



Universidad de Chile
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

Variabilidad de las precipitaciones (1965-2012) en Chile centro-sur ($33,9^{\circ}\text{S}$ – $41,6^{\circ}\text{S}$) mediante índices estadísticos y temporales de la irregularidad

Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo

Pamela Alejandra Figueroa Montenegro

Profesor Guía: Pablo Sarricolea Espinoza

Santiago - Chile

2014

A mi madre

Agradecimientos

Quisiera partir agradeciendo a mi profesor guía, Pablo Sarricolea, por haberme permitido participar en su proyecto Fondecyt, y por todo el aprendizaje adquirido en estos meses de arduo trabajo, gracias por el apoyo, los conocimientos, la paciencia y dedicación.

A mi amada Madre, por ser la mejor. Nada de esto hubiese sido posible sin la alegría, el ánimo, amor y apoyo que me has brindado estos años. Todos los logros obtenidos hasta el momento y aquellos que obtendré durante mi vida te los dedicaré a ti.

A aquellos familiares cuya preocupación y cariño estuvo constantemente presente, en especial a mi abuela, tíos y primos cercanos.

A mis queridas amigas, por la compañía y apoyo que me brindaron no sólo durante la realización de la memoria, sino durante la carrera. Agradezco haberme encontrado personas como ustedes en este camino.

A Cristóbal, por la ayuda brindada y la paciencia ante las numerosas dudas climáticas.

Tabla de Contenido

Resumen	7
CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN	8
I. 1 Introducción.....	8
I. 2 Área de Estudio	9
I. 3 Planteamiento del Problema	11
I. 4 Hipótesis	12
I. 5 Objetivos.....	13
CAPÍTULO II: MATERIALES Y MÉTODOS	14
II .1 Materiales	14
II .2 Metodología	17
CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO	26
III .1 El sistema climático	26
III. 2 Indicadores de variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones	28
III. 3 Climas de Chile centro y sur	30
III. 4 Teleconexiones	32
III. 4. 1 El Niño / Oscilación del Sur (ENSO).....	34
Índice de Oscilación del Sur (SOI)	36
Índice ENSO Multivariado (MEI).....	38
El Niño 3.4	39
El Niño Modoki.....	40
III. 4. 2 Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).....	41
III. 4. 3 Oscilación Antártica (AAO).....	43
III. 5 Tendencias en las precipitaciones en Chile	45
CAPÍTULO IV: RESULTADOS	47
IV. 1 Comportamiento pluviométrico general	47
IV. 2 Distribución latitudinal de los índices	50
IV. 3 Distribución altitudinal de los índices	52
IV. 4 Distribución espacial de los índices pluviométricos.....	54
IV. 4. 1 Distribución espacial del Coeficiente de Variación	54
IV. 4. 2 Distribución espacial del Índice de irregularidad temporal	56

IV. 4. 3 Distribución espacial del Índice de concentración de precipitaciones.....	58
IV. 4. 4 Distribución espacial del Índice de concentración.....	60
IV. 5 Regímenes pluviométricos en Chile centro-sur.....	63
IV. 6 Vinculaciones mediante similitudes pluviométricas	64
IV. 7 Comparación entre indicadores de irregularidad, concentración y variabilidad climática.....	68
IV. 8 Análisis de las correlaciones entre las teleconexiones y la precipitación de Chile centro-sur	71
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	76
V. 1 Discusión.....	76
V. 2 Conclusiones	80
CAPÍTULO VI: BIBLIOGRAFÍA.....	82
ANEXOS	88

Índice de Figuras

Figura 1: Área de estudio.....	10
Figura 2: Primera fase metodológica.....	17
Figura 3: Ejemplo del ajuste exponencial que separa las áreas de A' y S' (a la izquierda) y las expresiones para el cálculo del índice de concentración (a la derecha) de la estación Armerillo.	22
Figura 4: Diagrama metodológico de la memoria.....	25
Figura 5: Esquema de los componentes del sistema climático importantes en cuanto a cambios climáticos, sus procesos e interacciones.	27
Figura 6: Localización clima mediterráneo y marítimo de costa oeste en Chile.....	31
Figura 7: Clasificación climática de Köppen-Geiger	31
Figura 8: Condiciones neutrales	35
Figura 9: Comportamiento durante un fenómeno La Niña	35
Figura 10: Comportamiento durante un fenómeno El Niño.....	35
Figura 11: Temperatura superficial del mar según condiciones neutrales, de El Niño y La Niña	37
Figura 12: Índice de Oscilación del Sur anual para el período 1965-2012.	37
Figura 13: Valores del MEI en el período 1965-2012.....	38
Figura 14: Regiones El Niño en el Océano Pacífico	39
Figura 15: Valores de El Niño 3.4 en el período 1965-2007.....	39
Figura 16: Anomalías en la TSM durante El Niño Modoki y El Niño 3.4.....	40
Figura 17: Variaciones anuales de fases (PDO) para el período 1965-2012.....	41
Figura 18: Fases de la Oscilación Antártica en el período 1965-2012.....	44
Figura 19: Distribución altitudinal y latitudinal versus los montos pluviométricos promedio para el período 1965-2012.....	48
Figura 20: Distribución de los montos de precipitación (mm) en Chile centro-sur	49
Figura 21: Comportamiento latitudinal del CV	50
Figura 22: Comportamiento latitudinal del S ₁	51
Figura 23: Comportamiento latitudinal del PCI.....	51
Figura 24: Comportamiento latitudinal del CI	51
Figura 25: Distribución altitudinal de los valores del CV	52
Figura 26: Distribución altitudinal de los valores del S ₁	53
Figura 27: Distribución altitudinal de los valores del PCI.....	53
Figura 28: Distribución altitudinal de los valores del CI.....	53
Figura 29: Mapa del Coeficiente de Variación para Chile centro-sur.....	55
Figura 30: Mapa del Índice de irregularidad temporal para Chile centro-sur	57
Figura 31: Mapa del Índice de concentración de precipitaciones para Chile centro-sur.....	59
Figura 32: Mapa del Índice de concentración en Chile centro-sur.....	61
Figura 33: Mapa de tendencias del Índice de Concentración en Chile centro-sur	62

Figura 34: Regímenes pluviométricos correspondientes a las estaciones meteorológicas del área de estudio	63
Figura 35: Grupos de vinculación de las estaciones según similitudes de régimen pluviométrico.....	66
Figura 36: Vinculación de regímenes pluviométricos en base al análisis clúster para Chile centro-sur	67
Figura 37: Comparación valores del PCI y S_1	69
Figura 38: Comparación valores del PCI y CV	69
Figura 39: Comparación valores del S_1 y CV	69
Figura 40: Comparación valores del S_1 y CI	70
Figura 41: Comparación valores del CI y PCI	70
Figura 42: Comparación valores del CI y CV	70
Figura 43: Mapa de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y las precipitaciones anuales de las 109 estaciones meteorológicas en el período 1965-2012 en Chile centro-sur	73
Figura 44: Mapa de correlaciones entre la Oscilación Antártica (AAO) y las precipitaciones anuales de las 109 estaciones meteorológicas, en el período 1965-2012 en Chile centro-sur	74
Figura 45: Mapa de correlaciones entre la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y las precipitaciones anuales de las 109 estaciones meteorológicas, en el período 1965-2012 en Chile centro-sur	75

Índice de Tablas

Tabla 1: Estaciones Meteorológicas, coordenadas, altitud, precipitación anual, longitud de la serie y fuente.....	14
Tabla 2: Ejemplo cálculo del índice de disparidad consecutiva.....	20
Tabla 3: Ejemplo de la distribución de las precipitaciones mensuales en milímetros (mm) y porcentajes	24
Tabla 4: Descripción y características de las teleconexiones (SOI, PDO, AAO) en su fase positiva y negativa	33
Tabla 5: Número de agrupaciones de vinculación y su consiguiente promedio estacional .	64
Tabla 6: Comparación de los valores obtenidos de los índices S_1 , CV, CI y PCI.....	68

Resumen

La presente memoria analiza la variabilidad climática que presentan las precipitaciones en el centro y sur de Chile, con el propósito de dilucidar su comportamiento y características pluviométricas, y establecer la influencia que ejercen sobre ellas la disposición geográfica. Para esto se utilizaron 109 estaciones meteorológicas, las cuales corresponden al período 1965-2012. Se han empleado múltiples indicadores de variabilidad: Coeficiente de Variación (CV), Irregularidad Temporal (S), Concentración Mensual (PCI) e Índice de Concentración (CI), además de los principales patrones de teleconexión que afectan a Chile centro-sur: El Niño Oscilación del Sur, Oscilación Decadal del Pacífico y Oscilación Antártica (ENSO, PDO, AAO). Los resultados permiten establecer gradientes de los índices aplicados, los que disminuyen su variabilidad conforme aumenta la latitud, lo cual es consistente con el reparto estacional de las precipitaciones. Los patrones de teleconexión analizadas no afectan de igual modo a toda la región estudiada, de hecho el SOI (fase negativa) y la PDO (fase positiva) se relacionan con mayor precipitación al norte de la región de La Araucanía (PDO en el margen litoral, mientras que el SOI hacia la Depresión central y la cordillera), mientras que la AAO (fase negativa) se asocia a mayores precipitaciones tanto al norte de los 36°S como al sur de los 40°S, con algunas excepciones del valle central.

Palabras clave: Variabilidad climática, Precipitación, Chile centro-sur, Teleconexiones.

Abstract

This report analyzes the present climate variability in rainfall of central and southern Chile in order to elucidate their behavior and rainfall characteristics, and establish the influence of geography. For that, 109 weather stations were used, corresponding to the period 1965-2012. Multiple indicators of variability have been used: Coefficient of Variation (CV), temporal irregularity (S_1), Monthly Concentration (PCI) and Concentration index (CI), as well as major teleconnection patterns affecting south-central Chile: El Niño Southern Oscillation, the Pacific Decadal Oscillation and the Antarctic Oscillation (ENSO, PDO, AAO). From the results gradients on applied indexes can be establish, showing less variability with increasing latitude, which is consistent with the seasonal distribution of precipitation. Analyzed teleconnection patterns do not affect equally the whole studied region, indeed the SOI (negative phase) and PDO (positive phase) are associated with increased precipitation north of La Araucanía region (PDO on the coast range and SOI to the central valley and the Andes mountain) while the AAO (negative phase) is associated with increased precipitation both north of 36°S and south of 40°S, with a few exceptions in the central valley.

Keywords: Climate variability, Precipitation, Central and South Chile, Teleconnections.

CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN

I. 1 Introducción

El complejo sistema climático, compuesto por la interacción incesante de los subsistemas atmósfera, hidrosfera, litósfera, biosfera, criósfera y subsistemas socioeconómico, afectan a distintas escalas las precipitaciones que registran los distintos territorios, los cuales en parte se explican por factores climáticos de tipo geográfico (latitud, altitud, distancia al mar, etc.) y de tipo termodinámico (centros de acción, circulación atmosférica, vientos, etc.). En el caso Chileno, su amplia extensión latitudinal, relieve, su situación de fachada occidental del continente y los distintos tipos de tiempo inciden y definen los patrones pluviométricos a escala regional y local.

Una cualidad principal del sistema climático es su incesante variabilidad. No obstante, en los últimos siglos, y en especial el siglo XX, la importancia de la influencia humana en las tendencias climáticas se ha hecho más importante, incluso que la variabilidad natural. Ello se traduce en fuerzas de cambios, entre las que destacan las emisiones de gases de efecto invernadero, traduciéndose ello en el principal forzamiento radiativo según el Quinto Informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (AR5 del IPCC, 2013).

