Suelos aplicado a las Comunas de San Pedro de la Paz y Chiguayante. UNIVERSIDAD DEL BIO-BIO.
- [Carvalho *et al.*, 2005] Carvalho, L. M. V, Jones, C., & Ambrizzi, T. (2005). Opposite phases of the Antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *Journal of Climate*, 18(5), 702–718. <http://doi.org/10.1175/JCLI-3284.1>
- [Cascini *et al.*, 2014] Cascini L, Cuomo S, Pastor M, Sorbino G, Piciullo L. SPH run-out modelling of channelized landslides of the flow type. *Geomorphology* 2014, DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.02.031. pp. 12.
- [Cascini *et al.*, 2015] Cascini, L., Mariantonietta, C., Silvio, D. N., & Giovanni, G. (2015). A new-old approach for shallow landslide analysis and susceptibility zoning in fine-grained weathered soils of southern Italy. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2015.04.017
- [Chabert *et al.*, 2010] Chabert M., Tourneret J.-Y., Poulain V. & Inglada J. Logistic regression for detecting changes between databases and remote sensing images. 2010 IEEE Int Geosci Remote Sens Symp 2010, 1, 3198–3201. doi: 10.1109/IGARSS.2010.5649669.
- [Chang *et al.*, 2008] Chang, K. T., Chiang, S. H., & Lei, F. (2008). Analysing the relationship between typhoon-triggered landslides and critical rainfall conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2003), 1261-1271. doi:10.1002/esp.1611
- [Channan *et al.*, 2014] Channan, S., K. Collins, and W. R. Emanuel. 2014. Global mosaics of the standard MODIS land cover type data. University of Maryland and the Pacific Northwest National Laboratory, College Park, Maryland, USA.

- [Chau et al, 2004] Chau, K. T., Sze, Y. L., Fung, M. K., Wong, W. Y., Fong, E. L., & Chan, L. C. P., 2004. Landslide hazard analysis for Hong Kong using landslide inventory and GIS. *Computers & Geosciences*, 30(4), 429-443. doi:10.1016/j.cageo.2003.08.013
- [Chauhan *et al.*, 2010] Chauhan, S., Sharma, M. & Arora, M.K., 2010. Landslide susceptibility zonation of the Chamoli region, Garhwal Himalayas, using logistic regression model. *Landslides*, 7(4), pp.411–423. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s10346-010-0202-3> [Accessed September 13, 2014].
- [Chen & Lee, 2003] Chen, H. & Lee, C.F., 2003. A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes. *Geomorphology*, 51(4), pp.269–288.
- [Chen *et al.*, 2014] Chen, Q., Cheng, H., Yang, Y., Liu, G., & Liu, L. (2014). Quantification of mass wasting volume associated with the giant landslide Daguangbao induced by the 2008 Wenchuan earthquake from persistent scatterer InSAR. *Remote Sensing of Environment*, 152, 125–135. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2014.06.002>
- [Chester and Logan, 1986] Chester, F.M., Logan, J. M., 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault Zone, California. *Pure Appl. Geophys.* 124, 79–106
- [Chiang & Chang, 2011] Chiang, S. H., & Chang, K. T. (2011). The potential impact of climate change on typhoon-triggered landslides in Taiwan, 2010-2099. *Geomorphology*, 133(3-4), 143–151. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.12.028>
- [Chigira, 2001] Chigira, M., 2001. Micro-sheeting of granite and its relationship with landslide specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan. *Engineering Geology* 59, 219–231.
- [Choi and Hur, 2012] Minha Choi, Yoomi Hur, A microwave-optical/infrared disaggregation for improving spatial representation of soil moisture using AMSR-E and MODIS products, *Remote Sensing of Environment*, Volume 124, September 2012, Pages 259-269, ISSN 0034-4257, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.009>.
- [Chuvieco, 1996] CHUVIECO, E. (1996): *Fundamentos de Teledetección Espacial - 3 Edición revisada* REF.REVISTA/LIBRO: Madrid, Rialp, 568 pags. 1996. ISBN 84-321-3127-X.
- [Ciabatta *et al.*, 2016] Luca Ciabatta, Luca Brocca, Christian Massari, Tommaso Moramarco, Simone Gabellani, Silvia Puca, Wolfgang Wagner. (2016) Rainfall-runoff modelling by using

SM2RAIN-derived and state-of-the-art satellite rainfall products over Italy. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 48, 163-173.

[Colbun, 2008] Colbun, 2008. Estudio de geología, geomorfología y sus riesgos: Línea de alta tensión Coronel-Charrua 2X220 KV. Declaración de Impacto ambiental presentado al servicio de evaluación ambiental (inedito).

[Compton & Best, 2011] Compton, E. and Best, M., 2011. Impact of spatial and temporal resolution on modelled terrestrial hydrological cycle components (p. 19). WATCH Technical Report Number 44.

[Conner and Olsen, 2014] Conner, J. C., & Olsen, M. J. (2014). Automated quantification of distributed landslide movement using circular tree trunks extracted from terrestrial laser scan data. *Computers & Geosciences*, 67, 31–39. doi:10.1016/j.cageo.2014.02.007

[Constanzo, 2010] Constanzo, H. 2010. Informe técnico de socavamiento de suelo, observaciones de daños y evaluación de riesgos geológicos en la Comuna de Coronel. INF-BIOBIO-50. Servicio Nacional de Geología y Minería. Inédito. 7 p.

[Conte *et al.*, 2013] Conte, E., Donato, A., & Troncone, A. (2013). A finite element approach for the analysis of active slow-moving landslides. *Landslides*, 11(4), 723–731. doi:10.1007/s10346-013-0446-9

[Cooke y Doornkamp, 1990] Cooke y Doornkamp, 1990. *Geomorphology in environmental management*. Oxford University Press, UK

[Corominas *et al.*, 2000] Corominas, J.; Moya, J.; Lloret, A.; Gili, J.A.; Angeli, M.G.; Pasuto, A. and Silvano, S., 2000. Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Engineering Geology* 55, pp. 149-166

[Corominas, Moya, & Hürlimann, 2002] Corominas, J., Moya, J. & Hürlimann, M., 2002. Landslide rainfall triggers in the Spanish eastern Pyrenees. In 4th EGS Plinius Conference held. Mallorca, Spain, p. 4.

[Corsini *et al.*, 2009] Corsini, A., Cervi, F., Daehne, A., Ronchetti, F., 2009. Coupling geomorphic field observation and LIDAR derivatives to map complex landslides. In: Malet JP, Remaître A, Bogaard T (eds). *Landslides processes from geomorphologic mapping to dynamic modeling*. Proceedings of the landslide processes conference, 6–7 February 2009, Strasbourg.

- [Cortés *et al.*, 1990] Cortes, A., C. Chamorro. & A. Vega. 1990. Cambios en el suelo por la implantación de praderas, coníferas y eucaliptos en un área aledaña al Embalse del Neusa (Páramo de Guerrero). Investigaciones Subdirección Agrológica IGAC: 101-114.
- [Coumou and Rahmstorf, 2012] Coumou D. & Rahmstorf S.A decade of weather extremes.Nat Clim Change 2012, 2, 491–4962.doi: 10.1038/nclimate1452.
- [Crouvi *et al.*, 2015] Crouvi, O., Polyakov, V. O., Pelletier, J. D., & Rasmussen, C. (2015).Decadal-scale soil redistribution along hillslopes in the Mojave Desert. Earth Surface Dynamics, 3(2), 251–264. <http://doi.org/10.5194/esurf-3-251-2015>
- [Crosta *et al.*, 2013] G.B. Crosta, P. Frattini, F. Agliardi, Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps, Tectonophysics, Volume 605, 11 October 2013, Pages 13-33, ISSN 0040-1951, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.028>.
- [Cruden & Varnes, 1996] Cruden, D.M. & Varnes, D.J., 1996. Landslide Types and Processes. Chapter 3 in Landslides-Investigation and Mitigation, Ed AK Turner and RL Schuster, Transportation Research Board Special Report 247, National Research Council, USA, pp 36–75.
- [Crétaux *et al.*, 2011] J. F. Crétaux, W. Jelinski, S. Calmant, A. Kouraev, V. Vuglinski, M. Bergé-Nguyen, M.-C. Gennero, F. Nino, R. Abarca Del Rio, A. Cazenave, P. Maisongrande, SOLS: A lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data, Advances in Space Research, Volume 47, Issue 9, 3 May 2011, Pages 1497-1507, ISSN 0273-1177, <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2011.01.004>.
- [Cuevas, 2012] Cuevas, M., 2012. Análisis de susceptibilidad de remocion en masa en la localidad de cocholgüe, comuna de tomé, región del Biobío - Chile. 164 páginas, Tesis para optar al Título de Geógrafa. Universidad de Concepción.
- [Czuchlewski *et al.*, 2003] Czuchlewski, K. R., J. K. Weissel, and Y. Kim (2003), Polarimetric synthetic aperture radar study of the Tsaoling landslide generated by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan, J. Geophys. Res., 108, 6006, doi:10.1029/2003JF000037, F1.
- [Dadhwal *et al.*, 2010] Dadhwal, V.K., Aggrawal, S.P., Mishra N., 2010. Hydrological simulation of Mahanadi river basinand impact of land use/land cover change on surface runoff using a macro scale hydrological model. In: Wagner, W., Szekely, B. (Eds.), Proceedings of ISPRS TC VII Symposium-100 years ISPRS, Vienna, Austria, July 5–7, ISPRS, XXXVII I(7B), pp. 165–170

- [Danklmayer & Chandra, 2009] Danklmayer, A., & Chandra, M., 2009. Precipitation Induced Signatures in SAR Images, DRL library. 3rd European Conference on Antennas and Propagation, Berlin, 2009, pp. 3433-3437.
- [Deangeli y Grasso, 1996] Deangeli, C. y Grasso, P., 1996. The evolutive mechanism of debris flows: Analysis and protection works. A.K. Senneset (Ed): Landslides. Vol. 2, 1183-1187. Balkema. Rotterdam.
- [Delacourt *et al.*, 2009] Delacourt, C., Raucoules, D., Le Mouélic, S., Carnec, C., Feurer, D., Allemand, P., & Cruchet, M. (2009). Observation of a Large Landslide on La Reunion Island Using Differential Sar Interferometry (JERS and Radarsat) and Correlation of Optical (Spot5 and Aerial) Images. *Sensors (Basel, Switzerland)*, 9(1), 616–30. doi:10.3390/s90100616
- [DeMets *et al.*, 1994] DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
- [Demmel *et al.*, 1999] James W. Demmel, Stanley C. Eisenstat, John R. Gilbert, Xiaoye S. Li, and Joseph W. H. Liu. A supernodal approach to sparse partial pivoting. *SIAM J. Matrix Anal. Appl.*, 20(3):720–755, 1999. (<http://crd.lbl.gov/~xiaoye/SuperLU>).
- [Devynck, 1970] Devynck, J. 1970. Contribución al estudio de la circulación atmosférica en Chile y el clima de la región del Biobío. Universidad de Concepción.
- [Di Maio *et al.*, 2013a] Di Maio, C., Vassallo, R., Vallario, M., Calcaterra, S., Gambino, P., 2013. Surface and deep displacements evaluated by GPS and inclinometers in a clayey slope. *Landslide Science and Practice: Proceedings of the II World Landslide Forum, Rome 2011*, 2, pp. 265–271.
- [Di Maio *et al.*, 2013b] Di Maio, C., Vassallo, R., & Vallario, M. (2013). Plastic and viscous shear displacements of a deep and very slow landslide in stiff clay formation. *Engineering Geology*, 162, 53–66. <http://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.05.003>
- [Dietrich *et al.*, 1993] Dietrich, W.E., C.J. Wilson, D.R. Montgomery, and J. McKean, 1993. Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model, *Journal of Geology*, 101, 259-278.
- [Dirección General de Aguas, 1995] Dirección General de Aguas. Gestión de los recursos hídricos corporación de cuenca del río Biobío, Vol. 2. Santiago de Chile: Departamento de Estudios y Planificación, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile, 1995. 163 p.

- [Donoso, 2011] Donoso, C., 2011. Caracterización de suelos en las localidades de Arauco, Colcura, San Pedro de la paz y Concepción, mediante prospección eléctrica. Tesis para optar al título de Geofísico de la Universidad de Concepción (Inédito).
- [Dokken *et al.*, 2002] Dokken, S. T., Winsor, P., Markus, T., Askne, J., & Björk, G. (2002). ERS SAR characterization of coastal polynyas in the Arctic and comparison with SSM/I and numerical model investigations. *Remote Sensing of Environment*, 80, 321–335. doi:10.1016/S0034-4257(01)00313-3
- [Doten and Lettenmaier, 2004] Doten, C., & Lettenmaier, D., 2004. Prediction of Sediment erosion and transport with the Distributed hydrology-soil-vegetation model (p. 70). Seattle, Washington.
- [Drahor *et al.*, 2006] Drahor, M. G., Göktürkler, G., Berge, M. a., & Kurtulmuş, T. Ö. (2006). Application of electrical resistivity tomography technique for investigation of landslides: a case from Turkey. *Environmental Geology*, 50(2), 147–155. doi:10.1007/s00254-006-0194-4
- [Durgin, 1977] Durgin, P.B., 1977. Landslides and the weathering of granitic rocks. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 3, 127–131.
- [Entekhabi *et al.*, 2010] Entekhabi, D., Njoku, E.G., O'Neill, P.E., Kellogg, K.H., Crow, W.T., Edelstein, W.N., *et al.* (2010). The Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 704–716.
- [Espinoza, 2014] Espinoza, A., 2014. Implementation of LIDAR technology to evaluate deformation field induced by panel caving exploitation. Trabajo presentado en Caving 2014: Tercer congreso internacional en block caving. Santiago de Chile, 5y 6 de Junio de 2014.
- [Falvey and Garreaud, 2007] Falvey, M. and R. Garreaud, 2007: Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 171-193.
- [Farrar and Glauber, 1967] Farrar D. & Glauber R. Multicollinearity in regression analysis: the problem revisited. *Rev Econ Stat* 1967, 49, (1), 92–107.
- [Federico *et al.*, 2009] Federico, F., & Amoroso, A. (2009). Impact between fluids and solids. Comparison between analytical and FEA results. *International Journal of Impact Engineering*, 36(1), 154–164. <http://doi.org/10.1016/j.ijimpeng.2007.11.005>

- [Fell *et al.*, 2008] Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., &William, Z.S. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. *Engineering Geology*, 102,99–111.
- [Feng *et al.*, 2009]Feng Wenkai, Xu Qiang, Huang Runqiu. Preliminary study on mechanical mechanism of slope earthquake-induced deformation. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2009, 28 (Supp.1): 3 124–3 130 (in Chinese)
- [Ferrari and Cribari-Nieto, 2004] Ferrari S. & Cribari-Nieto F. Beta regression for modelling rates and proportions.*J Appl Stat* 2004, 31, 799–815.
- [Ferraris, 1981] Ferraris B., Fernando. 1981. AvancegeológicohojaArauco-Lebu :región del Bio-Bio. (Mapas Geológicos Preliminares de Chile)
- [Flamenco *et al.*, 2006] Eduardo A.Flamenco, Cesar M. Rebella, Stella Carballo y Rafel Rodriguez. Seasonal rainfall forecast methodology in regions of Argentina. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Buenos Aires, Argentina.
- [Flemings *et al.*, 2008] Flemings, P., Long, H., Dugan, B., Germaine, J., John, C., Behrmann, J., & Sawyer, D. (2008). Pore pressure penetrometers document high overpressure near the seafloor where multiple submarine landslides have occurred on the continental slope, offshore Louisiana, Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 269(3-4), 309–325. doi:10.1016/j.epsl.2007.12.005
- [Flores *et al.*, 2014] Alejandro N. Flores, Dara Entekhabi, Rafael L. Bras, Application of a hillslope-scale soil moisture data assimilation system to military trafficability assessment, *Journal of Terramechanics*, Volume 51, February 2014, Pages 53-66, ISSN 0022-4898, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jterra.2013.11.004>.
- [Formetta *et al.*, 2014] Formetta, G. *et al.*, 2014. Integrated Physically based System for Modeling Landslide Susceptibility. *Procedia Earth and Planetary Science*, 9, pp.74–82. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.proeps.2014.06.006> [Accessed September 13, 2014].
- [Friedl *et al.*, 2010] Friedl, M.A., D. Sulla-Menashe, B. Tan, A. Schneider, N. Ramankutty, A. Sibley and X. Huang (2010), MODIS Collection 5 global land cover: Algorithm refinements and characterization of new datasets, 2001-2012, Collection 5.1 IGBP Land Cover, Boston University, Boston, MA, USA.