La variabilidad posee diferentes escalas temporales y espaciales. A escala sinóptica hay patrones de variabilidad de distinta frecuencia siendo la de mayor interés climático las de baja frecuencia, conocidas también como teleconexiones. Ellas se definen como los vínculos a grandes distancias de condiciones climáticas (Barry & Chorley, 1999). En Chile centro y sur ejercen influencia la Oscilación Antártica (AAO), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y El Niño Oscilación del Sur (ENSO), los cuales, mediante sus fluctuaciones periódicas contribuyen en conjunto con el factor orográfico y latitudinal, a la distribución espacial que presenta la precipitación. Según Aceituno (1992) en el caso del centro y sur de Chile, las teleconexiones son determinantes en la variabilidad interanual de la precipitación.

La comprensión del cómo afectan los distintos patrones de teleconexión sobre los territorios y específicamente las condiciones de las precipitaciones es de gran importancia, pues permitiría planificar de modo más informado las distintas actividades y usos de suelo. Por lo tanto, un diagnóstico eficaz de éstas es de interés estratégico para enfrentar posibles escenarios climáticos futuros (Naumann, 2009).

La presente memoria es parte del proyecto Fondecyt N° 11130629, aportando al desarrollo de éste con el análisis de los comportamientos pluviométricos en la zona centro sur de Chile, constatando cómo los tipos sinópticos, los patrones de variabilidad de baja frecuencia y la latitud y orografía se relacionan con la distribución espacial de las precipitaciones y su irregularidad y concentración, a resolución anual, mensual y diaria, con el fin de entender la variabilidad climática de las precipitaciones.

I. 2 Área de Estudio

El área de estudio contempla las regiones del centro y sur del país, entre los 33,9°S y los 41,6°S, desde la Sexta Región del Libertador Bernardo O'Higgins hasta la Décima Región de Los Lagos, considerando un total de 109 estaciones meteorológicas, las cuales dependen de la Dirección General de Aguas (DGA) y la Dirección Meteorológica de Chile (Figura 1). En el área de estudio hay presencia de los dominios morfoestructurales correspondientes (de Oeste a Este) a la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera de Los Andes (SERNAGEOMIN, 2003).

Rutllant (2004) señala que el área de estudio está bajo el dominio del cinturón de vientos del Oeste, que alternan estacionalmente centros de acción de altas y bajas presiones, las cuales son móviles y se asocian a perturbaciones frontales de latitudes medias.

El régimen de precipitación en el área de estudio se asocia principalmente con el paso sucesivo de sistemas frontales (y ríos atmosféricos) que penetran con periodicidad semanal desde el Océano Pacífico, y que con el forzamiento orográfico que ejerce la cordillera de los Andes sobre el flujo zonal, modifica localmente los montos de precipitación registrados. Estos rasgos meteorológicos están determinados por las condiciones sinópticas de gran escala (Fuenzalida, 1982).

Aquellos climas que dominan en el área de estudio son el clima mediterráneo, templado y templado submediterráneo (Luebert & Pliscoff, 2006), los cuales se asocian a una marcada estacionalidad de las temperaturas y precipitaciones.

En el centro y sur de Chile conforme aumenta la latitud, los promedios pluviométricos se incrementan, reduciendo la estacionalidad invernal, lo cual localmente depende de la situación de las estaciones meteorológicas, ya sea en sectores cordilleranos (a barlovento y sotavento), umbría, solana, costera o de valle.

Las estaciones meteorológicas estudiadas se encuentran a distintas alturas y presentan localizaciones desde la costa hasta la cordillera. Las alturas varían desde los 1200 m.s.n.m. correspondientes a Las Trancas, hasta los 5 m.s.n.m. de las estaciones Maullín, Puerto Saavedra, Dichato y Pichilemu. La pluviometría oscila en montos entre los 3362mm de Llafenco a los 438mm correspondientes a Rancagua.

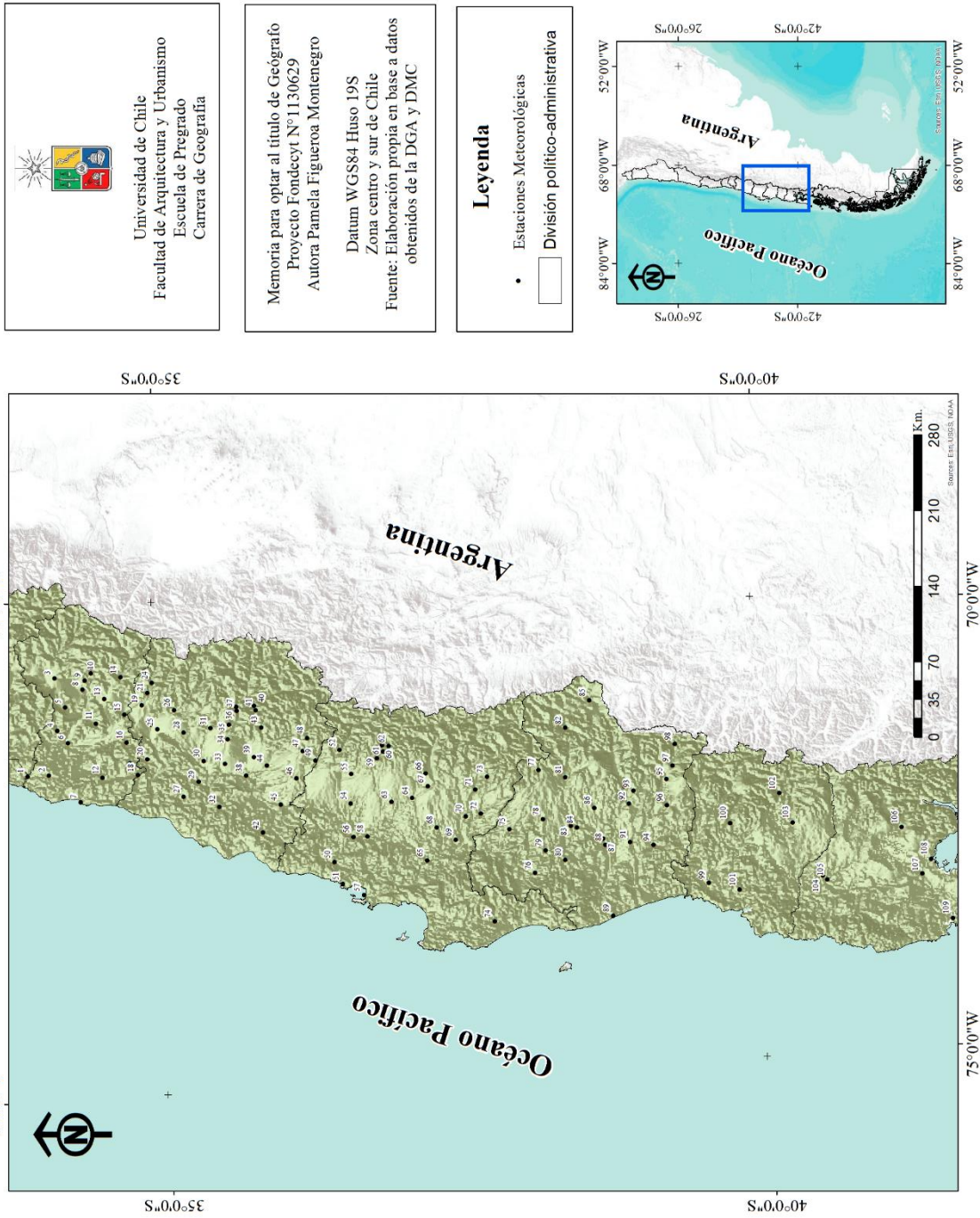


Figura 1: Área de estudio

I. 3 Planteamiento del Problema

Una de las características más significativas en la distribución de las precipitaciones es que son muy previsibles en la costa oeste de las latitudes medias, pues ellas se asocian al cinturón de los vientos del oeste (Barry & Chorley, 1999). El área de estudio se encuentra en latitudes medias, o a decir de Quintana & Aceituno (2010), una región de transición, la cual presenta precipitaciones más frecuentes en invierno. No obstante, también se observa una cantidad significativa de precipitación durante el semestre de verano (octubre-marzo). Al sur de 42°S en la zona dominada por la influencia permanente de los sistemas frontales, los episodios de lluvias son frecuentes durante todo el año.

Martín-Vide (2003) señala una estrecha relación entre las teleconexiones y las precipitaciones, lo cual en Chile ha sido confirmado por diversos autores, y reafirmado por Sarricolea & Martín-Vide (2012) al sostener que las precipitaciones son moduladas a baja frecuencia por el ENSO, PDO y AAO. En relación a la variabilidad secular, en informes de cambio climático se afirma que la variabilidad interna natural continuará ejerciendo una importante influencia en el clima, especialmente a corto plazo y a escala regional. Debe tenerse en cuenta que los cambios que se producirán en el ciclo global del agua no serán uniformes, en respuesta al calentamiento global esperado para el siglo XXI (IPCC, 2013).

Cambios lentos en el régimen anual de precipitaciones en Chile central (30°S - 43°S) han sido descritos en el contexto de la evolución de los principales factores de gran escala que controlan su variabilidad a lo largo de la costa Oeste de América del Sur extratropical: PDO, ENSO y la AAO, que está cambiando a su fase positiva (Quintana & Aceituno, 2010). En consecuencia con la variabilidad detectada en múltiples estudios es que se hace pertinente el análisis de los datos pluviométricos para constatar la distribución espacial de las cantidades pluviométricas y de los valores de otras de sus características, con la localización de los máximos y el análisis de la configuración en función de los factores climáticos (Martín-Vide, 1999).

Es así como se tiene en cuenta las condiciones climáticas que el centro y sur ha presentado a lo largo de la historia. Sin embargo, no es posible pasar por alto los acontecimientos que de forma gradual se modificarían. La problemática se encuentra en encontrar patrones definidos en cuanto a concentración e irregularidad pluviométrica, como en definir la influencia que las teleconexiones tienen en dichos comportamientos.

I .4 Hipótesis

Existen cambios temporales y espaciales de la irregularidad y concentración de las precipitaciones. Dichos cambios están relacionados con la situación geográfica y las teleconexiones, las cuales explican la variabilidad interanual y decadal de las precipitaciones. Dentro de la situación geográfica es fundamental la influencia de la orografía, tanto de las Cordilleras como de las planicies, conformando patrones de concentración característico a dichas unidades de relieve y relacionados a su vez con la variación altitudinal y latitudinal, conformando las características climáticas de las regiones del centro y sur.

Es de esperar consistencia climática y geográfica de los patrones espaciales derivados de los distintos índices de irregularidad aplicados, pese a que sus formas de cálculo dependen de distintos parámetros y resoluciones temporales.

I .5 Objetivos

Objetivo General

- ❖ Analizar y evaluar la variabilidad e irregularidad de las precipitaciones a distintas resoluciones temporales con el fin de comprender la disposición geográfica (zonal y orográfica) y climática de Chile centro sur.

Objetivos Específicos

1. Obtener y revisar los datos pluviométricos diarios existentes para el área de estudio obtenidos para el período 1965-2012.
2. Aplicar tests de homogeneidad a las series climáticas, para evaluar su consideración en los cálculos y en la interpolación regional de los distintos índices.
3. Analizar la variabilidad de las precipitaciones mediante el cálculo del Coeficiente de Variación (CV), Índice de irregularidad temporal (S_1), Índice de Concentración (CI) y el Índice de Concentración de Precipitaciones (PCI), restableciendo entre ellos sus relaciones estadísticas.
4. Espacializar los resultados de los distintos índices (CV, S_1 , PCI e CI) para entender cómo influye la componente zonal y orográfica en la distribución de las precipitaciones.
5. Relacionar la distribución espacial y temporal de las precipitaciones con los patrones de teleconexiones (AAO, SOI, PDO) mediante estadística inferencial.

CAPÍTULO II: MATERIALES Y MÉTODOS

II .1 Materiales

Para la realización de la memoria se utilizaron los datos pluviométricos a escala diaria, mensual y anual del período 1965-2012 de un total de 109 estaciones meteorológicas, 102 correspondientes a la Dirección General de Aguas (DGA) y las otras 7 pertenecientes a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC).

Tabla 1: Estaciones Meteorológicas, coordenadas, altitud, precipitación anual, longitud de la serie y fuente

Nº	Estación	Lat S	Lon O	Altitud (m)	Pp (mm)	Serie	Años	Fuente
1	Rapel	-33,9490	-71,7358	16	557	1975-2011	37	DGA
2	Litueche	-34,1234	-71,7281	250	687	1979-2011	33	DGA
3	Rancagua (Cachapoal - DCP)	-34,1907	-71,2787	515	438	1978-2011	32	DGA
4	Cocalan	-34,2062	-71,0490	120	518	1979-2011	33	DGA
5	Coltauco	-34,2745	-71,4080	253	647	1979-2011	33	DGA
6	Pichidegua	-34,2901	-70,7511	110	544	1974-2011	38	DGA
7	Pichilemu	-34,3856	-72,0053	5	499	1981-2011	31	DGA
8	Rengo	-34,4232	-70,7818	310	523	1971-2011	41	DGA
9	Popeta	-34,4399	-70,8687	480	603	1971-2011	41	DGA
10	Central las Nieves	-34,4938	-70,7087	700	845	1977-2004	28	DGA
11	Millahue	-34,5292	-71,2161	200	749	1979-2011	33	DGA
12	Nilahue Barahona	-34,5740	-71,7664	90	562	1969-2011	43	DGA
13	San Fernando	-34,6011	-70,9675	350	731	1972-2011	40	DGA
14	La Rufina	-34,7424	-71,1333	743	1123	1965-2011	47	DGA
15	Convento Viejo	-34,7697	-71,6283	239	701	1972-2011	40	DGA
16	La Candelaria	-34,7810	-71,4138	213	795	1974-2011	38	DGA
17	El Membrillo	-34,8064	-70,7522	110	700	1982-2011	30	DGA
18	Ranguilí	-34,8670	-71,2385	120	684	1982-2011	30	DGA
19	Santa Susana	-34,9144	-70,9179	410	777	1985-2011	27	DGA
20	La Palma	-34,9507	-71,5885	120	620	1982-2011	30	DGA
21	El Manzano	-34,9631	-71,7491	574	1283	1976-2011	36	DGA
22	Curicó DMC	-34,9660	-71,0376	225	695	1965-2012	48	DMC
23	Curicó	-34,9845	-71,2142	195	679	1979-2011	33	DGA
24	Los Queñes	-34,9999	-71,2899	663	1330	1965-2011	47	DGA
25	Lontué	-35,0431	-70,8128	199	651	1977-2011	35	DGA
26	Potrero Grande	-35,1833	-71,3260	445	1102	1972-2011	40	DGA
27	Gualleco	-35,2469	-71,9824	100	810	1965-2011	47	DGA

N°	Estación	Lat S	Lon O	Altitud (m)	Pp (mm)	Serie	Años	Fuente
28	El Guindo	-35,2611	-71,0977	250	708	1965-2011	47	DGA
29	Pencahue	-35,3753	-71,2906	55	603	1987-2011	25	DGA
30	Talca UC	-35,4220	-71,8349	130	620	1982-2011	30	DGA
31	Huapi	-35,4861	-71,6222	250	970	1969-2011	43	DGA
32	Nirivilo	-35,5416	-71,4046	200	813	1965-2011	47	DGA
33	San Javier	-35,5983	-71,2596	135	748	1970-2011	42	DGA
34	Colbún	-35,6269	-72,0941	280	1009	1965-2011	47	DGA
35	Colorado	-35,6406	-71,6596	420	1397	1965-2011	47	DGA
36	Armerillo	-35,7041	-71,0795	492	2359	1965-2011	47	DGA
37	Rio Maule en Armerillo	-35,7071	-71,7838	470	2321	1965-2011	47	DGA
38	Melozal	-35,7744	-71,1176	96	747	1965-2011	47	DGA
39	Linares	-35,8408	-71,2933	157	832	1975-2011	37	DGA
40	Rio Melado en la Lancha DGA	-35,8506	-71,1168	650	2059	1966-2002	37	DGA
41	Hornillo	-35,8669	-71,6891	810	2174	1965-2011	47	DGA
42	Tutuven Embalse	-35,8997	-71,5977	179	898	1977-2011	35	DGA
43	Ancoa Embalse	-35,9106	-71,0668	421	1645	1975-2011	37	DGA
44	Liguay	-35,9475	-72,3761	104	939	1976-2011	36	DGA
45	Quella	-36,0529	-72,0906	130	703	1965-2011	47	DGA
46	Parral	-36,1931	-71,5464	175	966	1965-2011	47	DGA
47	Digua Embalse	-36,2495	-71,8290	390	1461	1965-2011	47	DGA
48	Bullileo Embalse	-36,2883	-71,4166	600	2145	1965-2011	47	DGA
49	San Manuel en Perquillauquen	-36,3572	-72,7028	270	1451	1965-2011	47	DGA
50	Coelemu	-36,4866	-71,6494	30	839	1976-2011	36	DGA
51	Dichato	-36,5488	-72,1028	5	973	1981-2011	31	DGA
52	San Fabián	-36,5596	-71,8001	460	1842	1971-2011	41	DGA
53	Chillán DMC	-36,5854	-72,9312	151	1054	1965-2012	48	DMC
54	Chillán Viejo	-36,6366	-72,4527	106	1060	1977-2011	35	DGA
55	Coihueco Embalse	-36,6502	-71,5484	314	1467	1972-2011	40	DGA
56	Nueva Aldea	-36,6528	-72,4499	25	1010	1965-2011	47	DGA
57	Concepción DMC	-36,7227	-71,6420	12	1097	1965-2012	48	DMC
58	Chillancito	-36,7702	-71,5770	40	1039	1965-2011	47	DGA
59	Diguillín	-36,8706	-71,5102	670	2146	1965-2011	47	DGA
60	Las Trancas	-36,9142	-72,1035	1200	2161	1965-2011	47	DGA
61	Fundo Atacalco	-36,9208	-71,5206	730	2363	1965-2011	47	DGA
62	San Lorenzo	-36,9709	-72,0414	710	2329	1965-2010	46	DGA
63	Pemuco	-36,9791	-73,0569	200	1170	1972-2011	40	DGA
64	Cholguan	-37,1533	-72,0695	225	1358	1977-2011	35	DGA
65	Laja	-37,2588	-72,7228	100	1013	1976-2011	36	DGA
66	Trupan	-37,2703	-71,8175	480	1710	1966-2011	46	DGA

N°	Estación	Lat S	Lon O	Altitud (m)	Pp (mm)	Serie	Años	Fuente
67	Tucapel	-37,2866	-71,9525	330	1590	1975-2011	37	DGA
68	Las Achiras	-37,3505	-72,3856	125	1042	1965-2011	47	DGA
69	Los Ángeles	-37,5033	-72,5195	90	1087	1965-2011	47	DGA
70	San Carlos de Purén	-37,5949	-72,2772	150	1165	1985-2011	27	DGA
71	Quilaco	-37,6802	-73,3940	225	1549	1965-2011	47	DGA
72	Mülchen	-37,7200	-71,8702	130	1249	1965-2011	47	DGA
73	Cerro El Padre	-37,7825	-72,2528	400	2080	1965-2011	47	DGA
74	Cañete	-37,8013	-71,9988	50	1250	1965-2011	47	DGA
75	Collipulli	-37,9536	-72,4278	240	1308	1975-2009	35	DGA
76	Lumaco	-38,1533	-72,9029	70	1011	1965-2011	47	DGA
77	Laguna Malleco	-38,2159	-71,8160	890	2760	1974 - 2011	38	DGA
78	Las Mercedes (Victoria)	-38,2366	-72,3362	350	1483	1986-2011	26	DGA
79	Traiguén	-38,2533	-72,6695	234	1021	1979-2011	33	DGA
80	Galvarino	-38,4130	-71,9012	40	923	1979-2011	33	DGA
81	Curacautín	-38,4353	-72,7780	535	1646	1970-2011	42	DGA
82	Lonquimay	-38,4478	-71,3749	920	1435	1987-2011	25	DGA
83	Quillén	-38,4699	-72,4195	250	1244	1968-2011	44	DGA
84	Lautaro	-38,5199	-72,4362	200	1243	1965-2011	47	DGA
85	Liucura	-38,6533	-71,0858	1030	795	1987-2011	25	DGA
86	Vilcún	-38,6699	-72,5695	290	1658	1965-2011	47	DGA
87	Pueblo Nuevo (Temuco)	-38,7366	-73,3924	119	1223	1965-2005	41	DGA
88	Temuco DMC	-38,7499	-72,2362	92	1162	1965-2012	48	DMC
89	Puerto Saavedra	-38,7913	-72,0178	5	1119	1979-2011	33	DGA
90	Cunco	-38,9302	-72,6155	380	1728	1970-2011	42	DGA
91	Freire Sendos	-38,9567	-72,2034	100	1436	1981-2011	31	DGA
92	Los Laureles	-38,9615	-72,6322	260	2004	1965-2011	47	DGA
93	Quecheregua	-39,0033	-72,0695	360	1958	1974-2011	38	DGA
94	Quitratue	-39,1533	-72,6529	90	2152	1975-2011	37	DGA
95	Pucón	-39,2780	-71,8108	230	2141	1985-2011	27	DGA
96	Villarrica	-39,2784	-71,9527	210	2103	1965-2011	47	DGA
97	Llafenco	-39,3340	-72,2347	360	3362	1975-2011	45	DGA
98	Curarrehue	-39,3607	-71,5770	420	2506	1977-2011	35	DGA
99	Valdivia DMC	-39,5987	-72,4526	18	1804	1965-2012	48	DMC
100	Lago Riñihue	-39,7962	-73,1783	120	2256	1986-2012	27	DGA
101	Llancahue	-39,8544	-73,0863	70	1964	1976-2012	37	DGA
102	Lago Maihue	-40,2170	-72,1465	100	3058	1977-2012	36	DGA
103	Lago Ranco	-40,3188	-72,4722	100	1941	1965-2012	48	DGA
104	Osorno DMC	-40,5528	-73,1124	61	1305	1965-2012	48	DMC
105	Adolfo Matthei	-40,5891	-73,0651	55	1269	1983-2012	30	DGA
106	La Ensenada	-41,2263	-72,5723	62	2406	1976-2006	31	DGA

N°	Estación	Lat S	Lon O	Altitud (m)	Pp (mm)	Serie	Años	Fuente
107	Puerto Montt DMC	-41,3835	-72,9370	85	1706	1965-2012	48	DMC
108	Puerto Montt	-41,4622	-73,6031	90	1897	1977-2012	36	DGA
109	Mauullín	-41,6186	-73,0966	5	1637	1986-2012	27	DGA

Fuente: Elaboración propia en base a información de la DGA y DMC

II .2 Metodología

Los datos pluviométricos recopilados desde la Dirección General de Aguas (DGA) y la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) fueron procesados en Microsoft Excel. Ellas poseen una resolución diaria, pero se agregaron a nivel mensual y anual. Sobre ellas se aplicaron los cálculos de 4 índices (CV, S₁, PCI e CI) obteniendo los valores de éstos en una tabla resumen, con la cual se proceden a realizar diversos gráficos correlacionando los resultados de dichos índices con la latitud y altitud, lo cual permite apoyar las interpretaciones y análisis respecto a cómo se comportan las precipitaciones, así como sus comportamientos en relación a las teleconexiones y la variabilidad climática (Figura 4).