- [Fuenzalida, 1982] Fuenzalida, H., 1982: A country of extreme climate. Chile: Essence and Evolution (in Spanish), H. Garca, Ed., Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile, 2735.
- [Funk *et al.*, 2003] Funk C., Michaelsen J., Verdin J., Artan G., Husak G., Senay G., Gadain H. & Magadazire T. The collaborative historical African rainfall model: description and evaluation. *Int J Climatol* 2003, 23, 47–66. doi: 10.1002/joc.866.
- [Funk *et al.*, 2003] Funk, C., Michaelsen, J., Verdin, J., *et al.*, 2003. The collaborative historical African rainfall model: description and evaluation. *International Journal of Climatology*, 23, 47.
- [Furbish & Fagherazzi, 2001] Furbish, D. J., & Fagherazzi, S. (2001). Stability of creeping soil and implications for hillslope evolution. *Water Resources Research*, 37(10), 2607-2618. <http://doi.org/10.1029/2001WR000239>
- [Fustos *et al.*, 2012] Fustos, Ivo ; Abarca del Río, Rodrigo ; Artal, Osvaldo ; Sepúlveda, Andrés. 2012. Caracterización hidrológica de la Cuenca del Biobío. En Congreso Geológico Chileno, 13o, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto 2012: pp.792-794.
- [Fustos *et al.*, 2013] Fustos, I, Abarca-del-Río, R., Mardones, M., Araya, R., Gonzalez, L., 2013. Zonas de susceptibilidad ante PRM en la zona de la Ladera Norte del Biobío. Tercer Congreso de Oceanografía Física, Atmósfera y Clima en el Pacífico Sud oriental., At Santiago de Chile, Volume: 1. DOI: 10.13140/2.1.2084.1282
- [Fustos *et al.*, 2014] Fustos, I., Abarca-del-Río, R., Ávila, A., & Orrego, R. (2014). A simple logistic model to understand the occurrence of flood events into the Biobío River Basin in central Chile. *Journal of Flood Risk Management*, n/a–n/a. <http://doi.org/10.1111/jfr3.12131>
- [Fustos, 2012] Fustos, I., 2012. Simulación hidrológica de la Cuenca del río Biobío. Tesis para optar al título de geofísico. Prof. Guía Dr. Rodrigo Abarca del Río. Universidad de Concepción, Chile.
- [GAP, 1998] GAP. Annual Report, Kentucky GAP Analysis, Vegetation Mapping Annual Report, April 20, 1998. http://www.kdfwr.state.ky.us/kfwi/s/KYGAPWeb/reports/GAP_Annual_report.htm.
- [GCOS, 2010] GCOS (2010). Implementation plan for the Global Observing System for climate in support of the UNFCCC (2010 Update). <http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-138.pdf> last access: 8 October 2010, GCOS-138, 180 pp.

- [Gajardo *et al.*, 2013a] Gajardo, A., Garrido N., Marín D., M., 2013. Reconocimiento de depósitos de flujos de detritos en cursos fluviales de la cuenca del Río Maipo, resultantes de remociones en masa del 21 de Enero y 8 de Febrero de 2013 en la región metropolitana, y priorización para su eventual limpieza, a objeto de prevenir su impacto en el normal abastecimiento de agua potable para la región metropolitana. Sernageomin, Santiago.
- [Gajardo *et al.*, 2013b] Gajardo, A., Garrido, N., Falcon, F., 2013. Reconocimiento geológico de los eventos de remoción en masa ocurridos el 21 de Enero de 2013, en el Cajón del Río Maipo, región metropolitana. Sernageomin: 11 h, Santiago.
- [Gajardo, 1981] Gajardo, A. 1981. Hoja Concepción-Chillán, escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares de Chile, No. 4, 32 p. Santiago.
- [Galli, 1967] Galli Oliver, Carlos: Geología Urbana y Suelo de Fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. U. de Concepción, 1967.
- [Gao & Zhang, 2009] Gao, Y., & Zhang, W. (2009). LULC Classification and Topographic Correction of Landsat-7 ETM+ Imagery in the Yangjia River Watershed: the Influence of DEM Resolution. *Sensors* (Basel, Switzerland), 9(3), 1980–95. doi:10.3390/s90301980
- [García *et al.*, 2010] García, a., Hördt, a., & Fabian, M., 2010. Landslide monitoring with high resolution tilt measurements at the DollendorferHardt landslide, Germany. *Geomorphology*, 120(1-2), 16-25. Elsevier B.V.
- [Gardi, 2014] Gardi, Q. S. S. (2014). 2D Electrical Resistivity Tomography Survey for Shallow Environmental Study at Wastewater Valley of Southwestern Erbil City, Iraqi Kurdistan Region. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences*, 6(5), 266–277.
- [Garreaud *et al.*, 2009] Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180–195. <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- [Garreaud *et al.*, 2010] Garreaud, R., J. Rutllant, R. Muñoz, D. Rahn, M. Ramos, D. Figueroa, 2010: VOCALS-CUpEx: The Chilean Upwelling Experiment. Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sudoriental. 5-7 Octubre 2011, La Serena, Chile.
- [Garreaud *et al.*, 2011] Garreaud, R., A. Montecinos, M. Falvey y C. Muñoz, 2011: Modificación de la precipitación frontal por efectos de la cordillera de Nahuelbuta: Resultados preliminares

del proyecto AFEX. Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sudoriental. 5-7 Octubre 2011, La Serena, Chile.

- [Garreaud & Rutllant, 1996] Garreaud, R. & Rutllant, J., 1996. Meteorological analysis of the Antofagasta and Santiago debris flows in the period 1991-1993. *Atmósfera*, 9, 251-271 (in Spanish)
- [Getirana *et al.*, 2011] Getirana A.C.V., Espinoza J.C.V., Ronchail J. & Rotunno Filho O.C. Assessment of different precipitation datasets and their impacts on the water balance of the Negro River basin. *J Hydrol* 2011, 404, 304–322.
- [Gili *et al.*, 2000] Gili, J.A.; Corominas, J., Rius, J., 2000. Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology* 55, pp. 167-192.
- [Gili y Guitierrez, 1992] Gili, J.A. y Gutiérrez, J.J., 1992. Aplicación de un modelo de simulación de caída de bloques rocosos a casos reales. III Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables. La Coruña. Vol. 1.15-26.
- [Givati *et al.*, 2012] Amir Givati, Barry Lynn, Yubao Liu, and Alon Rimmer, 2012: Using the WRF Model in an Operational Streamflow Forecast System for the Jordan River. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51, 285–299. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-082.1>
- [Godoy, 2012] Godoy P.-B., 2012. La Angostura de Puntilla del Viento, Valle de Aconcagua, Chile: un deslizamiento cohesivo antiguo. En Congreso Geológico Chileno, 13o, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto 2012, Simposio de Movimientos en Masa en la región Andina, 3er, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto 2012: pp.1018-1020.
- [Godt *et al.*, 2009] Godt, J. W., R. L. Baum, and N. Lu (2009), Landsliding in partially saturated materials, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02403, doi:10.1029/2008GL035996.
- [Goldstein and Werner, 1998] Goldstein, R.M.; Werner, C.L., 1998. Radar Interferogram filtering for geophysical applications. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4035–4038
- [Gonzalez *et al.*, 1999] Gonzalez, L. et al, 1999. Hidrogeoquímica y comportamiento del agua subterránea en la cuenca del río Claro, Región del Biobío, Chile. *Rev. geol. Chile*, Santiago, v. 26, n. 2.
- [González *et al.*, 2002] González, L., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Editorial Pearson.

- [González-Benito, 2002] González-Benito Ó. Overcoming data limitations for store choice modelling.: Exploiting retail chain choice data by means of aggregate logit models. *J Retail Consum Serv* 2002, 9, (5), 259–268.
- [Graf, 1976] Graf, K., 1976. Zur Mechanik von Frostmusterungsprozessen in Bolivien und Ecuador. *Z. Geomorphol. N. F.* 20, 417–447
- [Griffiths *et al.*, 2005] Griffiths, D. V., & Lu, N. (2005). Unsaturated slope stability analysis with steady infiltration or evaporation using elasto-plastic finite elements. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 29(3), 249–267. <http://doi.org/10.1002/nag.413>
- [Gu and Gillespie, 1998] Gu, D.; Gillespie, A. Topographic normalization of Landsat TM images of forest based on subpixel sun-canopy-sensor geometry. *Remote Sens. Environ.* 1998, 64, 166-175.
- [Guglielmi, Y. *et al.*, 2000] Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.P. and Mudry, J., 2000. Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière Landslide (Mercantour massif, southern alps, France). *J. Hydrol.*, 229, 138–148.
- [Guha-Sapir *et al.*, 2012] Guha-Sapir D, Vos F, Below R, with Ponsérre S. Annual Disaster Statistical Review 2011: The Numbers and Trends. Brussels: CRED; 2012.
- [Guha-Sapir *et al.*, 2012] Guha-Sapir D., Vos F., Below R. & Ponsérre S. Annual Disaster Statistical Review 2011: the numbers and trends. Brussels: CRED, 2012.
- [Gunn *et al.*, 2014] Gunn, D. a., Chambers, J. E., Uhlemann, S., Wilkinson, P. B., Meldrum, P. I., Dijkstra, T. a., ... Glendinning, S. (2014). Moisture monitoring in clay embankments using electrical resistivity tomography. *Construction and Building Materials*. doi:10.1016/j.conbuildmat.2014.06.007
- [Habimana *et al.*, 2002] Habimana, J., Labiouse, V., Descoedres, F., 2002. Geomechanical characterisation of cataclastic rocks: experience from the Cleuson-Dixence project. *Int. J. Rock Mech Min. Sci.* 39, 677–693.
- [Haddad, 2007] Haddad, B., 2007. Modelización numérica mediante elementos finitos y SHP de los geomateriales fluidificados: aplicación a los deslizamientos rápidos de ladera. 400 páginas. Universidad Complutense de Madrid. Tesis para optar al grado de doctor. ISBN: 978-84-669-3128-1

- [Hall *et al.*, 2011] Hall, A. C., Schumann, G. J.-P., Bamber, J. L., & Bates, P. D. (2011). Tracking water level changes of the Amazon Basin with space-borne remote sensing and integration with large scale hydrodynamic modelling: A review. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 36(7-8), 223–231. doi:10.1016/j.pce.2010.12.010
- [Handwerger *et al.*, 2013] Handwerger, A. L., Roering, J. J., & Schmidt, D. A. (2013). Controls on the seasonal deformation of slow-moving landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 377-378, 239–247. doi:10.1016/j.epsl.2013.06.047
- [Hansen *et al.*, 2000] Hansen, M., R. DeFries, J.R.G. Townshend, and R. Sohlberg (2000), Global land cover classification at 1km resolution using a decision tree classifier, *International Journal of Remote Sensing*. 21: 1331-1365.
- [Harp *et al.*, 2009] Edwin L. Harp, Mark E. Reid, Jonathan P. McKenna, John A. Michael, Mapping of hazard from rainfall-triggered landslides in developing countries: Examples from Honduras and Micronesia, *Engineering Geology*, Volume 104, Issues 3–4, 23 March 2009, Pages 295-311, ISSN 0013-7952, <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.11.010>.
- [Harp *et al.*, 2009] Edwin L. Harp, Mark E. Reid, Jonathan P. McKenna, John A. Michael, Mapping of hazard from rainfall-triggered landslides in developing countries: Examples from Honduras and Micronesia, *Engineering Geology*, Volume 104, Issues 3–4, 23 March 2009, Pages 295-311, ISSN 0013-7952, <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.11.010>.
- [Hasnawir & Kubota, 2012] Hasnawir, & Kubota, T., 2012. Rainfall Threshold for Shallow Landslides in Kelara Watershed, Indonesia. *International Journal of Japan Erosion Control Engineering*, 5(1), 86–92.
- [Haugerud *et al.*, 2003] Haugerud RA, Harding DJ, Johnson SY, Harless JL, Weaver CS, Sherrod BL, 2003. High-resolution lidar topography of the Puget Lowland, Washington — A Bonanza for earth science. *GSA Today* 13:4–10
- [Haylock *et al.*, 2006] Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y. M. T., Baez, J., Vincent, L. A. (2006). Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 19(8), 1490–1512. doi:10.1175/JCLI3695.1
- [Heikkilä *et al.*, 2010] Heikkilä, U., Sandvik, a., & Sorteberg, a., 2010. Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. *Climate Dynamics*, 37(7-8), 1551–1564. doi:10.1007/s00382-010-0928-6

- [Hengxing *et al.*, 2003] Hengxing, L., Chenghu, Z., Lee, C. F., Sijing, W., & Faquan, W. (2003). Rainfall-induced landslide stability analysis in response to transient pore pressure. *Science in China Ser. E Technological Sciences*, 46, 52–68.
- [Herrera *et al.*, 2009] Herrera, G., Fernández-Merodo, J. a., Mulas, J., Pastor, M., Luzi, G., & Monserrat, O., 2009. A landslide forecasting model using ground based SAR data: The Portalet case study. *Engineering Geology*, 105(3-4), 220-230. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.enggeo.2009.02.009.
- [Herrera *et al.*, 2013] Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J. C., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J. P., ...Cooksley, G. (2013). Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides: The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). *Remote Sensing of Environment*, 128, 31–43. doi:10.1016/j.rse.2012.09.020
- [Hicks & Boughrarou, 1998] Hicks, M. A. & Wong, S. W. (1988). Static liquefaction of loose slopes. *Proc. 6th Int. Conf. Numer. Methods Geomech.*, 1361-1368.
- [Hilsenrath *et al.*, 1995] Hilsenrath, E., R.P. Cebula, M.T. Deland, K. Laamann, S. Taylor, C. Wellemeyer, and P.K. Bhartia, 1995, Calibration of the NOAA-11 Solar Backscatter Ultraviolet (SBUV/2) Ozone Data Set from 1989 to 1993 using In-Flight Calibration Data and SSBUV, *J. Geophys. Res.*, 100, 1351–1366
- [Hirano *et al.*, 2003] Hirano A, Welch R, Lang H. 2003. Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57: 356-370. DOI: 10.1016/S0924-2716(02)00164-8.
- [Hofstede, R. 1997] Hofstede, R. 1997. El impacto ambiental de plantaciones de Pinus en la sierra del Ecuador. Proyecto EcoPar, Universidad de Amsterdam, Larenstein Colegio Universitario Internacional, Velp, Holanda. 54 p.
- [Hofstra *et al.*, 2008] Hofstra N., Haylock M., New M., Jones P. & Frei C. Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data. *J Geophys Res (Atmospheres)* 2008, 113, D21110. doi: 10.1029/2008JD010100.
- [Hogland, 2003] Hogland J. Comparison of standard maximum likelihood classification and polytomous logistic regression used in remote sensing. *Eur J Remote Sens* 2013, 46, 623–640. doi: 10.5721/EuJRS20134637.

- [Holman-Dodds et al, 2003] Holman-Dodds, J., Bradley, A. and Potter, K. 2003. Evaluation of hydrologic benefits of infiltration based urban storm water management. *Journal of the American water resources association*. American waterresourcesassociation.
- [Hong *et al.*, 2006] Hong, Song-You, Yign Noh, JimyDudhia, 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318-2341.
- [Honglei *et al.*, 2006] Honglei, Z., Lianjin, T. A. O., Sihai, T., & Fa, W. (2006). Rheological FEM numerical analyses for deformation mechanism of the revival old landslide with interbedded sandstone and claystone. *The Geological Society of London, IAEG2006*, (391), 1–7.
- [Hungr *et al.*, 2001] Hungr, O., 2001. A Review of the classification of landslide of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, VII (3), 221-238.
- [Hutchinson, 1988] Hutchinson, J.N. 1988. “Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology”. In Ch. Bonnard (Ed.): *Landslides. Proceedings 5th International Conference on Landslides*. Lausanne. Vol. 1: 3-35.
- [IFRC, 2004] IFRC, 2004. World disaster report: focus on community resilience. *International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies*, Geneva, p 240.
- [IGM, 1986] IGM, Instituto Geográfico Militar, 1986. Levantamiento Aerofotogramétrico en base a carta regular 1:50.000. Hojas Concepción y Los Angeles, escala 1:250.000.
- [INE, 2012] Instituto Nacional de Estadísticas, 2012. Compendio estadístico 2012. Santiago de Chile. ISBN: 978-956-323-123-6
- [IPCC, 2014] IPCC, 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1132 pp.
- [Ikeda, 1975] Ikeda, H., 1975. Geomorphology and weathering condition of granite in the upper Didogawa mountains, in the area of southern Shigaraki and Tarao, the report of Ministry of construction, 1–39.
- [Islam & Gan, 2015] Islam, Z., & Gan, T. Y. (2015). Potential combined hydrologic impacts of climate change and El Nino Southern Oscillation to South Saskatchewan River Basin. *Journal of Hydrology*, 523, 34–48. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.043>

- [Iverson *et al.*, 2015] Iverson, R. M., George, D. L., Allstadt, K., Reid, M. E., Collins, B. D., Vallance, J. W., Bower, J. B. (2015). Landslide mobility and hazards: implications of the 2014 Oso disaster. *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 197–208. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.020>
- [Iverson, 2000] Iverson, R. M., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), 1897–1910. doi:10.1029/2000WR900090
- [Ivy-Ochs *et al.*, 2007] Ivy-Ochs, S., Kober, F., Alfimov, V., Kubik, P. W., & Synal, H. A. (2007). Cosmogenic ¹⁰Be, ²¹Ne and ³⁶Cl in sanidine and quartz from Chilean ignimbrites. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 259(1), 588–594. <http://doi.org/10.1016/j.nimb.2007.03.001>
- [Iwahashi *et al.*, 2012] Iwahashi, J., Kamiya, I., & Yamagishi, H. (2012). High-resolution DEMs in the study of rainfall- and earthquake-induced landslides: Use of a variable window size method in digital terrain analysis. *Geomorphology*, 153-154, 29–38. doi:10.1016/j.geomorph.2012.02.002
- [Jaboyedoff *et al.*, 2008] Jaboyedoff, M., Pedrazzini, A., Horton, P., Loye, A., Surace, I., 2008. Preliminary slope mass movements susceptibility mapping using LIDAR DEM. In: *Proceedings of 61th Canadian geotechnical conference*, pp 419–426
- [Jackson *et al.*, 2008] Jackson B.M., Wheeler H.S., McIntyre N.R., Chell J., Francis O.J., Frogbrook Z., Marshall M., Reynolds B. & Solloway I., 2008. The impact of upland land management on flooding: insights from a multiscale experimental and modelling programme. *J Flood Risk Manag*, 1, 71–80.
- [Jakob & Lambert, 2009] Jakob, M., & Lambert, S. (2009). Climate change effects on landslides along the southwest coast of British Columbia. *Geomorphology*, 107(3-4), 275–284. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.009>
- [Japan Space Systems, 2012a.] Japan Space Systems, 2012. PALSAR Users Guide. 2nd Edition
- [Japan Space Systems, 2012b.] Japan Space Systems, 2012. PALSAR Reference Guide. 6th Edition
- [Javier and Velazquez, 1990] Javier J. & Velazquez N. Una clase de modelos lineales binarios de regresión cualitativa. *Estadística Española* 1990, 32, (124), 389–400.
- [Jawson & Niemann, 2007] S.D. Jawson, J.D. Niemann, 2007. Spatial patterns from EOF analysis of soil moisture at a large scale and their dependence on soil, land-use, and topographic

properties. *Adv Water Resour*, 30 (2007), pp. 366–381
<http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.05.006>

- [Jensen, 1996] Jensen, J.R. *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*, 2nd Ed.; Prentice-Hall Inc.: New Jersey, U.S., 1996.
- [Jia *et al.*, 2013] Yu-Hua Jia, Ming-An Shao, Xiao-Xu Jia, Spatial pattern of soil moisture and its temporal stability within profiles on a loessial slope in northwestern China, *Journal of Hydrology*, Volume 495, 12 July 2013, Pages 150-161, ISSN 0022-1694, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.001>.
- [Jin-Hyung *et al.*, 2011] Jin-Hyung Kim, Mijung Kim, Two-stage multinomial Logit model, *Expert Systems with Applications*, Volume 38, Issue 6, June 2011, Pages 6439-6446, ISSN 0957-4174, [10.1016/j.eswa.2010.11.057](http://dx.doi.org/10.1016/j.eswa.2010.11.057).
- [Johnson & Sitar, 1990] Johnson, K. A., and N. Sitar, 1990. Hydrologic conditions leading to debris flow initiation, *Can. Geotech. J.*, 27, 789–801.
- [Jolivet *et al.*, 2011] Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., & Peltzer, G. (2011). Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38(17), n/a–n/a. doi:10.1029/2011GL048757
- [Jongho *et al.*, 2012] Jongho Kim, April Warnock, Valeriy Y. Ivanov, Nikolaos D. Katopodes, 2012. Coupled modeling of hydrologic and hydrodynamic processes including overland and channel flow, *Advances in Water Resources*, Volume 37, March 2012, Pages 104-126, ISSN 0309-1708, <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.11.009>.
- [Jongmans and Garambois, 2007] Jongmans, D., & Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides : a review. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 178(2), 101–112. doi:10.2113/gssgfbull.178.2.101
- [Jongmans *et al.*, 2000] Jongmans, D., Hemroulle, P., Demanet, D., Renardy, F., Vanbrabant, Y., 2000. Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides. *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.* 5, 75–89.
- [Jongmans *et al.*, 2010] Jomard, H., Lebourg, T., Guglielmi, Y., Tric, E., 2010. Electrical imaging of sliding geometry and fluids associated with a deep seated landslide (La Clapière, France). *Earth Surf. Process. Landf.* 35, 588–599.

- [Jung and Alsdorf, 2010] Chul Jung, H., & Alsdorf, D. (2010). Repeat-pass multi-temporal interferometric SAR coherence variations with Amazon floodplain and lake habitats. *International Journal of Remote Sensing*, 31(4), 881–901. doi:10.1080/01431160902902609
- [Kanungo & Sharma, 2014] Kanungo, D. P., & Sharma, S. (2014). Rainfall thresholds for prediction of shallow landslides around Chamoli-Joshimath region, Garhwal Himalayas, India. *Landslides*, 11(4), 629–638. doi:10.1007/s10346-013-0438-9
- [Kanungo *et al.*, 2009] Kanungo, D. P., Arora, M. K., Sarkar, S., & Gupta, R. P., 2009. Landslide Susceptibility Zonation (LSZ) Mapping - A Review, 2(1), 81-106.
- [Kanungo *et al.*, 2009] Kanungo, D. P., Arora, M. K., Sarkar, S., & Gupta, R. P., 2009. Landslide Susceptibility Zonation (LSZ) Mapping - A Review, 2(1), 81-106.
- [Kaplan *et al.*, 1998] Kaplan A., Cane M.A., Kushnir Y., Clement A.C., Blumenthal M.B. & Rajagopalan B. Analyses of global sea surface temperature 1856–1991. *J Geophys Res* 1998, 103, (C9), 18567– 18589. doi:10.1029/97JC01736.
- [Kasperski *et al.*, 2010] Kasperski, J., Delacourt, C., Allemand, P., Potherat, P., Jaud, M., & Varrel, E. (2010). Application of a Terrestrial Laser Scanner (TLS) to the Study of the Séchilienne Landslide (Isère, France). *Remote Sensing*, 2(12), 2785–2802. <http://doi.org/10.3390/rs122785>
- [Kayastha *et al.*, 2013] Kayastha, P., Dhital, M. R., & De Smedt, F. (2013). Application of the analytical hierarchy process (AHP) for landslide susceptibility mapping: A case study from the Tinau watershed, west Nepal. *Computers & Geosciences*, 52, 398–408. <http://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.11.003>
- [Kearey *et al.*, 2002] KEAREY P., BROOKS M. & HILL I. (2002). – An Introduction to Geophysical Exploration. 3rd edition –Blackwell, Oxford, 262 pp.
- [Kim *et al.*, 2011] Kim, J., Lee, C., Belorid, M., & Zhao, P., 2011. A Study of Sensitivity of WRF Simulation to Microphysics Parameterizations, Slope Option and Analysis Nudging in Haean Basin, South Korea. bayceer.uni-bayreuth.de, 77-84.
- [King, 1899] King, F.H., 1899. Principles and conditions of the movements of groundwater. *US Geol. Survey 19th Ann. Rep. Part 2*, 59-294.
- [Kober *et al.*, 2015] Kober, F., Zeilinger, G., Hippe, K., Marc, O., Lenzioch, T., Grischott, R., ... Zola, R. (2015). Tectonic and lithological controls on denudation rates in the central Bolivian Andes. *Tectonophysics*, 657, 230–244. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.037>

- [Kormos *et al.*, 2015] Patrick R. Kormos, James P. McNamara, Mark S. Seyfried, Hans Peter Marshall, Danny Marks, Alejandro N. Flores, Bedrock infiltration estimates from a catchment water storage-based modeling approach in the rain snow transition zone, *Journal of Hydrology*, Volume 525, June 2015, Pages 231-248, ISSN 0022-1694, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.032>.
- [Korup and Montgomery, 2008] Korup, O., Montgomery, DR. (2008) Tibetan plateau river incision inhibited by glacial stabilization of the Tsangpo gorge. *Nature*, 455, 786-789.
- [Kundzewicz *et al.*, 2007] Kundzewicz Z.W., Mata L.J., Arnell N.W., Döll P., Kabat P., Jiménez B., Miller K.A., Oki T., Sen Z. & Shiklomanov I.A. Fresh water resources and their management. *Climate Change 2007: impacts, adaptation and vulnerability*. In: M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden & C.E. Hanson, eds. Contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007, 173–210.
- [Lang & Welch, 1999] Lang H.R. and Welch R. (1999) ATBD-AST-08 Algorithm theoretical basis document for ASTER digital elevation models (Standard product AST14). Version 3.0.
- [Lebourg *et al.*, 2005] Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Jomard, H., & El Bedoui, S. (2005). Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide. *Terra Nova*, 17(5), 399–406. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00623.x
- [Lee *et al.*, 2010] Lee S., Oh H.J. & Kim K.D. Statistical spatial modeling of ground subsidence hazard near an abandoned underground coal mine. *Disaster Adv* 2010, 3, 11–23.
- [Legorreta-Paulin *et al.*, 2010] Legorreta-Paulin G, Bursik M, Lugo HJ, Zamorano-Orozco JJ (2010). Effect of pixel size on cartographic representation of shallow and deep-seated landslide, and its collateral effects on the forecasting of landslides by SINMAP and multiple logistic regression landslide models. *Phys Chem Earth* 35:137–148
- [Legorreta-Paulin *et al.*, 2013] Legorreta-Paulin G, Bursik, M., Ramírez-Herrera, M. T., Lugo-Hubp, J., Orozco, J. J. Z., & Alcántara-Ayala, I. (2013). Landslide Inventory and Susceptibility Mapping in a Mexican Stratovolcano. In C. Margottini, P. Canuti, & K. Sassa (Eds.), *Landslide Science and Practice: Volume 1: Landslide Inventory and Susceptibility and Hazard Zoning* (pp. 141–146). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31325-7_18

- [Leone *et al.*, 2007] Andrea Leone, Daoyi Chen, Implementation of an object oriented data model in an information system for water catchment management: Java JDO and Db4o Object Database, *Environmental Modelling & Software*, Volume 22, Issue 12, December 2007, Pages 1805-1810, ISSN 1364-8152, <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2007.05.016>.
- [Leroueil *et al.* 1996] Leroueil *et al.* 1996. Geotechnical characterization of slope movements. En: 7th International Symposium on Landslides, Thondheim, pp:53-74.
- [Li *et al.*, 2004] L. Li, E. Njoku, E. Im, P. Chang, K. St. Germain. A preliminary survey of radio-frequency interference over the U. S. in Aqua AMSR-E data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42 (2004), pp. 380–390
- [Li *et al.*, 2011] Li H., Lee Y.-C., Zhou Y.-C.& Sun J.The random subspace binary logit (RSBL) model for bankruptcy prediction. *Knowl-Based Syst* 2011, 24, (8), 1380–1388. doi: 10.1016/j.knosys.2011.06.015.
- [Li *et al.*, 2011] Li, Q., Ito, K., Dong, Y., Sato, I., Seki, Y., Tomishima, Y., & Okuyama, S. (2011). PS-InSAR monitoring and finite element simulation of geomechanical and hydrogeological responses in sedimentary formations. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, (February 2016), 2193–2196. <http://doi.org/10.1109/IGARSS.2011.6049602>
- [Lin *et al.*, 1983] Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- [Lissak & Maquaire 2009] Lissak, C., &Maquaire, O., 2009. Role of hydrological process in landslide occurrence: Villerville-Cricqueboeuf landslides (Normandy coast, France). In *Landslide Processes: from geomorphological mapping to dynamic modelling* (pp. 175–180).
- [Lopez, 2014] López P., 2014. Pablo López FilunProcesos de Remoción en Masa en las Ciudades de Valparaiso y Talcahuano, Chile - Central: Recurrencia Histórica y Umbrales de Precipitación. XXXV Congreso Nacional y XX Internacional de Geografía, Universidad Austral de Chile. Coyhaique, Chile
- [Lopez-Saez *et al.*, 2012] Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Schoeneich, P., & Berger, F. (2012). Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps. *Geomorphology*, 138(1), 189–202. doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.034

- [Lopez-Saez *et al.*, 2013] Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., & Berger, F. (2013). High-resolution fingerprints of past landsliding and spatially explicit, probabilistic assessment of future reactivations: Aiguettes landslide, Southeastern French Alps. *Tectonophysics*, 602, 355–369. doi:10.1016/j.tecto.2012.04.020
- [Lu *et al.*, 2012] Lu, P., Casagli, N., Catani, F., and Tofani, V.: Persistent Scatterers Interferometry Hotspot and Cluster Analysis (PSI-HCA) for detection of extremely slow-moving landslides, *Int. J. Remote Sens.*, 33, 466–489, 2012.
- [Lucas *et al.*, 2007] Lucas, R. M., Mitchell, A. L., Rosenqvist, A., Proisy, C., Melius, A., & Ticehurst, C. (2007). The potential of L-band SAR for quantifying mangrove characteristics and change: case studies from the tropics. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 17(3), 245–264. doi:10.1002/aqc.833
- [Luo *et al.*, 2000] Luo, Y., Chen, C., Wang, S. & Zhou, P., 2000. Numerical simulation for Process of Debris Flow and Effectiveness-Evaluation Methods of Disaster-Prevention. A.E. Bromhead, N. Dixon and M.L. Ibsen (Eds): *Landslides in research, theory and practice*. Vol. 2, 961-968 pp. Tomas Telford. London.
- [Luzi *et al.*, 2010] Luzi, G., Monserrat, O., Crosetto, M., Copons, R., and Altimir, J.: “Ground-Based SAR Interferometry applied to landslide monitoring in mountainous areas”, *Mountain Risks conference: Bringing Science to Society, Firenze (IT)*, 24–26, 2010.
- [Lynn *et al.*, 2012] Barry H. Lynn, Yoav Yair, Colin Price, Guy Kelman, Adam J. Clark. (2012) Predicting Cloud-to-Ground and Intracloud Lightning in Weather Forecast Models. *Weather and Forecasting* 27:6, 1470-1488.
- [López, 1982] López, C., 1982. Dinámica de los desplazamientos de los materiales sobre pendientes naturales. IV Simp. Nac. Obras de superficie en Mec. De Rocas. Vol.1. 2.5.1-2.5.16.
- [METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS, 2009] METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS. 2009. ASTER Global DEM validation summary report.
- [Magrin *et al.*, 2007] Magrin, G., C. Gay García, D. Cruz Choque, J.C. Giménez, A.R. Moreno, G.J. Nagy, C. Nobre and A. Villamizar, 2007: Latin America. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 581-615.

- [Manns *et al.*, 2014] Manns, H. R., Berg, A. A., Bullock, P. R. and McNairn, H. (2014), Impact of soil surface characteristics on soil water content variability in agricultural fields. *Hydrol.Process.*, 28: 4340–4351. doi: 10.1002/hyp.10216
- [Marc *et al.*, 2009] Marc, V. *et al.*, 2009. Local scale groundwater modelling in a landslide. The case of the Super- Sauze mudslide (Alpes-de-Haute-Provence, France). In C. Editions, ed. *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*. Strasbourg, pp. 101–106.
- [Mardones and Vidal, 2001] Mardones, M., and Vidal, C., 2001. La zonificación y evaluación de los riesgos naturales de tipo geomorfológico: un instrumento para la planificación urbana en la ciudad de Concepción. *EURE (Santiago)* [online]. Vol.27, n.81, pp. 97-122.
- [Mardones *et al.*, 2005] Mardones, M., Echeverría, F., & Jara, C. (2005). Una contribución al estudio de los desastres naturales en Chile Centro Sur: efectos ambientales de las precipitaciones del 26 de junio del 2005 en el área Metropolitana de Concepción. *Investigaciones Geográficas de Chile*, 38(2005).
- [Mardones y Jaque, 1991] Mardones, M.; Jaque, E. 1991. Geomorfología del valle del río Laja. Instituto Geográfico Militar, *Extensos de Ponencias y Seminarios*, p. 115-121. Santiago.
- [Mardones y Vidal, 2001] MARDONES, M. y VIDAL, C., 2001. La zonificación y evaluación de los riesgos naturales de tipo geomorfológico: un instrumento para la planificación urbana en la ciudad de Concepción. *EURE*, vol. XXVII, N° 81, p. 97-122.
- [Marín y Derch, 2010] Marín, M. y Derch, P. 2010. Efectos geológicos del sismo del 27 de Febrero de 2010: Observaciones de daños y evaluaciones de riesgos geológicos en la Comuna de Coronel. INF-BIOBIO-33. Servicio Nacional de Geología y Minería. Inédito. 4 p.
- [Martínez, 2012] Martínez, Andrés, 2012. Análisis de la predictibilidad de inicios de eventos de precipitación empleando el modelo WRF. II Encuentro de modelación atmosférica. 12 al 19 de Octubre de 2012, Valparaíso, Chile.
- [Martínez, 2012] Martínez, Andrés, 2012. Análisis de la predictibilidad de inicios de eventos de precipitación empleando el modelo WRF. II Encuentro de modelación atmosférica. 12 al 19 de Octubre de 2012, Valparaíso, Chile.
- [Marín, 2012] Marín D., M., 2012. Remociones en masa en el sector de Tiro al Blanco ciudad de Taltal, comuna de Taltal Región de Antofagasta. *Sernageomin*: 26 h., il, Santiago.