Datos pluviométricos para el período 1965-2012

En primera instancia se efectuó la recolección de los datos pluviométricos a escala diaria correspondientes a las estaciones del centro y sur de Chile (Región del Libertador Bernardo O'Higgins, del Maule, de la Araucanía, del Biobío, de Los Ríos y Los Lagos). Los datos fueron solicitados según protocolos de transparencia (DGA) y descarga directa (DMC), los cuales posteriormente fueron filtrados al período 1965-2012, obteniendo un total de 109 estaciones que cumplieran con el criterio de presentar datos continuos en un período mínimo de 25 años y un máximo de 48 años.

Una vez que se obtuvieron los datos se efectuó su revisión correspondiente. Sin embargo, dado que los datos provenían de distinta fuente, fue necesario reordenarlos y consolidarlos para lograr una única base de datos, y con ello se pudo establecer un ordenamiento temporal a resolución diaria, mensual y anual, conformando con ello la base de datos con la cual se trabajó (Figura 2).



Figura 2: Primera fase metodológica

Fuente: Elaboración propia

Test de homogeneidad de Von Neumann y de Thom

En los datos climáticos no siempre se cuenta con la certeza que ellos presenten una forma de recopilación homogénea, siguiendo estándares y de modo regular en el tiempo, lo cual se traduce en la calidad final de las series. Este requisito implica que una serie sea homogénea, para así realizar certeros análisis de tendencias y variaciones, así como un conocimiento acerca de la evolución del clima. Es por eso que surge la necesidad de disponer de procedimientos estadísticos que permitan decidir sobre la homogeneidad de las series climáticas, los cuales reciben el nombre de *tests* de homogeneidad (Martín-Vide, 2003).

Una serie climática es homogénea cuando sus valores sólo reflejan el comportamiento natural (climático) de la correspondiente variable, sin interferencias o perturbación por hechos artificiales, es decir, sus variaciones son fruto exclusivo de variaciones en el clima (Martín-Vide, 2003; Aguilar *et al.* 2003 en Martín-Vide & Moreno, 2013). Con el fin de garantizar la viabilidad y calidad de la serie climática se aplicaron dos test o pruebas de homogeneización, para ello se utilizaron los datos de las estaciones a resolución anual.

En lo que respecta a homogeneización se aplicaron aquellos tests relativos, que comparan la serie con otras y están sujetos a la existencia de series homogéneas cercanas a la analizada. Dentro de este grupo se encuentran el test de Von Neumann y el de Thom o de las rachas o alternancias (Martín-Vide, 2003), explicados a continuación.

❖ Prueba de las Rachas o Alternancias de Thom (1966)

Consiste en contabilizar el número de rachas o secuencias que quedan por encima o por debajo de la mediana. A partir del número de rachas y del número de datos de la serie, simbolizados mediante R y n respectivamente, se calcula el estadístico Z (1). Si $|Z|$ es menor que 2,58 la serie puede considerarse homogénea (Pérez *et al.* 2009; Martín-Vide *et al.* 2006).

$$Z = \frac{R - \frac{n + 2}{2}}{\sqrt{n(n - 2)/4(n - 1)}}$$

(1)

❖ Test de Von Neumann (1941)

Exige que la serie analizada pueda ser considerada una muestra de una población normal o gaussiana, lo cual se puede asumir en series anuales de precipitación. Se debe calcular el promedio del cuadrado de las diferencias de cada valor de la serie menos el anterior, luego se divide este valor entre la variancia de la serie (2). Si el cociente va entre 1,6 a 2,4 la serie puede considerarse homogénea (Martín-Vide, 2003).

$$\delta^2 = \left(\frac{1}{n} - 1\right) \sum (X_{i+1} - x_i)^2$$

(2)

Cálculo de Índices

Luego de haber establecido la homogeneidad de las series climáticas se procesaron los datos según el modo mediante el cual se obtienen los distintos indicadores a utilizar.

❖ Coeficiente de variación (CV)

Permite determinar la variabilidad existente entre dos muestras, las que pueden no tener las mismas unidades o pueden ser datos diferentes. Si el valor es alto significa que es heterogéneo, lo que se interpretaría como mayor variabilidad, mientras que valores menores indican homogeneidad. En la evaluación de la variabilidad son esenciales la media: medida de tendencia central que se expresa como cociente de la suma de los datos o valores y el número de ellos; mientras que la desviación tipo es la medida de dispersión equivalente a la raíz cuadrada de la varianza. Así, el Coeficiente de Variación (CV) es un cociente de la desviación tipo (s) y la media (x) multiplicado por cien (3) (Martín-Vide, 2003).

$$CV = \left(\frac{s}{x}\right) 100\%$$

(3)

❖ Índice de Irregularidad Temporal (S_1)

Índice que integra la variable temporalidad en el cálculo de la irregularidad. Se obtiene mediante la sumatoria resultante de los cocientes de las diferencias absolutas de las precipitaciones de años sucesivos, dividido el valor por la longitud de la serie menos la unidad (4) (Sarricolea & Martín-Vide, 2012), con el cual se logrará una representación espacial de la irregularidad pluviométrica. En la Tabla 2 se observa un ejemplo ficticio del cálculo del S_1 .

$$S_1 = \left[\sum |\ln(P_{i+1}/P_i)| / (n - 1) \right]$$

(4)

Suponiendo una serie de precipitaciones anuales de 10 años (P_i) [segunda columna]

- 1) Se calculan los cocientes de cada valor dividido por el anterior (P_{i+1}/P_i) [tercera columna]
- 2) Se hallan los logaritmos neperianos o naturales de los cocientes anteriores [cuarta columna]
- 3) Se expresan los anteriores logaritmos en valor absoluto [quinta columna]
- 4) Se suman los valores absolutos
- 5) Se halla su media (promedio de 9 valores), y ésta es el valor del índice (D)

Año	P_i	P_{i+1}/P_i	$\ln(P_{i+1}/P_i)$	Valor Absoluto
1	500			
2	300	0,60	-0,51	0,51
3	400	1,33	0,29	0,29
4	500	1,25	0,22	0,22
5	350	0,70	-0,36	0,36
6	300	0,86	-0,15	0,15
7	450	1,50	0,41	0,41
8	400	0,89	-0,12	0,12
9	800	2,00	0,69	0,69
10	400	0,50	-0,69	0,69
				Suma = 3,44
				D = 0,38 (prom)

Tabla 2: Ejemplo cálculo del índice de disparidad consecutiva

Fuente: Martín-Vide, 2003.

❖ Índice de Concentración de Precipitaciones (PCI):

Índice propuesto por John Oliver en 1980, expresado en porcentajes para definir los aspectos temporales de la precipitación, llegando a la conclusión que es más apropiado para evaluar y comparar la concentración de la lluvia entre estaciones, siendo la principal razón sus límites (8,3 y 100%) y el énfasis que proporciona en la distribución relativa independientemente de la cantidad total (Lobo *et al.* 2009). En la fórmula, P_i es la lluvia mensual y P es la lluvia anual (5).

$$PCI = 100 \times \frac{\sum P_i^2}{P^2}$$

(5)

❖ Índice de Concentración (CI)

Índice propuesto por Martín-Vide (2004) para, entre otras cosas, evaluar la concentración de las precipitaciones. Se calcula a partir de la base de datos a resolución diaria, agrupando las precipitaciones en clases de 1 mm, contando el número de días de lluvia de cada clase y estación. El CI es un valor entre 0 y 1, y corresponde al área entre la curva del ajuste exponencial y la diagonal del cuadrado de lado 100 o 10.000 unidades de área. Por lo tanto, el CI se calcula como la proporción de área bajo la diagonal ($S^2/5.000$), y para obtenerla se debe conocer el área inferior a la curva exponencial (A'). Dicho ajuste exponencial expresa el porcentaje de días de lluvia y sus totales, ambos acumulados.

En la Figura 3 se puede ver geométrica y matemáticamente el cálculo del CI, omitiendo el cálculo de las constantes (a y b), lo que se puede revisar en Martín-Vide (2004), constituye una curva exponencial del número acumulado de días de precipitación ($\sum N_i$) versus la cantidad de precipitación acumulada ($\sum P_i$). La línea de color negro representa la línea de equidistribución (es decir, el caso en que el porcentaje de precipitación total se acumula en porcentaje de días equivalentes).

Para determinar el porcentaje del impacto que las distintas clases de precipitación diaria tendrán, y para evaluar el peso que estos montos tienen sobre el monto total, la ecuación (6) da cuenta de los porcentajes acumulativos de precipitación Y contribuidos por el porcentaje acumulativo de días X en los que tuvo lugar, siendo a y b constantes.

$$Y = aX \exp(bX)$$

(6)

En el ejemplo de la Figura 3 se observan dos líneas: la línea de equidistribución y la de concentración de la estación Armerillo que muestra la concentración de las precipitaciones. La integral definida de la curva exponencial entre 0 y 100 es el área A' bajo la curva (7).

$$(7) \quad A' = \left[\frac{a}{b} e^{bx} \left(x - \frac{1}{b} \right) \right]_0^{100}$$

El área S' (8), comprendida entre la línea de equidistribución y la curva de concentración, da cuenta del grado de concentración, ya que mientras más grande sea, mayor será la concentración.

$$(8) \quad S' = 5000 - A'$$

Donde finalmente el valor del CI (9) es la fracción de S' y el área de superficie del triángulo inferior delimitado por la línea de equidistribución.

$$(9) \quad CI = S' / 5000$$

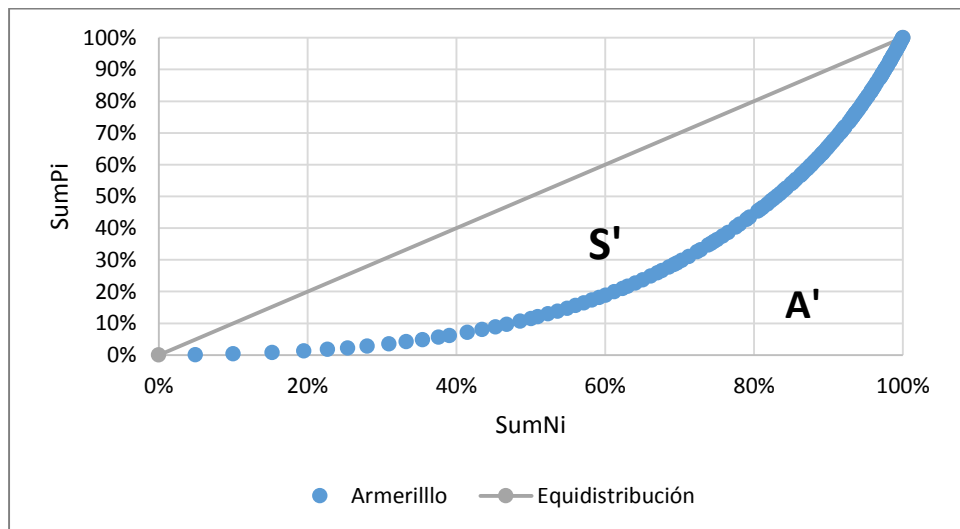


Figura 3: Ejemplo del ajuste exponencial que separa las áreas de A' y S' (a la izquierda) y las expresiones para el cálculo del índice de concentración (a la derecha) de la estación Armerillo.