- [Mascaro *et al.*, 2015] Giuseppe Mascaro, Enrique R. Vivoni, Luis A. Méndez-Barroso, Hyperresolution hydrologic modeling in a regional watershed and its interpretation using empirical orthogonal functions, *Advances in Water Resources*, Volume 83, September 2015, Pages 190-206, ISSN 0309-1708, <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.05.023>.
- [Massonet y Feigl, 1998] Massonet D. and Feigl K.L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Rev. Geophys.* 36, 441–500.
- [Massonnet & Souyris, 2011] Didier Massonnet & Jean-Claude Souyris, 2011. *Imaging with Synthetic Aperture Radar*. EPFL Press - Collection: Electrical engineering.
- [Matsuoka *et al.*, 2005] Matsuoka, N., Ikeda, A., Date, T., 2005. Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost Perigl.* 16, 99–113
- [Matsuoka, 2001] Matsuoka, N., 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews* 55, 107–134.
- [Mattia *et al.*, 2005] Mattia, C.; Bishetti, G. & Gentile, F., 2005. Biotechnical characteristics of root systems of typical Mediterranean species, *Plant and Soil*, vol. 278, no.1, pp. 23-32.
- [McCullagh & Nelder, 1989] McCullagh, Peter; Nelder, John (1989). *Generalized Linear Models*, Second Edition. Boca Raton: Chapman and Hall/CRC. ISBN 0-412-31760-5.
- [McCullagh and Nelder, 1989] McCullagh, P., Nelder J.A., 1989. *Generalized linear models*. London, England, Chapman and Hall, 1983. xiii, 261 p.
- [McKinley & Savage, 1996] I. G. McKinley & D. Savage, 1996. Comparison of solubility databases used for HLW performance assessment, *Journal of Contaminant Hydrology*, 21(1–4), pp 335–350, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, Volume 33, Issue 8, December 1996, Page A353, ISSN 0148-9062, [http://dx.doi.org/10.1016/S0148-9062\(97\)87377-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0148-9062(97)87377-9).
- [Meinhold *et al.*, 2011] Guido Meinhold, Arzu Arslan, Oliver Lehnert, Gérard M. Stampfli, Global mass wasting during the Middle Ordovician: Meteoritic trigger or plate-tectonic environment?, *Gondwana Research*, Volume 19, Issue 2, March 2011, Pages 535-541, ISSN 1342-937X, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2010.07.001>.
- [Mendoza *et al.*, 2011] Mendoza, M., Ovando, E., Villalobos, F. A., Rodríguez, M., & Oróstegui, P. (2011). Geotechnical aspects of damages in Concepción, due to the M. In Pan-Am CGS Geotechnical Conference (p. 10).

- [Meng-Long *et al.*, 2014] Meng-Long Hsieh, Kuo-En Ching, Shyh-Jeng Chyi, Su-Chen Kang, Chun-Yen Chou, Late Quaternary mass-wasting records in the actively uplifting Pa-chang catchment, southwestern Taiwan, *Geomorphology*, Volume 216, 1 July 2014, Pages 125-140, ISSN 0169-555X, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.040>.
- [Merlin *et al.*, 2008] Merlin, O., Walker, J. P., Chehbouni, A., & Kerr, Y. (2008). Towards deterministic downscaling of SMOS soil moisture using MODIS derived soil evaporative efficiency. *Remote Sensing of Environment*, 112, 3935-3946. doi:10.1016/j.rse.2008.06.012
- [Metternicht y Zinck, 1998] Metternicht G.I. and Zinck J.A. (1998).Evaluating the information content of JERS-1 SAR and Landsat TM data for discrimination of soil erosion features. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 53, 143–153.
- [Miller, 1976] Miller, A., 1976: The climate of Chile. *Climates of Central and South America*, W. Schwerdtfeger,Ed., Elsevier, 113145.
- [Minville *et al.*, 2008] Minville M., Brissette F. & Leconte F. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a Nordic watershed. *J Hydrol* 2008, 358, (1–2), 70–83.
- [Misenis & Zhang, 2010] Misenis, C. & Zhang, Y., 2010.An examination of sensitivity of WRF/Chem predictions to physical parameterizations, horizontal grid spacing, and nesting options.*Atmospheric Research*, 97(3), pp.315–334.
- [Molenkamp, 1981] Molenkamp, F. (1981). Elastic-plastic double hardening model Monot. Technical report. Delft: Delft Geotechnics.
- [Monin y Obukhov, 1954] Monin A. S., and A. M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR* 151:163-187 (en ruso)
- [Montecinos and Aceituno, 2003] Montecinos, A., and P. Aceituno, 2003: Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16, 281-296. University Press, Oxford.
- [Montgomery *et al.*, 1997] Montgomery, D. R.,W. E. Dietrich, R. Torres, S. P. Anderson, J. T. Heffner, and K. Loague, 1997. Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall, *Water Resour.Res.*, 33, 91–109.
- [Moreiras *et al.*, 2012] Moreiras, M., Sepúlveda, S., González, P., 2012. Nuevos estudios en los grandes movimientos en masa en la alta cordillera de la cuenca del Río Maipo, Chile Central. En Congreso Geológico Chileno, 13o, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto 2012, Simposio de

Movimientos en Masa en la región Andina, 3er, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto 2012: pp.1006-1008.

[Moreiras, 2005] Moreiras, S.M., 2005. Climatic effect of ENSO associated with landslide occurrence in the Central Andes, Mendoza prov- ince, Argentina. *Landslides*, 2/1:53–59.

[Moss, R. H. *et al.*, 2008] Moss, R. H. *et al.* Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies (IPCC Expert Meeting Report, IPCC, Geneva, 2008)

[Municipalidad de Coronel, 2011] Municipalidad de Coronel, 2011. Estudio fundado de riesgos: Diagnóstico de Peligros Naturales en la Comuna de Coronel, VIII Región del BioBío, Coronel.ç

[Municipalidad de Hualqui, 2010] Municipalidad de Hualqui, 2010. Plan de Desarrollo Comunal Hualqui 2011 – 2015. (pp. 1–67). Hualqui.

[NCEP, 2000] National CentersforEnvironmentalPrediction/NationalWeatherService/NOAA/U.S. Department of Commerce, 2000. NCEP–FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999, <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2>, Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, Boulder, Colo.

[NCh 1517/1-79] NCh 1517/1-79 “Límites de Consistencia Determinación del Límite Líquido”

[NCh 1517/2-79] NCh 1517/2-79 “Límites de Consistencia Determinación del Límite Plástico”

[NCh 1532-80] NCh 1532-80 “Determinación de la Densidad de las Partículas Sólidas”

[Nakaya, 1995] Nakaya, A., 1995. The effect of vegetation types on mass-movement caused by freezing and thawing in Japanese . Univ. Tsukuba, Master Thesis.

[Naranjo & Varela, 1996] Naranjo, J.A., & Varela, J., 1996. Debris and mud flows that affected the eastern area of Santiago on May 3, 1993.Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Bulletin 47 (in Spanish).

[Naranjo *et al.*, 2006] Naranjo, J., Arenas, M., Ramírez, P. 2006. Remociones en masa causadas por las precipitaciones de los días 9 al 11 de julio de 2006, en algunos sectores de la Provincia de Concepción. Servicio Nacional de Geología y Minería.

- [Nefeslioglu *et al.*, 2008] Nefeslioglu H.A., Gokceoglu C. & Sonmez H. An assessment on the use of logistic regression and artificial neural networks with different sampling strategies for the preparation of landslide susceptibility maps. *Eng Geol* 2008, 97, 171–191.
- [Newell, 2014] Newell, A. J. (2014). Palaeogene rivers of southern Britain: climatic extremes, marine influence and compressional tectonics on the southern margin of the North Sea Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 125(5-6), 578–590. <http://doi.org/10.1016/j.pgeola.2014.06.004>
- [Ng *et al.*, 2014] Ng, C. W. W., Choi, C. E., Song, D., Kwan, J. H. S., Koo, R. C. H., Shiu, H. Y. K., & Ho, K. K. S. (2014). Physical modeling of baffles influence on landslide debris mobility - Baffle physical modeling influence on landslide debris mobility. *Landslides*, pp. 1–18. doi:10.1007/s10346-014-0476-y
- [Ng *et al.*, 2015] Ng, C. W. W., Liu, J., Chen, R., & Xu, J. (2015). Physical and numerical modeling of an inclined three-layer (silt/gravelly sand/clay) capillary barrier cover system under extreme rainfall. *Waste Management (New York, N.Y.)*. doi:10.1016/j.wasman.2014.12.013
- [Nie *et al.*, 2011] Nie, W., Yuan, Y., Kepner, W., Nash, M. S., Jackson, M., & Erickson, C. (2011). Assessing impacts of Landuse and Landcover changes on hydrology for the upper San Pedro watershed. *Journal of Hydrology*, 407(1-4), 105–114. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.07.012
- [Njoku, *et al.*, 2003] Njoku, E.G.; Jackson, T.J.; Lakshmi, V.; Chan, T.K.; Nghiem, S.V., 2003. Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.41, no.2, pp.215-229. doi: 10.1109/TGRS.2002.808243
- [Njoku, *et al.*, 2004] Njoku, E., T. Chan, W. Crosson, and A. Limaye. 2004. Evaluation of the AMSR-E Data Calibration Over Land. *Italian Journal of Remote Sensing* 29 (4): 19-37.
- [Núñez *et al.*, 2013] Núñez J., Rivera D., Oyarzún R. & Arumi J.L. Influence of Pacific Ocean multidecadal variability on the distributional properties of hydrological variables in north-central Chile. *J Hydrol* 2013, 501, 227–240.
- [ONEMI, 1995] ONEMI, Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior. Inundaciones. Lo que debemos tener presente para la elaboración de una planificación comunal de respuesta. Chile: Publicaciones ONEMI, 1995. 14 p.
- [OPS, 2009] Organización Panamericana de la Salud (OPS), 2009. Emergencias y desastres en Chile [en línea]. Consultado el 15 de Febrero de 2013. En: http://www.disaster-info.net/PED-Sudamerica/chile_emergencia.htm

- [Oh and Pradhan, 2011] Oh, H.-J., & Pradhan, B. (2011). Application of a neuro-fuzzy model to landslide-susceptibility mapping for shallow landslides in a tropical hilly area. *Computers & Geosciences*, 37(9), 1264–1276. doi:10.1016/j.cageo.2010.10.012
- [Olson and Brouillette, 2006] Olson S.A. & Brouillette M.C., 2006. A logistic regression equation for estimating the probability of a stream in Vermont having intermittent flow: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2006–5217, 15 p.
- [Ortileb , 1994] Ortileb, L. (1994). Las mayores precipitaciones históricas en Chile central y la cronología de eventos ENOS en los siglos XVI-XIX [versión electrónica]. *Revista Chilena de Historia Natural*, N°67: 463 – 485.
- [Oyagi, 1978] Oyagi, N., 1968. Weathering-zone structure and landslides of the area of granitic rocks in Kamo-Daito, Shimane Prefecture. Reports of Cooperative Research for Disaster Prevention, National Research Center for Disaster Prevention, vol.14, 113–127.
- [Ozdemir, 2011] Ozdemir A. Using a binary logistic regression method and GIS for evaluating and mapping the groundwater spring potential in the Sultan Mountains (Aksehir, Turkey). *J Hydrol* 2011, 405, (1–2), 123–136. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.05.015.
- [Padilla *et al.*, 2014] Padilla, C., Onda, Y., Iida, T., Takahashi, S., & Uchida, T. (2014). Characterization of the groundwater response to rainfall on a hillslope with fractured bedrock by creep deformation and its implication for the generation of deep-seated landslides on Mt. Wanitsuka, Kyushu Island. *Geomorphology*, 204, 444–458. doi:10.1016/j.geomorph.2013.08.024
- [Pardo y Compte, 2002] M. Pardo, D. Comte, T. Monfret, Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 15, Issue 1, April 2002, Pages 11-22, ISSN 0895-9811, [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00003-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00003-2).
- [Parrott, 2009] Parrott A., Brooks W., Harmar O. & Pygott K. Role of rural land use management in flood and coastal risk management. *J Flood Risk Manag* 2009, 2, 272–284.
- [Pastor *et al.*, 2005] Pastor, M., Quecedo, M., Herreros, M.I., Gonzalez, E., Haddad, B., Fernández Merodo, J.A., & Mira, P., 2005. Modelling of fast landslides and waves induced by them in reservoirs and other water bodies, *Rivista Italiana Di Geotecnica*, pp. 46-62.
- [Pellegrino & Prestininzi, 2007] Pellegrino, a. & Prestininzi, a., 2007. Impact of weathering on the geomechanical properties of rocks along thermal–metamorphic contact belts and morpho-

- evolutionary processes: The deep-seated gravitational slope deformations of Mt. Granieri–Salincriti (Calabria– Italy). *Geomorphology*, 87(3), pp.176–195. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X06003497> [Accessed January 19, 2014].
- [Peng *et al.*, 2014] Peng, L. *et al.*, 2014. Landslide susceptibility mapping based on rough set theory and support vector machines: A case of the Three Gorges area, China. *Geomorphology*, 204, pp.287–301. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.08.013>.
- [Perna *et al.*, 2014] Perna, S.; Esposito, C.; Berardino, P.; Lanari, R.; Pauciuolo, A., "A joint approach for phase offset estimation and residual motion error compensation in airborne SAR interferometry," *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2014 IEEE International , vol., no., pp.9,12, 13-18 July 2014. doi: 10.1109/IGARSS.2014.6946342
- [Perrone *et al.*, 2014] Perrone, A., Lapenna, V., & Piscitelli, S. (2014). Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Reviews*, 135, 65–82. doi:10.1016/j.earscirev.2014.04.002
- [Peña, 1995] Peña F., Geomorfología de la ribera norte del río Biobío en su curso inferior. Limitaciones. *Revista de Geografía Norte Grande* 1995, 22, 27–33.
- [Piles *et al.*, 2011] Piles, M.; Camps, A.; Vall-llossera, M.; Corbella, I.; Panciera, R.; Rudiger, C.; Kerr, Y.H.; Walker, J., "Downscaling SMOS-Derived Soil Moisture Using MODIS Visible/Infrared Data," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* , vol.49, no.9, pp.3156,3166, Sept. 2011. doi: 10.1109/TGRS.2011.2120615
- [Plate, 2002] Plate, E.J., 2002. Flood risk and flood management. *Journal of Hydrology*, 267(1-2), pp.2-11.
- [Poblete y Dobry, 1968] Poblete, M., y Dobry, R., 1968. Modelo dinámico del suelo de Concepción. *Revista IDIEM* 7, No. 6, 12 – 18.
- [Pohl *et al.*, 2010] Pohl, B., Fauchereau, N., Reason, C. J. C., & Rouault, M. (2010). Relationships between the Antarctic oscillation, the Madden-Julian oscillation, and ENSO, and consequences for rainfall analysis. *Journal of Climate*, 23(2), 238–254. <http://doi.org/10.1175/2009JCLI2443.1>
- [Poiraud, 2014] Poiraud, A., 2014. Landslide susceptibility–certainty mapping by a multi-method approach: A case study in the Tertiary basin of Puy-en-Velay (Massif central, France). *Geomorphology*, 216, pp.208–224. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.001>.

- [Power *et al.*, 2013] Power S., Delage F., Chung C., Kociuba G. & Keay K. Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. *Nature* 2013, 502, 541–545. doi:10.1038/nature12580.
- [Prabha & Hoogenboom, 2008] Prabha, T., & Hoogenboom, G., 2008. Evaluation of the Weather Research and Forecasting model for two frost events. *Computers and Electronics in Agriculture*, 64(2), 234-247.
- [Pradhan and Lee, 2010] Pradhan B. & Lee S. Delineation of landslide hazard areas on Penang Island, Malaysia, by using frequency ratio, logistic regression, and artificial neural network models. *Environ Earth Sci* 2010, 60, 1037–1054.
- [Prigent *et al.*, 2012] Prigent, C., Jiménez, C., & Catherinot, J. (2012). Comparison of satellite microwave backscattering (ASCAT) and visible/near-infrared reflectances (PARASOL) for the estimation of aeolian aerodynamic roughness length in arid and semi-arid regions. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(1997), 2703–2712. doi:10.5194/amt-5-2703-2012
- [Quecedo *et al.*, 2004] Quecedo, M., Pastor, M., Herreros, M. I., & Fernández Merodo, J. A. (2004). Numerical modelling of the propagation of fast landslides using the finite element method. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 59(6), 755-794. doi:10.1002/nme.841
- [Quezada, 1996] Quezada, J. 1996. *Geología Urbana y Ambiental de la Ciudad de Concepción. Memoria para optar al título de geólogo (Inédito)*. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra, 143 p.
- [Quintana and Aceituno, 2012] Quintana J.M. & Aceituno P. Changes in the rainfall regime along the extra tropical west coast of South America (Chile): 30–43°S. *Atmosfera* 2012, 25, (3450), 1–22.
- [Quinzio y Bonilla, 2010] Arturo Quinzio y Ramiro Bonilla, 2010. Mapa geológico para la zona de concepción, Chiguayante y Talcahuano. Resultados del curso Geología de Campo II. Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. Comunicación interna.
- [Rahman *et al.*, 2012] Rahman Md. M., Singh Arya D., Goel N.K. & Mitra A.K. Rainfall statistics evaluation of ECMWF model and TRMM data over Bangladesh for flood related studies. *Met Apps* 2012, 19, 501–512. doi: 10.1002/met.293.
- [Rahman *et al.*, 2013] Rahman M.M., Goel N.K. & Arya D.S. Study of early flood warning dissemination system in Bangladesh. *J Flood Risk Manag* 2013, 6, 290–301.

- [Rahn, 2012] Rahn, D. A. (2012). Influence of large scale oscillations on upwelling-favorable coastal wind off central Chile. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(19), 1–11. <http://doi.org/10.1029/2012JD018016>
- [Ramirez and Hauser, 2007] Ramirez, P. and Hauser, A., 2007. Situación actual de terrenos afectados por remociones en masa en algunos sectores de la provincia de Concepción, durante los años 2005 y 2006. Santiago, SERNAGEOMIN, 10 pag (inedito).
- [Ramirez and Vivallo, 2009] Ramírez, P. y Vivallo, J. 2009. Microzonificación sísmica de la ciudad de Concepción-Chile. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago
- [Ramírez *et al.*, 2006] Ramírez M.C., Valverde N.J.F. & Haroldo F.C.V. Linear and nonlinear statistical downscaling for rainfall forecasting over southeastern Brazil. *Wea Forecast* 2006, 21, 969–989.
- [Raspini *et al.*, 2015] Raspini, F., Ciampalini, A., Del Conte, S., Lombardi, L., Nocentini, M., Gigli, G., ...Casagli, N. (2015). Exploitation of amplitude and phase of satellite SAR images for landslide mapping: The case of Montescaglioso (South Italy). *Remote Sensing*, 7(11), 14576–14596. <http://doi.org/10.3390/rs71114576>
- [Rawat *et al.*, 2011] Rawat, M.S., Joshi, V., Rawat, S. & Kumar, K., 2011. Landslide movement monitoring using GPS technology: A case study of Bakthang landslide, Gangtok, East Sikkim, India. *Journal of Development and Agricultural Economics* Vol. 3(5), pp. 194-200.
- [Rawlins *et al.*, 2009] Rawlins M.A., Ye H., Yang D., Shiklomanov A. & McDonald K.C. Divergence in seasonal hydrology across northern Eurasia: emerging trends and water cycle linkages. *J Geophys Res (Atmospheres)* 2009, 114, D18119.doi: 10.1029/2009JD011747.
- [Rawls, 1983] Rawls, W.J. 1983. Estimating soil bulk density from particle size analyses and organic matter content. *Soil Sci.* 135:123–125
- [Ray *et al.*, 2010a] Ray, R.L., Jacobs, J.M. & Cosh, M.H., 2010. Landslide susceptibility mapping using downscaled AMSR-E soil moisture: A case study from Cleveland Corral, California, US. *Remote Sensing of Environment*, 114(11), pp.2624–2636.
- [Ray *et al.*, 2010b] Ray, R., Jacobs, J., and de Alba, P., 2010. Impacts of Unsaturated Zone Soil Moisture and Groundwater Table on Slope Instability. *J. Geotech. Geoenviron.Eng.*, 136(10), 1448-1458.
- [Reid *et al.*, 1988] Reid, M. E., H. P. Nielsen, and S. J. Dreiss, 1988. Hydrologic factors triggering a shallow hillslope failure, *Bull.Assoc.Eng.Geol.*, 25, 349–361.

- [Reid *et al.*, 1997] Reid, M. E., R. G. LaHusen, and R. M. Iverson, 1997. Debris-flow initiation experiments using diverse hydrologic triggers, in Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics Prediction, and Assessment, edited by C.-L. Chen, pp. 1–11, Am. Soc. Civil Eng., Reston, Va
- [Richter & Wagner, 2011] Richter, A., & Wagner, T. (2011). The Use of UV, Visible and Near IR Solar Back Scattered Radiation to Determine Trace Gases. In J. P. Burrows, U. Platt, & P. Borrell (Eds.), *The Remote Sensing of Tropospheric Composition from Space* (pp. 67-122). Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- [Rickli y Graf (2009)] Rickli, C., Graf, F., 2009. Effects of forests on shallow landslides - case studies in Switzer- land. *Forest Snow and Landscape Research* 82, 1:33:44.
- [Rigon *et al.*, 2006] Riccardo Rigon, Giacomo Bertoldi, and Thomas M. Over, 2006. GEOtop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets. *J. Hydrometeorol*, 7, 371-388. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM497.1>
- [Ripoll, 2003] Ripoll, J. A. G., 2003. Instrumentación para control de movimientos de ladera: sistema gps y otros. Operatividad de la instrumentación en aguas subterráneas, suelos contaminados y riesgos geológicos. Madrid.
- [Ríos, 1995] Ríos, Sixto (1995). *Modelización*. Alianza Universidad. ISBN 978-84-206-2822-6.
- [Rochet, 1987] Rochet, L., 1987. Application des modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. *Risques Naturels. Bull. L.P. et Ch.*, 150-151. 84-95 pp.
- [Rodriguez-Cassola *et al.*, 2015] Rodriguez-Cassola, M.; Prats-Iraola, P.; De Zan, F.; Scheiber, R.; Reigber, A.; Geudtner, D.; Moreira, A., "Doppler-Related Distortions in TOPS SAR Images," *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* , vol.53, no.1, pp.25,35, Jan. 2015. doi: 10.1109/TGRS.2014.2313068
- [Rosenbaum et al, 1984] Rosenbaum y Rubin, 1984. Reducing Bias in Observational Studies Using Subclassification on the Propensity Score. *Journal of the American statistical Association*. Vol.79, No. 387 (Sep., 1984), pp. 516-524.
- [Ruiz *et al.*, 2010] RUIZ, J. J., SAULO, C., & NONGUES-PAEGLE, J., 2010. WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. *MONTHLY WEATHER REVIEW*, 138, 3342–3355.
- [Ruiz-Villanueva *et al.*, 2011] Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J. M., Díez-Herrero, a., & Calvo, C., 2011. Triggering threshold precipitation and soil hydrological characteristics of shallow

landslides in granitic landscapes. *Geomorphology*, 133(3-4), 178–189.
doi:10.1016/j.geomorph.2011.05.018

[Rupert *et al.*, 2008] Rupert M.G., Cannon S.H., Gartner J.E., Michael J.A. & Helsel D.R., 2008. Using Logistic Regression to Predict the Probability of Debris Flows in Areas Burned by Wildfires, Southern California, 2003–2006. Open-File Report 2008–1370 U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. Available at http://www.pubs.usgs.gov/of/2008/1370/pdf/OF08-1370_508.pdf [accessed on May 27, 2012]. 16 p.

[Rutllant and Yáñez., 2004] Rutllant J. & Yáñez E. (eds.), 2004. El Niño-La Niña 1997–2000. Sus efectos en Chile. Comité Oceanográfico Nacional, Valparaíso, Chile. 265 p. ISBN 956-235-024-X.

[SERNAGEOMIN, 2003] SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1.000.000.

[Sadeghi *et al.*, 2016] Sadeghi, S. H. R., Sharifi Moghadam, E., & Khaledi Darvishan, A. (2016). Effects of subsequent rainfall events on runoff and soil erosion components from small plots treated by vinasse. *Catena*, 138, 1–12. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.007>

[Saez, 2004] Saez, G., 2004. Metodología de Zonificación y Estratificación de Suelos aplicado a las Comunas de San Pedro de la Paz y Chiguayante. Proyecto de Título presentado en conformidad a los requisitos para obtener el Título de Ingeniero Civil. Universidad del Biobío.

[Salazar *et al.*, 2012] Salazar, F., Oñate, E., & Morán, R. (2012). Modelación numérica de deslizamientos de ladera en embalses mediante el Método de Partículas y Elementos Finitos (PFEM). *Revista Internacional de Métodos Numéricos Para Cálculo Y Diseño En Ingeniería*, 28(2), 112–123. <http://doi.org/10.1016/j.rimni.2012.03.004>

[Sandwell *et al.*, 2008] Sandwell, D. T., Myer, D., Mellors, R., Shimada, M., Brooks, B., & Foster, J. (2008). Accuracy and Resolution of ALOS Interferometry: Vector Deformation Maps of the Father's Day Intrusion at Kilauea, 46(11), 3524–3534.

[Sarma, 1973] Sarma, S. K. (1973). "Stability analysis of embankments and slopes". *Géotechnique* 23 (3): 423. doi:10.1680/geot.1973.23.3.423

[Sarma, 1979] Sarma S. K. (1979), Stability analysis of embankments and slopes. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 1979, 105, 1511–1524, ISSN 0093-6405

- [Savolainen et al, 2011] Savolainen, P., F. Mannering, D. Lord, and M. Quddus, 2011. The statistical analysis of crash injury severities: A review and assessment of methodological alternatives. Forthcoming in accident analysis and prevention.
- [Savolainen *et al.*, 2007] Savolainen P., Mannering F., Lord D. & Quddus M. The statistical analysis of crash injury severities: a review and assessment of methodological alternatives. *Accid Anal Prev* 2011, 43, (5), 1666–1676. doi: 10.1016/j.aap.2011.03.025.
- [Scarpati *et al.*, 2007] Scarpati, O., J. Forte Lay, and A. Capriolo. 2007. “Impacts of ENSO Events in Soil Water Moisture in Pampean Region (Argentina)”. *Revista Geográfica*, no. 141. Pan American Institute of Geography and History: 39–51. <http://www.jstor.org/stable/40996741>.
- [Schaber and Breed, 1999] Schaber, G.G., Breed, C.S., 1999. The importance of SAR wavelength in penetrating blow sand in Northern Arizona. *Remote Sensing of Environment*, 69 (2), pp. 87-104.
- [Schlögel *et al.*, 2014] Schlögel, R., Doubre, C., Malet, J., & Masson, F. (2015). Landslide deformation monitoring with ALOS/PALSAR imagery: A D-InSAR geomorphological interpretation method. *Geomorphology*, 231, 314–330. doi:10.1016/j.geomorph.2014.11.031
- [Schroeder *et al.*, 2003] W. Schroeder *et al.*. The Visualization Toolkit, 3rd Edition. Kitware, Inc., 2003
- [Schöngart et al, 2007] Schöngart, J., & Junk, W. J., 2007. Forecasting the flood-pulse in Central Amazonia by ENSO-indices. *Journal of Hydrology*, 335(1-2), 124-132. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.11.005.
- [Screen y Simmonds, 2014] J.A. Screen, and I. Simmonds, "Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes", *Nature Climate Change*, vol. 4, pp. 704-709, 2014. <http://dx.doi.org/10.1038/NCLIMATE2271>
- [Senatore *et al.*, 2014] Alfonso Senatore, Giuseppe Mendicino, Hans Richard Knoche, Harald Kunstmann. (2014) Sensitivity of Modeled Precipitation to Sea Surface Temperature in Regions with Complex Topography and Coastlines: A Case Study for the Mediterranean. *Journal of Hydrometeorology* 15:6, 2370-2396.
- [Seo *et al.*, 2014] Dong-Jun Seo, Yuqiong Liu, Hamid Moradkhani, Albrecht Weerts, Ensemble prediction and data assimilation for operational hydrology, *Journal of Hydrology*, Volume 519, Part D, 27 November 2014, Pages 2661-2662, ISSN 0022-1694, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.035>.

- [Sepúlveda, S.A. *et al.*, 2006] Sepúlveda, S.A. *et al.*, 2006. Landslide hazards in Santiago, Chile: An overview. In IAEG 2006. Paper num. 105. pp. 1–8.
- [Shahabi *et al.*, 2014] Shahabi, H., Khezri, S., Ahmad, B. Bin, & Hashim, M. (2014). Landslide susceptibility mapping at central Zab basin, Iran: A comparison between analytical hierarchy process, frequency ratio and logistic regression models. *CATENA*, 115, 55–70. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2013.11.014>
- [Shaw, S.B. *et al.*, 2014] Shaw, S.B. *et al.*, 2014. Longitudinal study of the impacts of land cover change on hydrologic response in four mesoscale watersheds in New York State, USA. *Journal of Hydrology*, 519, pp.12–22. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.055>
- [Shih-Hung, 2011] Shih-Hung Chou, 2011. An Example of Vertical Resolution Impact on WRF-Var Analysis. National Weather Association, *Electronic Journal of Operational Meteorology*.
- [Sidle & Swanston, 1982] Sidle, R. C., and D. N. Swanston, 1982. Analysis of a small debris slide in coastal Alaska, *Can. Geotech. J.*, 19, 167–174
- [Sidle y Bogaard, 2016] Sidle, R.C., Bogaard, T.A. (2016) Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslides. *Earth Science Reviews*, 159, 275-291.
- [Silva, 2000] Silva, G., 2000. Análisis del cambio en la tendencia del ciclo hidrológico. Aplicación al río Biobío. Memoria de título. Universidad de Concepción, 2008. Universidad de Concepción (Chile). Centro EULA-Chile
- [Simoni *et al.*, 2004] Simoni, A., Berti, M., Generali, M., Elmi, C., Ghirotti, M., 2004. Preliminary results from pore pressure monitoring on an unstable clay slope. *Engineering Geology* 73, 117–128
- [Skamarock *et al.*, 2005] Skamarock, W.C., J.B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D.M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Tech Note NCAR TN-4681STR, 100 pp.
- [Skempton, 1964] Skempton, A. W. (1964). Long term stability in clay slopes. *Géotechnique* 14, 77-101
- [Smith *et al.*, 2013] I. M. Smith, D. V. Griffiths, L. Margetts, 2013. *Programming the Finite Element Method*, 5th Edition. ISBN: 978-1-119-97334-8. 682 pages
- [Smith, 1996] Smith K. *Environmental hazards, assessing risk and reducing disaster*. London: Routledge, 1996.