Fuente: Elaboración propia en base a Martín-Vide (2004).

Mapas de los resultados de los distintos índices

Habiendo obtenido los resultados de los índices se debe cartografiar, analizar y comprender la distribución geográfica de cada resultado. Para ello, en primera instancia se efectúa una interpolación con cada uno de ellos mediante la interpolación de Distancia Inversa Ponderada (IDW) de ARCGIS 10.2. La interpolación IDW fue utilizada para el CV, S₁, PCI y las teleconexiones. El IDW determina los valores de celda a través de una combinación ponderada linealmente de un conjunto de puntos de muestra. La ponderación es una función inversa de la distancia. La superficie que se interpola debe ser la de una variable dependiente de la ubicación. Este método supone que la variable que se representa cartográficamente disminuye su influencia a mayor distancia desde su ubicación de muestra. Se basa en la suposición que la superficie de interpolación debería ser influenciada en mayor medida por los puntos cercanos y menos por los puntos más distantes (Watson, 1985).

Desde el punto de vista metodológico cada valor, que tiene una correspondencia con un punto determinado, influye sobre los demás de forma local y disminuye proporcionalmente su efecto con la distancia. Al ser un método exacto y ajustarse en su localización a los datos, en ocasiones genera en el mapa círculos concéntricos, denominados *bulleyes* (ojos de toro), que gradúan los cambios bruscos en los valores. Se trata de un método de interpolación exacto, que no cambia el rango de los valores ni sus unidades en el punto de la muestra (García & Cebrián, 2006).

Con respecto al CI, luego de haber ensayado otros métodos, fue interpolado con la herramienta *Spline*, ya que era el método que mejores resultados aportaba. Utiliza un método de interpolación que estima valores usando una función matemática que minimiza la curvatura general de la superficie, lo que resulta en una superficie suave que pasa exactamente por los puntos de entrada. Este método es mejor para generar superficies que varían levemente, como la elevación, la altura de la lámina de agua o las concentraciones de contaminación (Franke, 1982).

Análisis de precipitación estacional y análisis clúster o de agrupamientos

Para definir los regímenes pluviométricos de las estaciones, primero se efectuó una suma de cada mes durante el período 1965-2012, obteniendo luego el promedio de precipitación de cada estación para un determinado mes, los cuales eran sumados, obteniendo un valor que constituía la suma de dichos promedios. Para obtener el régimen estacional mensual se dividía el promedio mensual por la suma, expresando el resultado en porcentajes, los cuales sumaron 100% (Tabla 3).

Meses	Promedio Mensual de precipitaciones en mm	Porcentaje de precipitaciones mensuales
Enero	11,15	1%
Febrero	16,59	1%
Marzo	24,28	2%
Abril	96,20	6%
Mayo	271,80	17%
Junio	335,11	21%
Julio	317,89	20%
Agosto	201,00	13%
Septiembre	122,86	8%
Octubre	92,46	6%
Noviembre	46,28	3%
Diciembre	28,87	2%
Suma	1564,54	100%

Tabla 3: Ejemplo de la distribución de las precipitaciones mensuales en milímetros (mm) y porcentajes

Fuente: Elaboración propia

Habiendo calculado para todas las 109 estaciones el porcentaje mensual (Tabla 3) se suman aquellos meses correspondientes a Verano (Diciembre, Enero y Febrero), Otoño (Marzo, Abril y Mayo), Invierno (Junio, Julio y Agosto) y Primavera (Septiembre, Octubre, Noviembre), ordenando los resultados de mayor a menor se obtendrá el orden de las estaciones y con ello el régimen pluviométrico, siendo todos ellos IOPV (invierno, otoño, primavera y verano).

Para conseguir la diferenciación esperada en Chile centro sur se procedió a realizar nuevos análisis mediante el programa estadístico SPSS. En él se efectuó un análisis clúster (denominado para éste caso “análisis de vinculación o agrupamiento”). Este entregó un árbol de vinculación (dendrograma) que permite visualizar los distintos agrupamientos por similitudes en sus regímenes. Se decidió que seis agrupaciones son adecuadas para el área de estudio. Con ello, se interpoló los valores mediante IDW y a graficar su distribución geográfica mediante ARCGIS 10.2, obteniendo una regionalización de los agrupamientos clúster.

Distribución espacial y temporal de las precipitaciones con los patrones de teleconexiones

El propósito de este objetivo es entender las relaciones entre los montos pluviométricos y las teleconexiones que afectan en mayor medida a Chile centro sur. Las teleconexiones consideradas fueron el SOI, la AAO y la PDO.

El Índice Oscilación del Sur (SOI) equivalente al ENSO, cuyos datos provienen de la Unidad de Investigación Climática (*Climate research unit*, CRU) perteneciente a la *University of East Anglia* (UEA), la cual proporciona los valores hasta resolución mensual. La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación Antártica (AAO) procede para este estudio del *The Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean* (JISAO) de la *University of Washington* (UW) y del *Earth System Research Laboratory* perteneciente a la NOAA. Una vez establecidos los valores de las teleconexiones se establece las relaciones de ellos con los montos anuales de precipitación.

Una vez teniendo los valores que han presentados las teleconexiones en el período 1965-2012 se procede a correlacionar en Microsoft Excel con aquellos montos pluviométricos de cada estación para. Al obtener los valores de dichas correlaciones se interpolan mediante IDW y se cartografían.

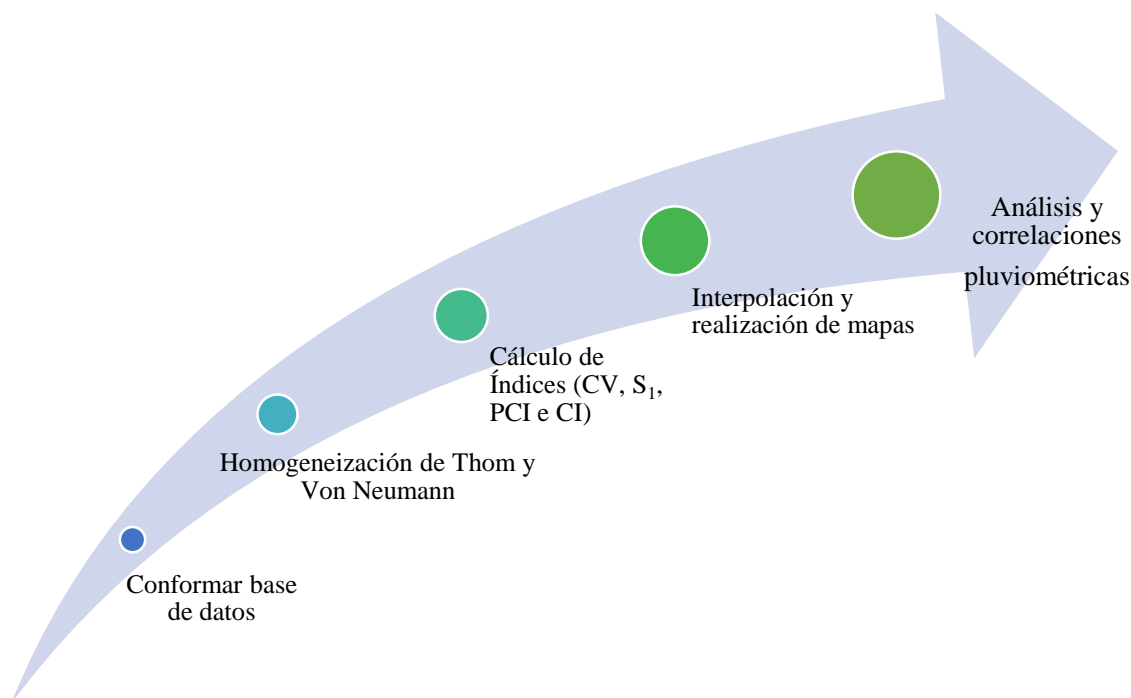


Figura 4: Diagrama metodológico de la memoria

Fuente: Elaboración propia

CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO

III .1 El sistema climático

La climatología ha presentado una rápida evolución tanto en la cantidad de información como en los métodos de investigación, lo que ha propiciado la aparición de una serie de expresiones que matizan la orientación de dichos estudios. En términos generales la climatología se alinea en dos grandes grupos, la climatología analítica, separativa, tradicional, y la climatología dinámica, sinóptica, sintética, moderna (Albentosa, 1976). El mismo autor indica que mientras los estudios comprendidos en el primer grupo se basan en el análisis estadístico de los caracteres que se consideran más significativos del clima (temperaturas, precipitaciones y vientos), los trabajos del segundo grupo se apoyan en el análisis de las manifestaciones cambiantes que se registran en la atmósfera, considerándose esta como una unidad física. La diferenciación metodológica de ambas tendencias resulta de la distinta concepción del clima y de la misma atmósfera. Como antecedentes del desarrollo de la climatología se tiene el paso de problemas teóricos generales hacia una concepción del clima basada en la sucesión de las situaciones atmosféricas, formulando teorías sobre la circulación general.

El desigual calentamiento terrestre tiende a establecer un cambio zonal de las masas de aire para mantener un equilibrio térmico. Sin embargo, este calentamiento genera un desequilibrio mecánico que determina la circulación zonal. Para ello, la circulación general se define como las distribuciones a gran escala del viento y de la presión que persisten durante todo el año o se repiten estacionalmente (Barry & Chorley, 1999). Los mismos autores señalan que una de las características más significativas en la distribución mundial de las precipitaciones es que son muy previsibles en los máximos de la costa oeste de las latitudes medias, pues ellas se asocian con el cinturón de los vientos del oeste.

Es por ello que la principal dificultad que presenta el sistema climático es el carácter transitivo de su evolución. En la escala diaria, la evolución del tiempo está caracterizada por abruptos cambios definidos por diversos patrones de circulación de alta frecuencia. Se puede caracterizar las fluctuaciones del clima en una región por las transiciones entre éstos tipos de circulación, dichos patrones característicos pueden ser denominados como oscilaciones (Lozowski *et al.* 1989). Cualquier fenómeno que tiende a variar por encima o por debajo de un valor medio en algún tipo de manera periódica se designa como una variabilidad, que en el caso de las teleconexiones se designa como oscilación. La oscilación se produce cuando un sistema se altera desde una posición de equilibrio estable. Se le puede reconocer finalmente como un ciclo predecible, pero este término (oscilación) no debe ser utilizado a menos que el período presente periodicidad reconocible. (Bridgman & Oliver, 2006).

Durante los últimos dos decenios del siglo XIX se realizaron los primeros estudios de climatología basados en el análisis de los tipos de tiempo (Albentosa, 1976). Finalmente durante los Siglos XX y XXI destacan aportes significativos de Rossby, Bergeron, Bjerkness y Köeppen, entre otros. Se sabe hoy en día, que el sistema climático terrestre es dinámico y en equilibrio transitorio. Cuadrat & Pita (1997) señalan que si los cambios que presenta el sistema por constar de dinamismo condujeran a nuevos valores constantes, es probable que el sistema alcanzase un nuevo estado de equilibrio distinto del anterior, caracterizado por ejemplo por nuevos valores de temperatura como también de precipitación. Dichos nuevos valores de precipitación en consecuencia, afectarían los regímenes pluviométricos conocidos hoy en día, logrando modificarlos de forma paulatina.

El sistema climático se ha visto alterado. Dichas modificaciones han hecho variar la composición de la atmósfera (principalmente gases de efecto invernadero), afectando el clima a nivel regional y mundial, cuyas repercusiones podrán ser visibles en las economías de los países y ecosistemas naturales (IPCC, 1997). Algunos de los cambios se pueden ver en la Figura 5, que expresa el sistema climático.

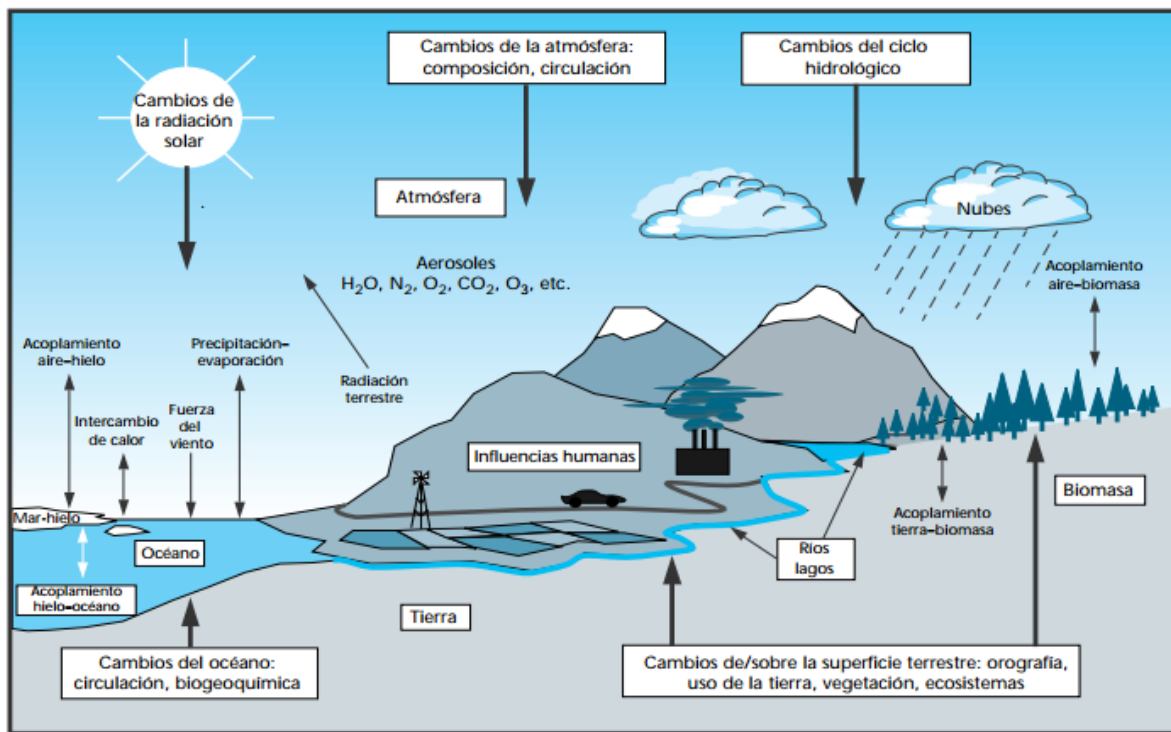


Figura 5: Esquema de los componentes del sistema climático importantes en cuanto a cambios climáticos, sus procesos e interacciones.

Fuente: Introducción a los modelos climáticos simples. Segundo informe de evaluación, IPCC (1997).

III. 2 Indicadores de variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones

En el análisis climatológico de la precipitación interesa determinar su cantidad media, montos anuales, estacionales y mensuales, a partir de los registros pluviométricos (Martín-Vide, 1999). En un primer acercamiento al área de estudio, y según Escobar & Aceituno (1998), el régimen pluviométrico en la región central de Chile (30°S – 40°S) generalmente es de tipo frontal, por lo cual las anomalías pluviométricas estacionales y anuales presentan una considerable coherencia espacial. En el hemisferio sur, las variaciones en la circulación con escalas de tiempo de un mes o más contribuyen significativamente a la varianza de las salidas diarias desde el ciclo medio anual. En la región de transición entre los 36°S y 42°S, la lluvia es mayor durante el invierno, pero también se observa una cantidad significativa de precipitación durante el semestre de verano (octubre-marzo), mientras que al sur de los 42°S, en la zona dominada por los *Westerlies*, los episodios de lluvias son frecuentes durante todo el año (Quintana & Aceituno, 2010). Con respecto a las variaciones regionales de los máximos de precipitaciones y considerando la prominencia de la orografía, Barry & Chorley (1999) afirman que el aumento de las precipitaciones con la altura en las laderas de las montañas a barlovento es una característica que se da en todo el mundo, a pesar que los perfiles reales de precipitación difieren según la región y la estación.

Dado que las magnitudes climáticas son tan fluctuantes y variables, el problema radica en identificar el momento en que se produce la ruptura de la estabilidad de los climas y la aparición del cambio climático. El cambio climático se define por la existencia de una variación relevante en alguno de los valores de tendencia desde un período de observación a otro (Cuadrat & Pita, 1997). Distinta a la variabilidad natural propia del clima, la cual es definida por Martín-Vide (2003) como una de las características esenciales del comportamiento climático, dentro los vaivenes normales que presenta el clima la existencia de un año extremo es parte de una misma realidad climática.

En términos estadísticos la variabilidad de una serie climática puede definirse y evaluarse a partir de los índices de dispersión (desviación tipo, varianza, coeficiente de variación) propios de la estadística descriptiva. Las medidas estadísticas de dispersión permiten evaluar la mayor o menor relevancia de la presencia de años anómalos con respecto al vaivén normal que presente la serie, por lo cual mientras más elevado sea el valor de dicha alteración, más se separaran los datos de la media de la serie (Martín-Vide, 2003). Dentro de éstas, el coeficiente de variación es el parámetro más usado en cuanto evalúa y compara la variabilidad de los montos pluviométricos, ya sea de una misma estación meteorológica o de varias (Martín-Vide, 1999). La variabilidad en la circulación atmosférica es la cuestión más importante en términos de cambios en la distribución espacial, de la temperatura, precipitación y demás variables climatológicas (Ramos *et al.* 2010).

Con respecto al estudio del clima mediante estadística, el problema radica en que no evalúan la ordenación cronológica de la serie, la cual constituye una característica esencial del comportamiento temporal de las precipitaciones. Considerando una ordenación temporal de las cantidades de una serie, dispersión estadística e irregularidad temporal no son equivalentes ya que la irregularidad temporal añade información sobre la estructura temporal de ella y, en consecuencia, sobre la propia variabilidad de la misma. Así la variabilidad climática no puede reducirse solo a dispersión estadística, sino también a ordenación de los valores de la serie. Es por ello que se introduce el índice de irregularidad temporal (S_1), propuesto por Martín-Vide en 1987, que considera los cocientes entre los totales consecutivos, es decir, el promedio de los valores absolutos de los logaritmos neperianos de los cocientes de cada valor y el precedente. Dicho índice ha sido aplicado a numerosas estaciones pluviométricas españolas ofreciendo una representación espacial de la irregularidad pluviométrica de España (Martín-Vide, 2003).

Es posible constatar el comportamiento pluviométrico mediante el Índice de concentración de precipitaciones (PCI) propuesto por John Oliver (1980) que define los aspectos estacionales de la precipitación y permite estimar la agresividad de las lluvias, a partir de la variabilidad estacional de las precipitaciones mensuales. Sin embargo, su principal inconveniente radica en el hecho que no establece el mes y/o estación de máximas precipitaciones; es decir, el período en el que se concentran las precipitaciones.

Otro índice aplicado fue el Índice de Concentración (CI) propuesto por Martín-Vide (2004) para calcular el grado de concentración de las precipitaciones y el grado de agresividad o torrencialidad pluviométrica (Sarricolea & Martín-Vide, 2012). Se han realizado múltiples estudios del CI a lo largo del mundo. Sin embargo, en el caso Chileno, Sarricolea & Martín-Vide (2012) constatan que los valores más altos del índice de concentración se consiguen en Chile central, donde el clima es mediterráneo, mientras que dichos valores van descendiendo conforme se avanza hacia el clima lluvioso, característico de la zona sur del país.

Se han realizado varios estudios con respecto al CI, dentro de los cuales destaca aquel cuyos resultados indican (para Europa general) que donde predomine el clima Mediterráneo habrán valores del CI más regulares (Cortesi *et al.* 2012). Otro estudio reciente realizado en Ucrania, muestra que los valores máximos del CI se encuentran en la costa ($>0,64$). La distribución espacial del CI anual indica que la contribución de la precipitación extrema en los montos totales es insignificante en la zona límite entre la región de estepa y la marina. Con este país Chile comparte el hecho de verse la pluviometría asociada a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), ya que el cambio del CI coincide con el cambio de fase negativa a positiva en la década de 1970. La PDO se manifiesta en las anomalías decadales regionales, comúnmente a través de procesos de circulación atmosférica, y tiende a ser mayor en la fase negativa de la PDO (Vyshkvarkova & Voskresenskaya, 2013).

III. 3 Climas de Chile centro y sur

Los patrones globales de precipitación se determinan en gran medida por las masas de aire y sus movimientos, que a su vez son producidos por los patrones de circulación de aire a nivel mundial. Los regímenes de precipitación también son influenciados por la ubicación de los centros de alta y baja presión asociados a estas circulaciones globales. La precipitación total anual es una cuantificación útil para establecer el carácter de un tipo de clima, pero no cuenta para establecer la estacionalidad de la precipitación. La estacionalidad de la precipitación presenta tres patrones: uniforme (va desde la precipitación abundante a escasa), el máximo de verano y el máximo de invierno. El rango comprendido entre los 33,9°S y los 41,6°S del país se encuentra en las latitudes medias. Los climas de latitudes medias están dominados por dos grupos de masas de aire de orígenes diferentes que interactúan intensamente: masas de aire tropical marítimo y masas de aire polar marítimo y continental, constituyendo los sistemas de alta presión subtropicales y gran parte del cinturón de los vientos dominantes del Oeste. Los climas de latitudes medias abarcan desde climas desérticos hasta lluviosos, mostrando usualmente una fuerte variación en temperatura y/o precipitación durante el año (Strahler, 2011).

Clima Mediterráneo: Es único porque tiene una marcada estacionalidad, con una estación lluviosa y otra seca. Esto ocurre en los márgenes occidentales de los continentes, influido por los anticiclones subtropicales. Las células de alta presión se mueven hacia los polos en verano, dominando situaciones de escasas precipitaciones. En invierno, la masa polar húmeda invade con tormentas y sistemas frontales generando lluvias abundantes. Contempla el territorio comprendido entre los 30° y 45°S. El 70% o más de las precipitaciones medias anuales se registran en invierno.

Clima marino de costa Oeste: Domina en las latitudes medias de la costa oeste. Estos lugares reciben los vientos del oeste predominantes del océano, habiendo frecuentes tormentas ciclónicas que implican masas húmedas y frías de aire marítimo polar. Donde la costa es montañosa, el efecto orográfico provoca grandes cantidades de precipitación anual. La precipitación es abundantes en todos los meses, pero a menudo hay un máximo en invierno. En verano, las precipitaciones se reducen debido a que la alta presión subtropical se extiende hacia en polo. La amplitud térmica anual es relativamente pequeña en latitudes medias ya que la influencia marítima mantienen las temperaturas invernales más suaves que en lugares del interior en latitudes equivalentes. Este clima abarca el rango entre los 35° y 60°S.