- [Snee, 1977] Snee, R., 1977. Validation of Regression Models: Methods and Examples Technometrics. American Statistical Association Vol. 19, No. 4, pp. 415-428.
- [Sobarzo *et al.*, 2011] Sobarzo, V., Villalobos, F. & King, R., 2011. Estudio de la estabilidad de taludes en roca meteorizada de la Formación Quiriquina. Obras y Proyectos, 9, 38–48.
- [Soil Survey Staff, 2004] Soil Survey Staff. 2004. National soil characterization data. NRCS National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- [Solman *et al.*, 2015] Silvina A. Solman, Isidoro Orlanski. (2015) Climate Change over the Extratropical Southern Hemisphere: The Tale from an Ensemble of Reanalysis Datasets. Journal of Climate 29:5, 1673-1687.
- [Spek, 2011] Spek, J. V. D., 2011. Characterization of the groundwater dynamics in landslides in varved clays. Delft University of Technology. Ms. Thesis.
- [Spencer, 1967] Spencer, E. (1967). A Method of analysis of the Stability of Embankments Assuming Parallel Inter-Slice Forces. Géotechnique, 17(1), 11–26. <http://doi.org/10.1680/geot.1967.17.1.11>
- [Squarzoni *et al.*, 2003] Squarzoni, C., Delacourt, C., & Allemand, P., 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. Engineering Geology, 68(1-2), 53-66. doi:10.1016/S0013-7952(02)00198-9
- [Squarzoni *et al.*, 2005] Squarzoni, C., Delacourt, C., & Allemand, P. (2005). Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). Engineering Geology, 79(3-4), 215–229. doi:10.1016/j.enggeo.2005.01.015
- [Srivastava *et al.*, 2013] Srivastava, P. K., Han, D., Ramirez, M. R., & Islam, T. (2013). Machine Learning Techniques for Downscaling SMOS Satellite Soil Moisture Using MODIS Land Surface Temperature for Hydrological Application. Water Resources Management, 27, 3127–3144. doi:10.1007/s11269-013-0337-9
- [Strahler, 1977] Strahler, A., 1977. Geography and man's environment. New York: Wiley.
- [Su *et al.*, 2015] Chun-Hsu Su, Sugata Y. Narsey, Alexander Gruber, Angelika Xaver, Daniel Chung, Dongryeol Ryu, Wolfgang Wagner, Evaluation of post-retrieval de-noising of active and passive microwave satellite soil moisture, Remote Sensing of Environment, Volume 163, 15 June 2015, Pages 127-139, ISSN 0034-4257, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.010>.
- [Sun *et al.*, 2015] Sun, Q., Zhang, L., Ding, X. L., Hu, J., Li, Z. W., & Zhu, J. J. (2015). Remote Sensing of Environment, 156, 45–57.

- [Šilhán *et al.*, 2013] Šilhán, K., Pánek, T., Dušek, R., Havlů, D., Brázdil, R., Kašičková, L., & Hradecký, J. (2013). The dating of bedrock landslide reactivations using dendrogeomorphic techniques: The Mazák landslide, Outer Western Carpathians (Czech Republic). *Catena*, 104(July 1997), 1–13. doi:10.1016/j.catena.2012.12.010
- [Šuklje, 1969] Šuklje, L., 1969. *Rheological Aspects of Soil Mechanics*. Ed. Wiley-Interscience, London.
- [Tarbuck y Lutgens, 1999] Edward J. Tarbuck, Frederick K. Lutgens: “*Ciencias de la Tierra: Una Introducción a a geología Física* “. Editorial Prentice Hall , Madrid 1999.
- [Tarolli y Tarboton, 2006] Tarolli, P., Tarboton, D.G., 2006. A new method for determination of most likely landslide initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping. *Hydrology and EarthSystemScience* 10, 663–677.
- [Tavera, 1960] Tavera J. 1960. El Triásico del valle inferior del río BíoBío. *Universidad de Chile, Instituto de Geología (Chile)* 18: 321-345
- [Ter Stepanian, 1963] Ter Stepanian, M.G., 1963. On the long-term stability of slopes. Publication n. 52. Norwegian Geotechnical Institute, pp. 1–13.
- [Terzaghi, 1950] Terzaghi, K. (1950). *Mechanism of landslides*. *Engineering Geology (Berkeley)* volume (pp. 83–123). The Geological Society of America.
- [Terzis *et al.*, 2006] Terzis, A., Anandarajah, A., Moore, K., and Wang, I-J., 2006. Slip Surface Localization in Wireless Sensor Networks for Landslide Prediction. *IPSN’06*, April 19–21, 2006, Nashville, Tennessee, USA.
- [Tewari *et al.*, 2004] Tewari, M., F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. A. LeMone, K. Mitchell, M. Ek, G. Gayno, J. Wegiel, and R. H. Cuenca, 2004: Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, pp. 11-15.
- [Teza *et al.*, 2008] Teza G, Pesci A, Genevois R, Galgaro A (2008) Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology* 97:424–437. doi:10.1016/j.geomorph.2007.09.003
- [Thiebes, 2012] Thiebes, B. (2012). *Landslide Analysis and Early Warning Systems*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-27526-5>

- [Thiele *et al.*, 1998] Thiele, R.; Moreno, H.; Elgueta, S.; Lahsen, A.; Rebolledo, S.; Petit-Breuilh, M.E. 1998. Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 25, No. 2, p. 229-255.
- [Tobe *et al.*, 2006] Tobe, T. and Chigira, M., 2006. Causes of Shallow Landslides of Weathered Granitic Rocks. From the View Point of Weathering Styles and Petrologic Textures. *Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides.*, 493-501.
- [Trenberth, 1997] Trenberth K.E. The definition of El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1997, 78, 2771–2777.
- [USGS, 2004] USGS, 2004. Landslide Types and Processes. Fact Sheet 2004-3072 1-4.
- [Uchida *et al.*, 2011] Uchida, T., Yokoyama, O., Suzuki, R., Tamura, K., Ishizuka, T., 2011. A New Method for Assessing Deep Catastrophic Landslide Susceptibility, 4(2).
- [UdeC, 2011] Universidad de Concepción, 2011. Declaración de impacto ambiental (DIA), Loteo fundo la cantera y el guindo. Informe presentado al servicio de evaluación ambiental (inédito).
- [Urrutia and Lanza, 1993] Urrutia R. & Lanza C. *Catástrofes en Chile, 1541–1992*. Santiago: Editorial La Noria, 1993. 440 p.
- [Vahid *et al.*, 2011] Vahid, S., Nezhad, A., Abad, K., Mohamad, E. T., Jahanmirinezhad, H., Hajihassani, M., & Namazi, E. (2011). Zonation of Landslide Hazards Based on Weights of Evidence Modeling Along Tehran-Chalos Road Path, Iran. *EJGE*, 16, 1083–1097.
- [Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007] Van Den Eeckhaut M, Poesen J, Verstraeten G, Vanacker V, Nyssen J, Moeyersons J, van Beek LPH, Vandekerckhove L (2007) Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surf Proc Land* 32:754–769. doi:10.1002/esp.1417
- [Van Genuchten *et al.*, 1992] Van Genuchten, M.Th., and F.J. Leij. 1992. On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. p. 1–14. In M.Th. Van Genuchten *et al.* (ed.) *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*. Univ. of California, Riverside, CA
- [Van Westen, 2004] Van Westen C.J., 2004. Geo-Information tools for landslide risk assessment: an overview of recent developments. – In: *Proc. 9th International. Symp. Landslides*, Rio de Janeiro, Brazil, Balkema, Rotterdam, 39-56.
- [Van den Poel and Larivière, 2003] Van den Poel D. & Larivière B. Customer attrition analysis for financial services using proportional hazard models. *Eur J Oper Res* 2003, 157, (1), 196–217.

- [Varela y Moreno, 1982] Varela, J.; Moreno, H. 1982. Los Depósitos de Relleno de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Biobío. Congreso Geológico de Chile, No. 3, Actas, Vol. 2, p. F280-F306. Concepción.
- [Varnes, 1978] Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In *Landslides, Analysis and Control*, Special Report N°176. Schuster, R.L., Krizek, R.J., edits. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., p.11-33.
- [Varnes, 1984] Varnes, D. J., 1984. *Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice*. Commission on the Landslides of the IAEG, UNESCO, Natural Hazard 3:66 pp.
- [Vassallo *et al.*, 2014] Vassallo, R., Grimaldi, G.M. & Di Maio, C., 2014. Pore water pressures induced by historical rain series in a clayey landslide: 3D modeling. *Landslides*, (July). Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s10346-014-0508-7> [Accessed September 13, 2014].
- [Velázquez & Gómez-Sal, 2007] Velázquez, E., & Gómez-Sal, A. (2007). Environmental Control of Early Succession on a Large Landslide in a Tropical Dry Ecosystem (Casita Volcano, Nicaragua). *Biotropica*, 39(5), 601–609. <http://doi.org/10.1111/j.1744-7429.2007.00306.x>
- [Villalobos, S., 2011] Villalobos, S., 2011. Análisis y diseño de una excavación apertada en un suelo residual de Concepción. Universidad Católica de la Santísima Concepción. Tesis para optar al título de Ingeniero Civil.
- [Walker & Willgoose, 1999] Walker, J. P. & Willgoose, G. R., 1999. On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology. *35*, 2259–2268.
- [Wallerstein and Arthur, 2012] Wallerstein N. & Arthur S. Improved methods for predicting trash delivery to culverts protected by trash screens. *J Flood Risk Manag* 2012, 5, (1), 23–36. doi: 10.1111/j.1753-318X.2011.01122.x.
- [Wang and Sassa, 2010] Fawu Wang, Kyoji Sassa, Landslide simulation by a geotechnical model combined with a model for apparent friction change, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, Volume 35, Issues 3–5, 2010, Pages 149-161, ISSN 1474-7065, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2009.07.006>.
- [Wang *et al.*, 2009] Wang Laigui, Zhao Na, Li Tianbin. Finite element simulation of collapse and sliding of slope with single weak plane induced by strong earthquake. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2009, 28 (Supp.1): 3 163–3 167 (in Chinese).

- [Wang *et al.*, 2012] Wang, W., Yang, X., & Yao, T., 2012. Evaluation of ASTER GDEM and SRTM and their suitability in hydraulic modelling of a glacial lake outburst flood in southeast Tibet. *Hydrological Processes*, 26(2), 213–225. doi:10.1002/hyp.8127
- [Wasowski *et al.*, 2012] Wasowski, J., Lamanna, C., Gigante, G., & Casarano, D. (2012). High resolution satellite imagery analysis for inferring surface–subsurface water relationships in unstable slopes. *Remote Sensing of Environment*, 124, 135–148. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.007>
- [Waylen *et al.*, 1993] Waylen P.R., Caviedes C.N. & Juricic C. El Niño-Southern Oscillation and the surface hydrology of Chile: a window on the future? *Can Water Resour J* 1993, 18, (4), 425–441.
- [Weerts *et al.*, 2010] Albrecht H. Weerts, Ghada Y. El Serafy, Stef Hummel, Juzer Dhondia, Herman Gerritsen, Application of generic data assimilation tools (DATools) for flood forecasting purposes, *Computers & Geosciences*, Volume 36, Issue 4, April 2010, Pages 453-463, ISSN 0098-3004, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2009.07.009>.
- [Wei and Sandwell, 2010a] Wei, M. and Sandwell, T., 2010. Decorrelation of ALOS and ERS interferometry over vegetated areas in California, *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, 48, 2942-2952, doi:10.1109/TGRS.2010.2043442
- [Wei *et al.*, 2010b] Wei, M., Sandwell, D., & Smith-Konter, B., 2010. Optimal combination of InSAR and GPS for measuring interseismic crustal deformation. *Advances in Space Research*, 46(2), 236-249. COSPAR. doi:10.1016/j.asr.2010.03.013
- [Wieczorek & Guzzetti, 1999] Wieczorek, G. F., & Guzzetti, F., 1999. A review of rainfall thresholds for triggering landslides. In *Mediterranean storms. Proceedings Plinius conference* (Vol. 99, pp. 407-414).
- [Wigmosta *et al.*, 1994] Wigmosta, M.S., L. Vail, and D. P. Lettenmaier, 1994: A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain, *Wat. Resour. Res.*, 30, 1665-1679.
- [Willmott *et al.*, 1994] Willmott C.J., Robeson S.M. & Feddema J.J. Estimating continental and terrestrial precipitation averages from rain-gauge networks. *Int J Climatol* 1994, 14, 403–414. doi: 10.1002/joc.3370140405.
- [Wilson, D.I., 2002] Wilson, D.I., 2002. Derivation Of the chalk superficial deposits of the North Downs, England: An application of discriminant analysis. *Geomorphology*, 42, 343–364.

- [Wobus *et al.*, 2014] Wobus C., Lawson M., Jones R., Smith J. & Martinich J. Estimating monetary damages from flooding in the United States under a changing climate. *J Flood Risk Manag* 2014, 7, 217–229. doi: 10.1111/jfr3.12043.
- [Xiao *et al.*, 2008] Xiao, D., Wu, C., & Yang, H. (2008). Determination of the critical slip surface based on stress distributions from FEM. In Z.-K. L. Zuyu Chen, Jian-Min Zhang, Ken Ho, Fa-Quan Wu (Ed.), *Landslides and Engineering Slopes* (CRC Press, pp. 1017–1022).
- [Xie and Arkin, 1997] Xie and Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2539-2558.
- [Xu *et al.*, 2011] Wei Xu, Pingping Huang, Yunkai Deng, TOPSAR data focusing based on azimuth scaling preprocessing, *Advances in Space Research*, Volume 48, Issue 2, 15 July 2011, Pages 270-277, ISSN 0273-1177, <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2011.03.024>.
- [Xu *et al.*, 2014] Xu, C., Xu, X., Shyu, J. B. H., Zheng, W., & Min, W. (2014). Landslides triggered by the 22 July 2013 Minxian-Zhangxian, China, Mw 5.9 earthquake: Inventory compiling and spatial distribution analysis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92(July 2013), 125–142. doi:10.1016/j.jseaes.2014.06.014
- [Yalcin, 2007] Yalcin, A. (2007). The effects of clay on landslides: A case study. *Applied Clay Science*, 38(1-2), 77–85. <http://doi.org/10.1016/j.clay.2007.01.007>
- [Yen, 1969] Yen, B.C., 1969. Stability of slopes undergoing creep deformation. *Journal of Soil Mechanics and Foundation Engineering*, ASCE 95 (4), 1075–1096.
- [Yin and Chen, 2009] Yin Y., Xu Y. & Chen Y. Relationship between flood/drought disasters and ENSO from 1857 to 2003 in the Taihu Lake basin, China. *Quaternary Int* 2009, 208, 93–101.
- [Yin, 2009] Yin, Y., Xu, Y., Chen, Y., 2009. Relationship between flood/drought disasters and ENSO from 1857 to 2003 in the Taihu Lake basin, China. *Quaternary International* 208.
- [Zapata-Rios *et al.*, 2015] Zapata-Rios, X., Brooks, P. D., Troch, P. A., McIntosh, J., & Rasmussen, C. (2015). Influence of climate variability on water partitioning and effective energy and mass transfer (EEMT) in a semi-arid critical zone. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12(8), 7933–7969. <http://doi.org/10.5194/hessd-12-7933-2015>
- [Zhang *et al.*, 2000] Zhang, W.C. Hydrological Process Studies on the Urumqi River Basin, Northwestern China, by Using Remote Sensing and GIS Techniques. Ph.D. Dissertation, Nagoya University: Nagoya, Japan, 2000.

- [Zhang *et al.*, 2015] Zhang, Y., Wang, J., Xu, Q., Chen, G., X Zhao, J., Zheng, L., ... Yu, P. (2015). DDA validation of the mobility of earthquake-induced landslides. *Engineering Geology*, 194, 38–51. <http://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.08.024>
- [Zhang, X. *et al.*, 2012] Zhang, X. *et al.*, 2012. Modeling and assessing hydrologic processes for historical and potential land-cover change in the Duoyingping watershed, southwest China. *Physics and Chemistry of the Earth*, 53-54, pp.19–29. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2011.08.021>.
- [Zheng *et al.*, 2006] Zheng, H., Tham, L. G., & Liu, D. (2006). On two definitions of the factor of safety commonly used in the finite element slope stability analysis. *Computers and Geotechnics*, 33(3), 188–195. doi:10.1016/j.compgeo.2006.03.007
- [Zhong *et al.*, 2010] Hua Zhong, Xingzhao Liu, An effective focusing approach for azimuth invariant bistatic SAR processing, *Signal Processing*, Volume 90, Issue 1, January 2010, Pages 395-404, ISSN 0165-1684, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sigpro.2009.07.005>.
- [Zhou *et al.*, 2013] Zhou, J. W., Cui, P., & Yang, X. G. (2013). Dynamic process analysis for the initiation and movement of the Donghekou landslide-debris flow triggered by the Wenchuan earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences*, 76, 70–84. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.08.007>
- [Zhu *et al.*, 2014] Zhu, A. *et al.*, 2014. An expert knowledge-based approach to landslide susceptibility mapping using GIS and fuzzy logic. *Geomorphology*, 214, pp.128–138. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.003>.
- [Zinck *et al.*, 2001] Zinck, J. A., López, J., Metternicht, G. I., Shrestha, D. P., & Vázquez-Selem, L. (2001). Mapping and modelling mass movements and gullies in mountainous areas using remote sensing and GIS techniques. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 3(1), 43–53. doi:10.1016/S0303-2434(01)85020-0

10 ANEXO: DETALLE DE ENSAYOS GETECNICOS

10.1 Extracción de las muestras

Se extrajeron cuatro muestras en dos sectores ubicados en la comuna de Chiguayante, Chile. La muestra 1 se encontraba ubicado en $36^{\circ} 47' 49,98''$ S, $73^{\circ} 03' 18,42''$ W (Figura 10.1) mientras que la muestra 2 fue extraída en $36^{\circ} 47' 51,56''$ S, $73^{\circ} 03' 18,97''$ W.

Figura 10.1 Fotografía de muestra 1. Fuente: Elaboración propia.



10.2 Ensayos

Se realizaron dos tipos de ensayos, el primero estuvo enfocado a realizar una clasificación del tipo de suelos mientras que el segundo estableció las propiedades geomecánicas de las muestras (Ensayo de Corte Directo y Angulo de fricción máxima y residual).

10.2.1 Clasificación

A continuación se entregan los resultados de los ensayos de laboratorio necesarios para la clasificación de las muestras recibidas que incluyen la determinación de la gravedad específica (Gs), granulometría y límites de Atterberg al material fino de cada muestra cuando corresponde. La clasificación USCS del material se realizó siguiendo las indicaciones propuestas en las siguientes normas:

- NCh 1532-80 “Determinación de la Densidad de las Partículas Sólidas”
- NCh 1517/1-79 “Límites de Consistencia Determinación del Límite Líquido”
- NCh 1517/2-79 “Límites de Consistencia Determinación del Límite Plástico”

La densidad de las partículas sólidas, o gravedad específica (G_s) de las muestras estudiadas a partir de bloques se presenta en la Tabla 10.1.

Tabla 10.1 Gravedad específica (G_s). Fuente: Elaboración propia.

Muestra	Lugar	G_s
1	Bloque 1	2,627
2	Bloque 2	2,647
3	Bloque 3	2,526
4	Bloque 4	2,588

El análisis granulométrico realizado a las 4 muestras de suelo se realiza de acuerdo a las consideraciones propuestas por la *ASTM D2487-06*. Se puede observar en las **Tabla 10.2** y **Tabla 10.3** el resultado de este ensayo para todas las muestras, donde el porcentaje de granos finos supera el 65 %.

Tabla 10.2 Granulometría de los Bloques 2, 3 y 4. Fuente: Elaboración propia.

Malla ASTM	Abertura [mm]	% que pasa Bloque 2 [%]	% que pasa Bloque 3 [%]	% que pasa Bloque 4 [%]
N°4	4,75	96.30	92.38	81.3
N°10	2,00	94.22	87.78	77.3
N°20	0,85	92.05	84.62	74.95

N°40	0,425	87.40	82.36	73.35
N°60	0,25	85.60	80.96	72.4
N°100	0,15	84.14	78.92	71.5
N°200	0,08	80.50	74.58	69.55

Tabla 10.3 Granulometría del Bloque 1, se escogen tamices de diámetros menores por ser una muestra con mayor contenido de fino. Fuente: Elaboración propia.

Malla ASTM	Abertura [mm]	% que pasa Bloque 1 [%]
4	4.75	100
40	0.425	97.00
50	0.3	96.40
60	0.25	96.05
80	0.18	95.35
100	0.15	94.50
200	0.08	90.00

Figura 10.2 Distribución granulométricas para partículas del diámetro entre los 4.75 mm y los 0.08 mm de las cuatro muestras recibidas. Fuente: Elaboración propia.

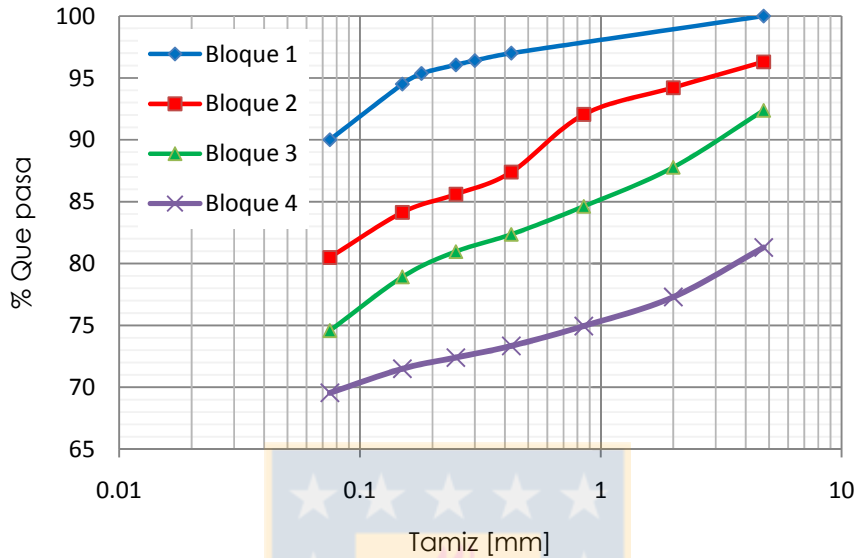
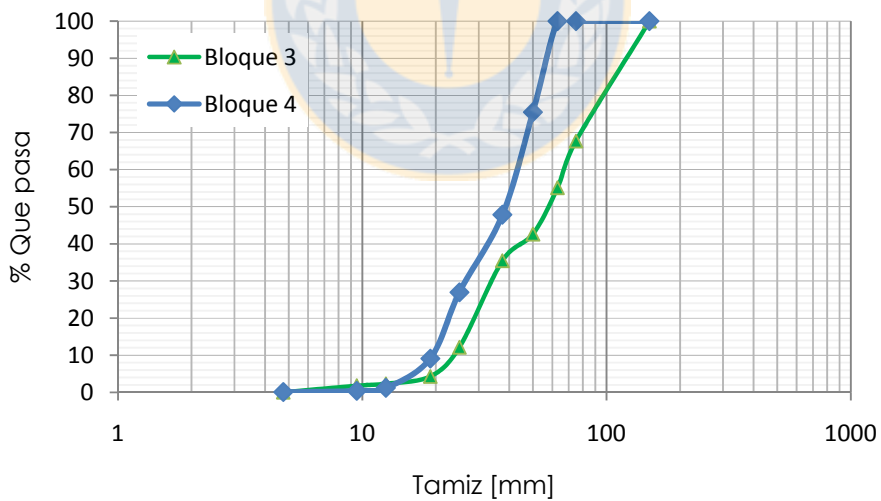


Figura 10.3 Distribución granulométricas para partículas del diámetro entre los 150 mm y los 4.75 mm que conforman los bloque 3 y 4. Fuente: Elaboración propia.



Los resultados de los límites de Atterberg para todas las muestras se presentan en la Tabla 10.4. Y a continuación la Figura 10.4 muestra el cucharón de Casa grande marca Humboldt. Con los resultados anteriores se pueden clasificar los suelos de acuerdo a la USCS. Los resultados de la clasificación se indican en la Tabla 10.5

Figura 10.4 Determinación de límite líquido mediante método cucharón de Casagrande y determinación límite plástico. Fuente: Elaboración propia.



Tabla 10.4 Límites de consistencia de las muestras de bloque. Fuente: Elaboración propia.

Bloque	LL	LP	IP
1	45	32	13
2	48	34	14
3	33	25	8
4	45	34	11

Figura 10.5 Carta de plasticidad para la clasificación de suelo fino. Fuente: Elaboracion propia

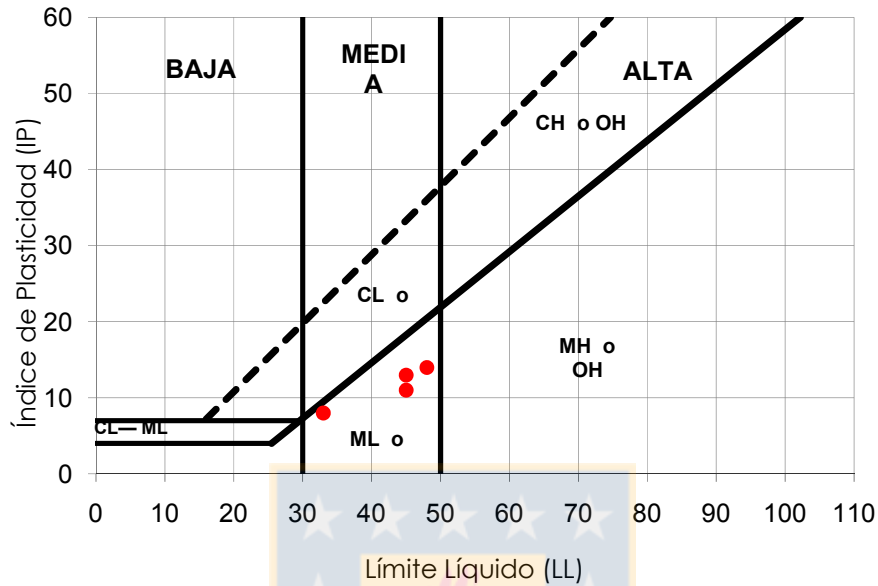


Tabla 10.5 Clasificación USCS. Fuente: Elaboracion propia

Bloque	Clasificación USCS
1	ML o OL
2	ML o OL
3	ML o OL
4	ML o OL

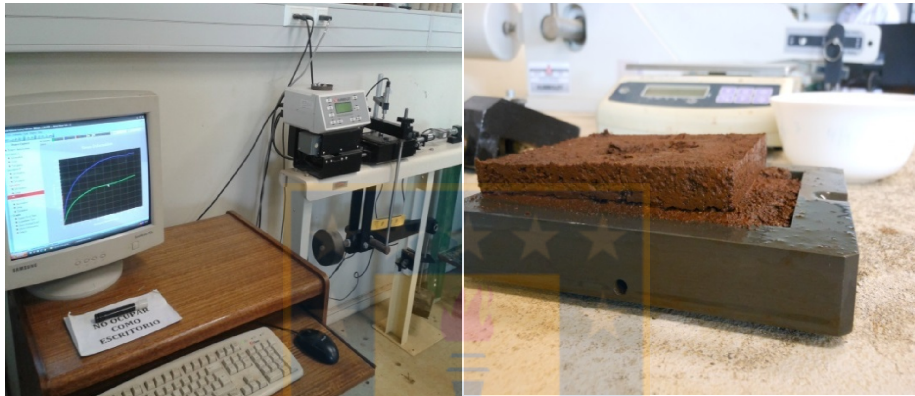
Todas las muestras analizadas presentan baja plasticidad clasificándose como limos orgánicos e inorgánicos y suelos muy finos.

10.2.2 Ensayo de Corte Directo.

La preparación de las muestras se realiza tallando el bloque de suelo hasta alcanzar las medidas del marco en que se serán ensayadas que tiene 100 mm de largo por 100 mm de ancho. El espesor promedio de las muestras es de 28 mm.

El ensayo de corte directo efectuado a las muestras talladas en laboratorio se realizó de acuerdo al procedimiento indicado en la norma ASTM 3080-03. Se consolidan 3 muestras por bloque a 25 kPa, 50 kPa y 100 kPa como se detalla en el siguiente apartado de resultados. La Figura 10.6 muestra el equipo utilizado para el ensayo de 12 muestras.

Figura 10.6 De izquierda a derecha, equipo de ensayo de corte directo marca Humboldt y probeta después de ser sometida a esfuerzos de corte. Fuente: Elaboración propia.



A continuación, en las siguientes tablas y figuras, se detallan las condiciones iniciales, del ensayo y finales, de las muestras ensayadas decada uno de los 4 bloques extraídos en terreno. De cada bloque se prepararon 3 muestras (A, B y C).

10.2.2.1 Bloque 1

Condiciones iniciales	A	B	C	
Altura de la probeta*	27	28	27	mm
Contenido de humedad	17.16	18.70	16.54	%
Peso unitario húmedo	1.57	1.47	1.63	g/cm ³
Peso unitario seco	1.34	1.24	1.40	g/cm ³
Índice de vacíos	0.97	1.13	0.88	-

*La superficie de falla se ubica a los 12mm de altura

Condiciones del ensayo	A	B	C	
Velocidad de corte	0.1	0.1	0.1	mm/min
Esfuerzo normal	25	50	100	kPa
Esfuerzo de corte máximo	28.27	40.43	61.05	kPa
Asentamiento por corte	0.26	1.36	1.58	mm

Condiciones finales	A	B	C	
Contenido de humedad	13.41	8.73	9.92	%
Peso unitario húmedo	1.59	1.53	1.69	g/cm ³
Peso unitario seco	1.41	1.41	1.54	g/cm ³
Índice de vacíos	0.87	0.86	0.71	-

Las siguientes figuras muestran gráficamente los resultados del ensayo de corte directo realizado a las 3 muestras.

Figura 10.7 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboración propia

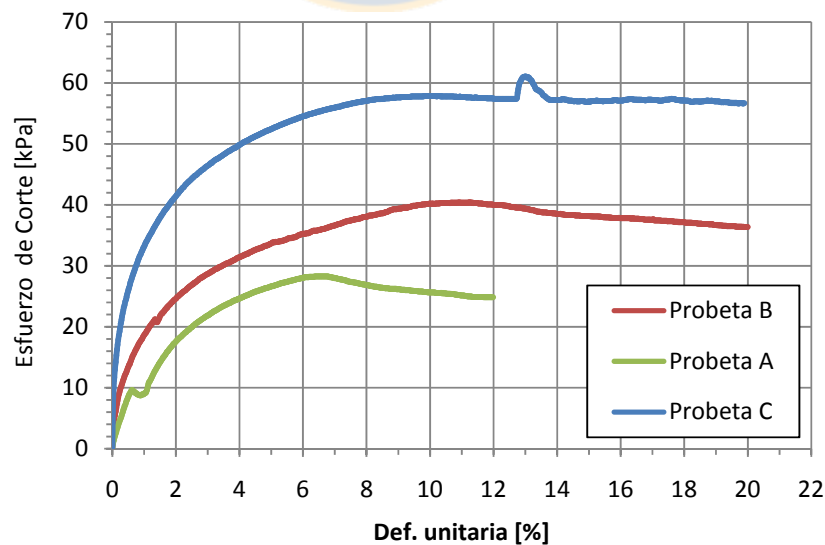
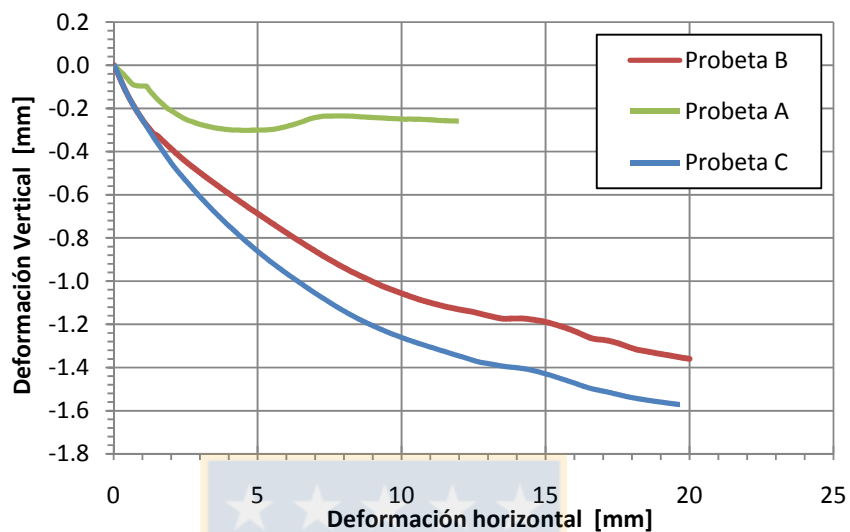


Figura 10.8 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboración propia



10.2.2.2 Bloque 2

Condiciones iniciales	A	B	C	
Altura de la probeta*	27	27	28	mm
Contenido de humedad	20.08	19.60	21.64	%
Peso unitario húmedo	1.53	1.36	1.36	g/cm ³
Peso unitario seco	1.28	1.13	1.12	g/cm ³
Índice de vacíos	1.08	1.34	1.37	-

*La superficie de falla se ubica a los 12mm de altura

Condiciones del ensayo	A	B	C	
Velocidad de corte	0.1	0.1	0.1	mm/min
Esfuerzo normal	25	50	100	kPa
Esfuerzo de corte máximo	26.88	37.52	67.61	kPa
Asentamiento por corte	0.92	1.66	1.79	mm

Condiciones finales	A	B	C	
Contenido de humedad	15.42	19.30	12.88	%
Peso unitario húmedo	1.57	1.55	1.63	g/cm ³
Peso unitario seco	1.36	1.30	1.44	g/cm ³
Índice de vacíos	0.95	1.04	0.83	-