Considerando la Figura 6 se observa que para Chile centro-sur los límites no son estrictamente aquellos definidos inicialmente por el autor, ya que el clima marítimo de costa oeste se presenta desde alrededor de los 35°S. Cabe considerar a su vez la clasificación realizada por Köppen, según la cual el área de estudio comprende de norte a sur el clima Csb y Cfb (Figura 7). En términos comparativos el Cfb equivale al marítimo de costa oeste de Strahler y el Csb al mediterráneo.

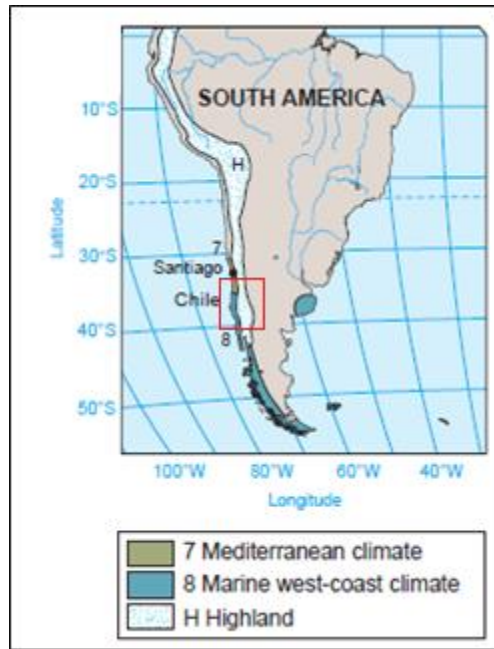


Figura 6: Localización clima mediterráneo y marítimo de costa oeste en Chile.

Fuente: Strahler (2011).

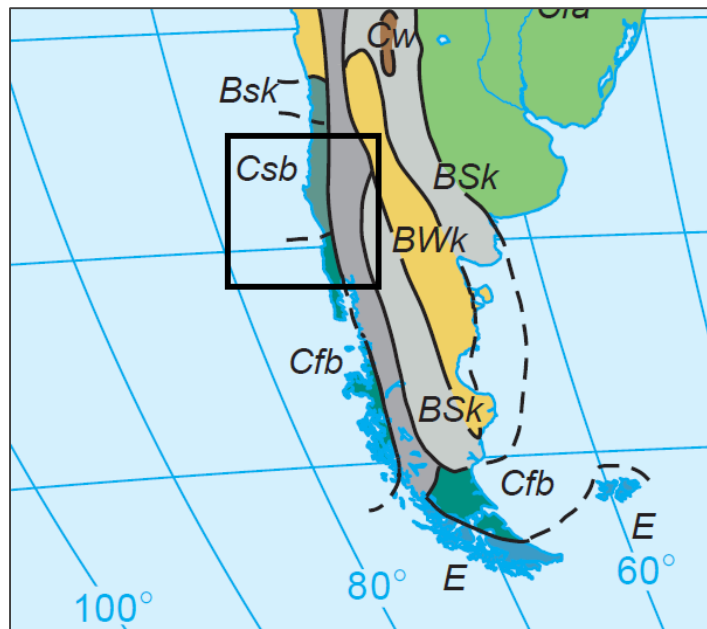


Figura 7: Clasificación climática de Köppen-Geiger

Fuente: Strahler (2011).

III. 4 Teleconexiones

Considerando la globalidad con respecto a las relaciones entre los comportamientos de la atmósfera en diferentes regiones, se trata de poner en evidencia las conexiones en el subsistema atmosférico, a las que puede darse la denominación de teleconexiones si los vínculos se establecen entre áreas distantes. Así, es posible descubrir unos comportamientos sincrónicos en escalas temporales que van de meses a décadas. Se habla de patrones de variabilidad de baja frecuencia, denominación técnica para la expresión más usual de teleconexión (Martín-Vide, 2003). Dichas teleconexiones son también definidas por Barry & Chorley (1999) como los vínculos existentes a grandes distancias de variables atmosféricas y oceánicas; vínculos entre condiciones climáticas, destacando Bridgman & Oliver (2006) que desempeñan un papel fundamental en el estudio de las interacciones aire-mar y procesos climáticos globales. Los modos de variabilidad se calculan con una escala temporal y espacial mayor que la que utilizan los tipos de circulación y son caracterizados por patrones de presión a gran escala recurrentes y persistentes que cubren áreas geográficas extensas (Ramos *et al.* 2010).

Un patrón de variabilidad de baja frecuencia lo conforma un dipolo constituido por un anticiclón y una depresión localizados sobre unas áreas determinadas, separadas por unos miles de kilómetros. Las células que componen el dipolo suelen presentar una “fase positiva”, o modo normal o más frecuente, en la que el anticiclón se muestra potente, al tiempo que la baja es profunda, en sus respectivas regiones de localización. Esto ocurre durante unos períodos medios o relativamente amplios de tiempo, entre unos meses y varios años. Cuando las células se debilitan o incluso se invierte su signo, apareciendo bajas presiones allí donde normalmente se localiza el anticiclón, y altas en la región habitual donde se centra la depresión, se habla de la “fase negativa”, menos duradera que la opuesta. Algunos de los mecanismos de conexión con otras regiones y subsistemas presentan una cierta inercia y desfase temporal, lo que permite adelantarse a sus efectos (Martín-Vide, 2003).

Las condiciones atmosféricas presentan fluctuaciones sobre una amplia gama de escalas temporales. En escalas de tiempo sub mensuales, las fluctuaciones tienden a exhibir una periodicidad casi semanal asociado con el paso de las perturbaciones de latitudes medias. Fluctuaciones atmosféricas en escalas de tiempo más largas son la intraestacional (40-60 días), y la variabilidad interanual e interdecadal. Surgen de los lentos cambios impuestos por las condiciones del entorno. La existencia de variabilidad de baja frecuencia en la atmósfera (en escalas temporales de dos semanas o más) presenta una relación con la variabilidad de la Temperatura Superficial del Mar (TSM). Diferentes técnicas de análisis y conjuntos de datos han dado como resultado un gran número de patrones de variabilidad atmosférica (teleconexiones, oscilaciones, etc.) (Garreaud *et al.* 2008). La variabilidad de baja frecuencia en la zona centro sur de Chile reside en el ENSO, la PDO y AAO (Tabla 4). Estos patrones de variabilidad de baja frecuencia dan cuenta de la correlación entre la variabilidad de la TSM en latitudes medias y la circulación atmosférica.

Teleconexión	Descripción	Fase Positiva	Fase Negativa
Oscilación del Sur (SO)	Anomalía de presión fuertemente correlacionada y de modo negativo entre el Océano Índico y el sur de los Océanos Pacífico. Tiene un período ligeramente variable, con un promedio de 2,33 años y, a menudo se analiza como parte de un evento ENSO.	<p><u>La Niña</u></p> <p>La circulación de Walker se intensifica con mayor fuerza y los vientos alisios se acentúan. Se asocia a sequía en Chile centro sur.</p>	<p><u>El Niño</u></p> <p>Los vientos alisios se debilitan o incluso logran revertirse, permitiendo agua más cálida que lo normal se mueva a la zona tropical del Océano Pacífico central y oriental.</p>
Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)	Fenómeno de larga duración definido por temperaturas oceánicas superficiales en el noreste y oeste del Océano Pacífico.	La fase cálida se caracteriza por presentar aguas más cálidas y vientos alisios debilitados, se asocia a El Niño.	La fase fría se caracteriza por temperatura fría de las aguas y los vientos alisios intensos, se asocia a La Niña.
Oscilación Antártica (AAO)	<p>Movimiento norte-sur del cinturón de los vientos del oeste alrededor de la Antártica, dominando las latitudes medias a altas del hemisferio Sur.</p> <p>El cambio de posición de la banda de viento del oeste influye en la fuerza y la posición de los frentes fríos y sistemas de tormentas de latitudes medias, y es un motor importante de la variabilidad de las precipitaciones en el centro y sur de Chile.</p> <p>Se cuantifica por el Índice de Oscilación Antártica.</p>	<p>Banda de vientos del oeste se contrae hacia la Antártica</p> <p>Mayores presiones sobre el sur de Chile</p> <p>Puede relacionarse con condiciones estables y secas.</p>	<p>Banda de vientos del oeste se expande hacia el trópico.</p> <p>Más sistemas de baja presión sobre Chile Central</p> <p>Puede significar un aumento de las tormentas y la lluvia.</p>

Tabla 4: Descripción y características de las teleconexiones (SOI, PDO, AAO) en su fase positiva y negativa

Fuente: Elaboración propia en base a información obtenida de la sección meteorológica del Gobierno de Australia (2014), Bridgman & Oliver (2006) y Quintana & Aceituno (2008).

III. 4. 1 El Niño / Oscilación del Sur (ENSO)

El Niño/Oscilación del Sur (en adelante ENSO) es un fenómeno global de interacción océano-atmosférico en la cuenca central del Pacífico, manifestado por la alternancia de los eventos “El Niño” y “La Niña” (Díaz & Markgraf, 2000). El ENSO está arraigado en el sistema océano-atmósfera en el Pacífico tropical, y por lo tanto tiene un efecto fuerte y directo sobre la costa de Ecuador, Perú y norte de Chile, así como un efecto indirecto (a través de teleconexiones atmosféricas) durante gran parte de Sudamérica subtropical que se extiende también a las altas latitudes. Representa uno de los mejores ejemplos de teleconexión ya que presenta mayor afectación, es un fenómeno natural, recurrente pero sin una periodicidad fija, expresa la íntima relación entre las componentes del sistema climático (en especial la oceánica y atmosférica), constituye un modelo global de variabilidad climática (Martín-Vide, 2003).

Se ha identificado esta teleconexión como un factor importante de la variabilidad interanual de la precipitación en Chile central. El período de lluvias en Chile Central (30°S-37°S, aproximadamente) se concentra durante los meses de invierno del Hemisferio Sur, particularmente durante Junio, Julio y Agosto. Las lluvias se asocian a sistemas frontales fríos que ocasionalmente alcanzan esta región cuando el anticiclón subtropical del Pacífico suroriental es anormalmente débil. En términos generales el régimen pluviométrico de esta región refleja su condición de transición entre una zona de extrema aridez más hacia el norte y la región con lluvias abundantes en latitudes más altas (Aceituno, 1992).

Esta relación entre el ENSO y las precipitaciones en Chile central tiende a constituir una relación positiva de la pluviometría y TSM entre los 32°S y 38°S, mientras que al sur de los 38°S se presenta una correlación negativa durante la fase madura de El Niño debido a la migración estacional y reforzamiento del límite austral del anticiclón subtropical, con el consecuente bloqueo de los sistemas frontales, la principal fuente de precipitación para esta parte del país (Rutllant & Fuenzalida, 1991).

La Figura 8 muestra el comportamiento de los flujos en una condición neutral, mientras que Garreaud (1993) ha señalado que durante los años húmedos o “El Niño” (Figura 10), el número de días con precipitación aumenta. No obstante, en años “La Niña” (Figura 9), se registran menos días con precipitación. Sin embargo, en relación con la TSM, la fase cálida (El Niño) se manifiesta con el aumento de la TSM y una disminución de los vientos alisios en el lado este del océano pacífico, mientras que la fase fría (La Niña) se caracteriza por TSM más frías y la intensificación de los vientos alisios en el este del Océano Pacífico y períodos de sequía (Maturana *et al.* 2004).