Figura 10.9 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboración propia

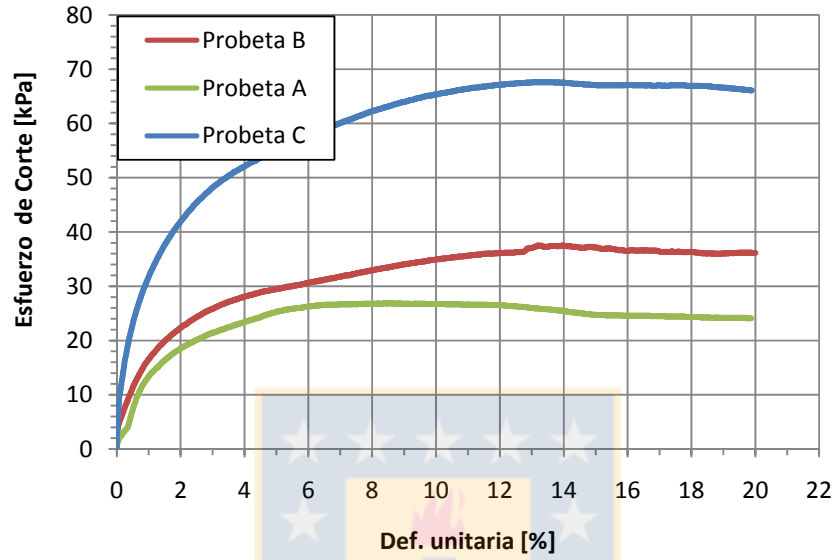
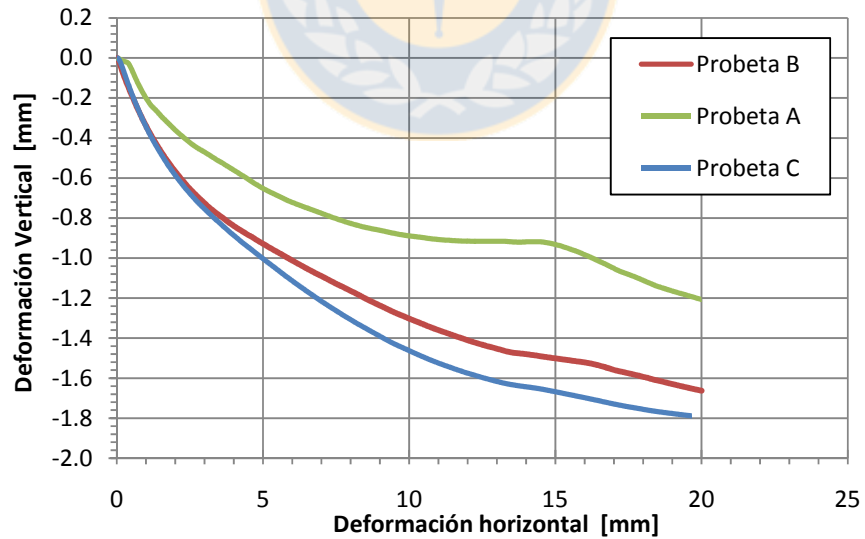


Figura 10.10 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboración propia.



10.2.2.3 Bloque 3

Condiciones iniciales	A	B	C	
Altura de la probeta*	27	28	26	mm
Contenido de humedad	12.81	11.29	10.98	%
Peso unitario húmedo	1.29	1.34	1.42	g/cm ³
Peso unitario seco	1.14	1.20	1.28	g/cm ³
Índice de vacíos	1.21	1.10	0.98	-

*La superficie de falla se ubica a los 12mm de altura

Condiciones del ensayo	A	B	C	
Velocidad de corte	0.1	0.1	0.1	mm/min
Esfuerzo normal	25	50	100	kPa
Esfuerzo de corte máximo	27.47	49.69	80.50	kPa
Asentamiento por corte	1.27	0.68	0.68	mm

Condiciones finales	A	B	C	
Contenido de humedad	17.28	26.21	28.56	%
Peso unitario húmedo	1.56	1.97	2.27	g/cm ³
Peso unitario seco	1.33	1.56	1.77	g/cm ³
Índice de vacíos	0.89	0.62	0.43	-

Figura 10.11 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboración propia.

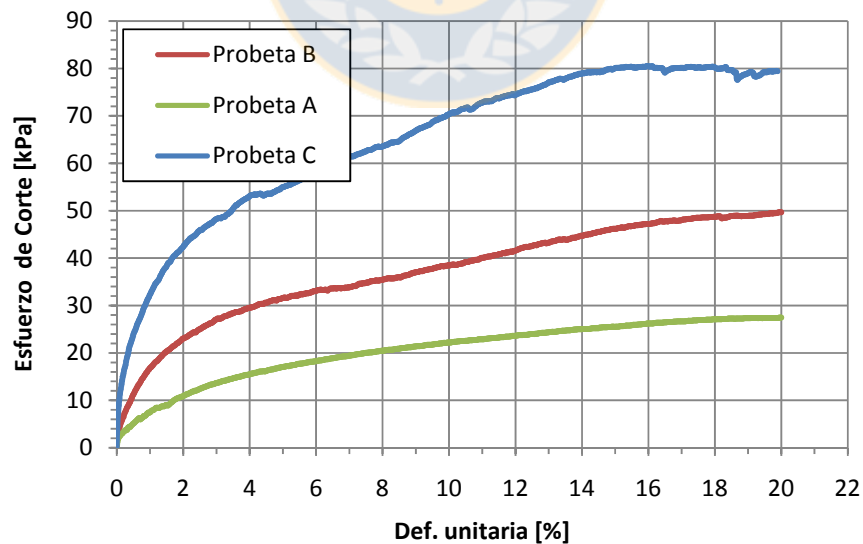
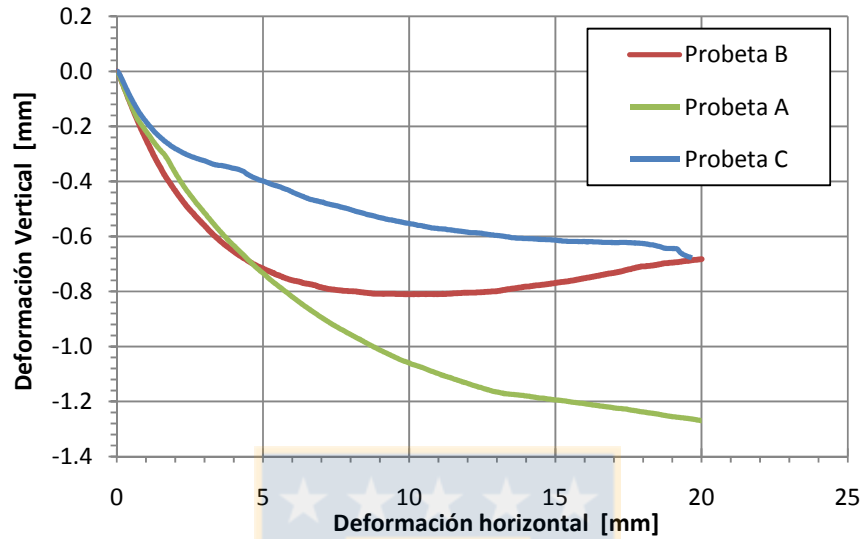


Figura 10.12 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboración propia.



10.2.2.4 Bloque 4

Condiciones iniciales	A	B	C	
Altura de la probeta*	27	27	26	mm
Contenido de humedad	20.44	23.82	22.08	%
Peso unitario húmedo	1.28	1.40	1.28	g/cm ³
Peso unitario seco	1.06	1.13	1.05	g/cm ³
Índice de vacíos	1.44	1.29	1.46	-

*La superficie de falla se ubica a los 12mm de altura

Condiciones del ensayo	A	B	C	
Velocidad de corte	0.1	0.1	0.1	mm/min
Esfuerzo normal	25	50	100	kPa
Esfuerzo de corte máximo	22.66	37.45	72.13	kPa
Asentamiento por corte	1.30	1.85	1.51	mm

Condiciones finales	A	B	C	
Contenido de humedad	10.31	10.46	12.86	%
Peso unitario húmedo	1.31	1.47	1.51	g/cm ³
Peso unitario seco	1.19	1.33	1.34	g/cm ³
Índice de vacíos	1.17	0.94	0.94	-

FIGURA 10.13 Variación del esfuerzo de corte con la deformación unitaria. Fuente: Elaboración propia.

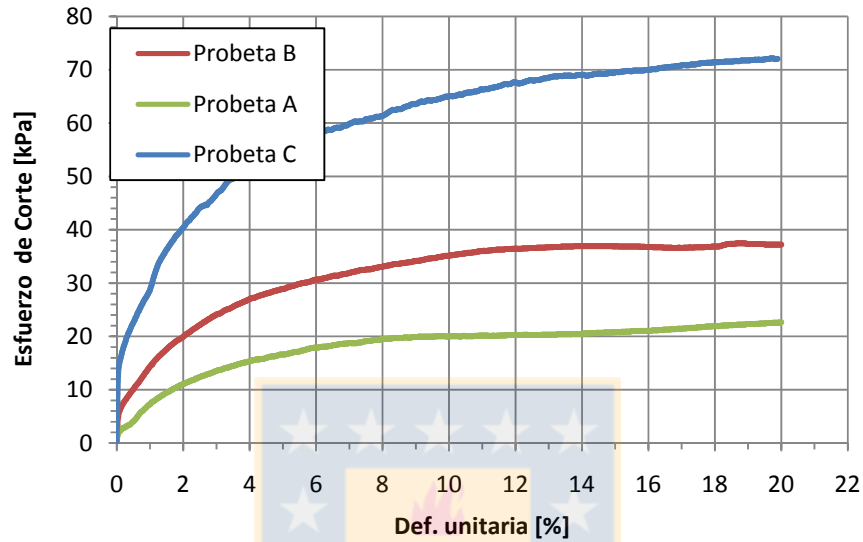
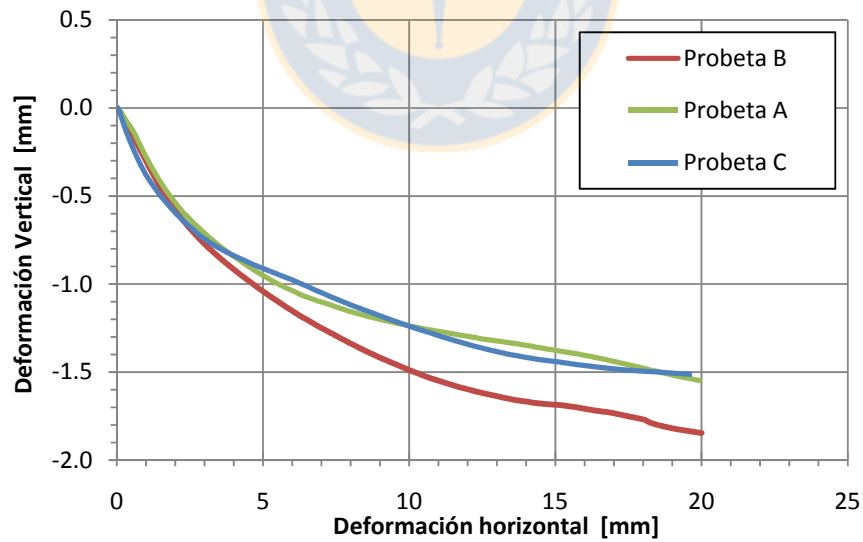


Figura 10.14 Deformación vertical durante el corte. Fuente: Elaboración propia.



10.2.3 Angulo de fricción máxima y residual

Considerando los esfuerzos de corte máximos obtenidos de las probetas A, B y C de cada bloque se ha trazado una línea de tendencia ajustada a dichos valores como se muestra en la Figura

10.15. De la ecuación de dicha recta de ajuste se obtiene una cohesión y un ángulo de fricción de para el estado de esfuerzos máximos como se muestra en la Tabla 10.6.

Figura 10.15 Ajuste lineal para determinar el ángulo de fricción máximo. Fuente: Elaboración propia.

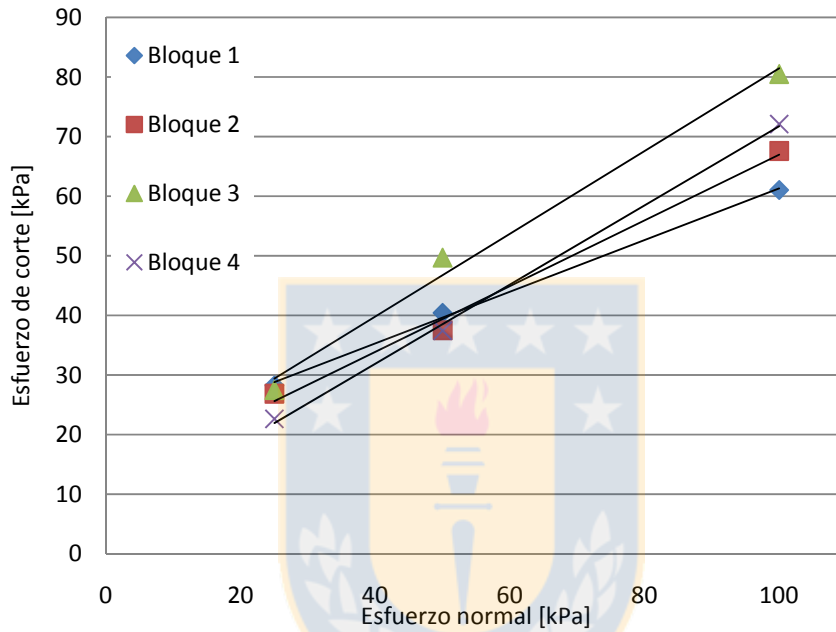


Tabla 10.6 Cálculo del ángulo de fricción máximo. Fuente: Elaboración propia

Muestra	Ajuste Lineal	R ²	C (Kpa)	φ (maximo)
Bloque 1	$y=0.4335X+17.96$	0.998	17.96	23.44
Bloque 2	$y=0.5515X+11.835$	0.994	11.835	28.88
Bloque 3	$y=0.6941X+12.065$	0.991	12.065	34.76
Bloque 4	$y=0.6645X+5.32$	0.999	5.32	33.60

Considerando los esfuerzos de corte residuales obtenidos de las probetas A, B y C de cada bloque se ha trazado una línea de tendencia ajustada a dichos valores como se muestra en la Figura 10.16. De la ecuación de dicha recta de ajuste se obtiene una cohesión y un ángulo de fricción de para el estado de esfuerzos máximos como se muestra en la **Tabla 10.7**.

Figura 10.16 Ajuste lineal para determinar el ángulo de fricción residual. Fuente: Elaboración propia.

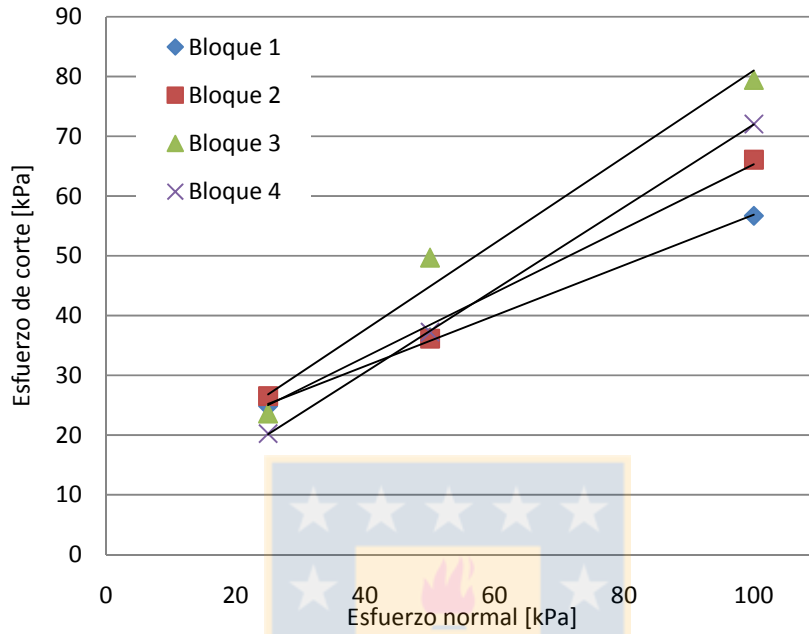


Tabla 10.7 Cálculo del ángulo de fricción residual. Fuente: Elaboración propia.

Muestra	Ajuste Lineal	R ²	C (Kpa)	φ (Residual)
Bloque 1	$y=0.422X+14.675$	0.999	14.675	22.88
Bloque 2	$y=0.5377X+11.55$	0.99	11.55	28.27
Bloque 3	$y=0.7227X+8.74$	0.977	8.74	35.86
Bloque 4	$y=0.6915X+2.84$	1	2.84	34.66

11 ANEXO: MODELOS DE DEFORMACION