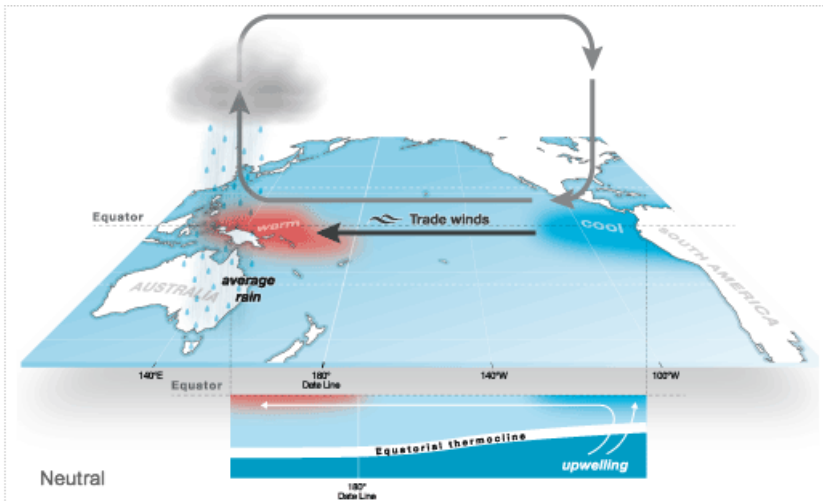


Figura 8: Condiciones neutrales

Figura 9:
Comportamiento durante un fenómeno La Niña

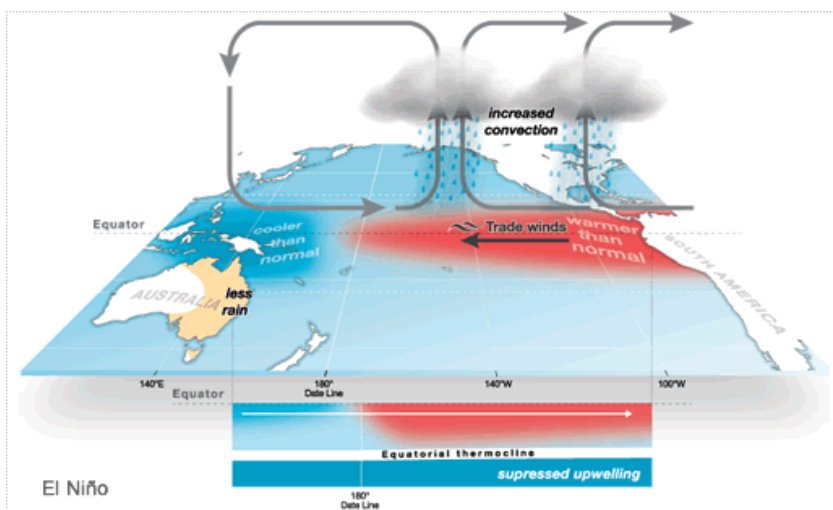
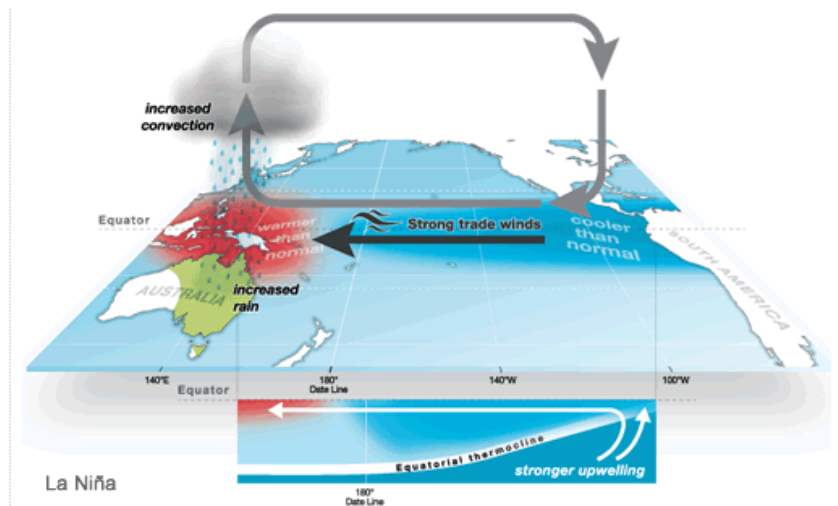


Figura 10:
Comportamiento durante un fenómeno El Niño

Fuente: Australian Government (2014).

Índice de Oscilación del Sur (SOI)

La célula de Walker es un patrón de circulación atmosférica de este-oeste caracterizado por aire ascendente sobre Indonesia y el Pacífico Oeste y aire en descenso sobre el Pacífico Este. Precipitaciones convectivas están asociadas al ascenso del aire. El término “Oscilación del Sur” se refiere a la variabilidad de la fuerza del sistema de la circulación de Walker y se cuantifica mediante el Índice de Oscilación del Sur (CRU, 2000).

El SOI es uno de los índices usados para medir la ocurrencia y fuerza del ENSO, comparando condiciones meteorológicas en dos áreas tropicales del Océano Pacífico. El SOI es calculado como la diferencia entre la presión atmosférica mensualmente estandarizada entre Tahití (territorio Francés) y Darwin (territorio Australiano). Períodos caracterizados por valores negativos del índice corresponden a El Niño (donde las aguas cálidas tropicales se entrometen en las costas occidentales de América) mientras que períodos con valores positivos corresponden a La Niña (cuando las corrientes frías de Humboldt y California influyen fuertemente las costas de América) (Muruá *et al.* 2003).

Mientras el SOI se mide basado en la presión atmosférica, un evento ENSO también se puede retratar mediante mapas de TSM, la Figura 11 muestra el comportamiento de la TSM visto desde una perspectiva regional. La condición “normal” consiste en TSM más cálida al Oeste de la cuenca del Pacífico ecuatorial y TSM fría hacia el Este. Lo cual, combinado con la circulación atmosférica normal de Walker, produce mayor precipitación en las islas que rodean el Pacífico Oeste y poca precipitación sobre el Pacífico Este. Durante condiciones de El Niño, una TSM cálida se desplaza hacia el Este. Esto coincide con el debilitamiento de la circulación de Walker y puede causar precipitaciones menores sobre el Pacífico Oeste y precipitación excesiva en partes de Perú y Ecuador (CRU, 2000).

Los valores que ha presentado el SOI se muestran en la Figura 12, en el período 1965 a 2012 se puede observar que predominan años El Niño. Sin embargo, desde la década del 2000 los episodios La Niña adquieren importancia.

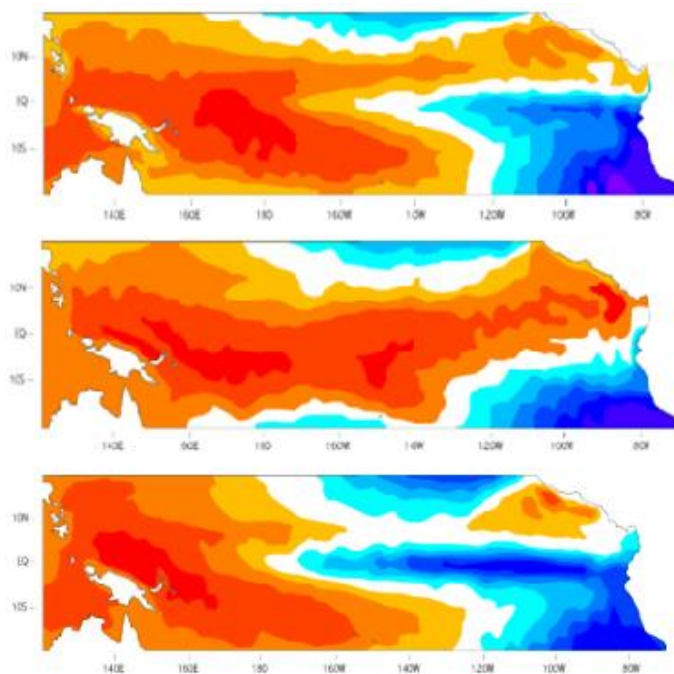


Figura 11: Temperatura superficial del mar según condiciones neutrales, de El Niño y La Niña

Mapa de arriba muestra la TSM en el Pacífico ecuatorial durante condiciones normales, mientras el mapa del medio muestra la TSM durante un evento El Niño y el mapa de abajo un evento La Niña

Fuente: CRU, 2000

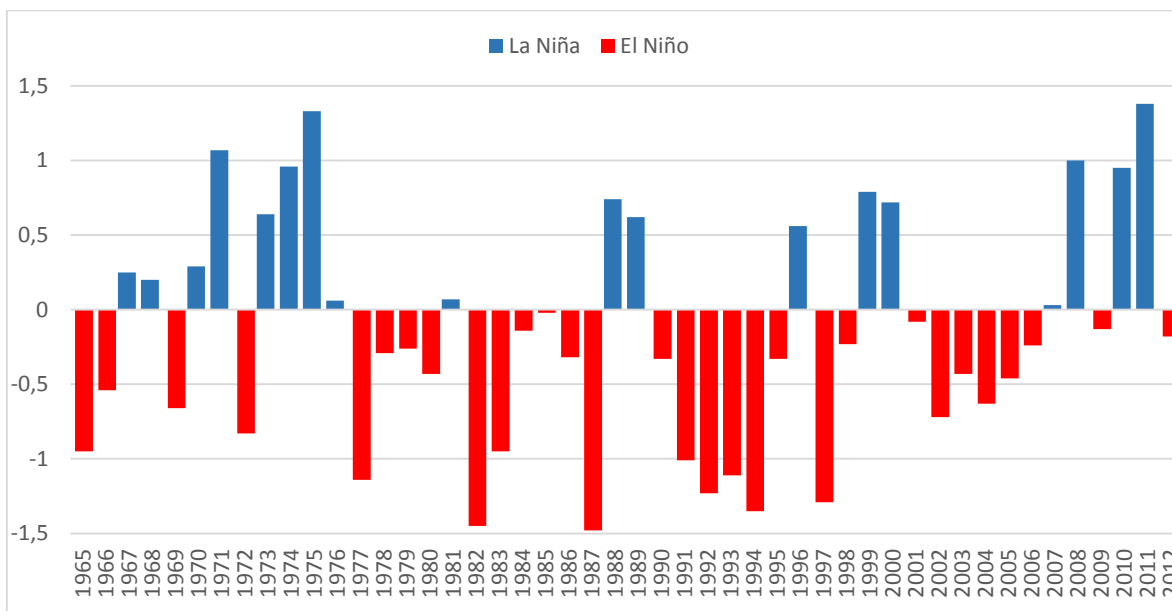


Figura 12: Índice de Oscilación del Sur anual para el período 1965-2012.

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de la *University of East Anglia* (UEA).

Índice ENSO Multivariado (MEI)

Índice que monitorea el ENSO, el cual se basa en Análisis de Componentes Principales (matriz no rotada), derivada de seis variables observadas sobre el Pacífico tropical: la presión del nivel del mar (P), circulación zonal (U) y meridional (V) componentes del viento en la superficie, la temperatura superficial del mar (S), la temperatura del aire en superficie (A) y la fracción total de nubosidad del cielo (C). El MEI se calcula por separado y de modo bimensual (diciembre/enero, enero/febrero, etc.). Se calcula con el primer componente principal de las seis variables. Provee una descripción completa y flexible del fenómeno ENSO que una variable única del ENSO como sucede con los índices SOI o El Niño 3.4 TSM (Wolter & Timlin, 2011).

Los valores negativos del MEI representan la fase fría del ENSO (La Niña), mientras que los valores positivos representan la fase cálida (El Niño). Los valores del MEI se observan en la Figura 13, en el cual se aprecia que ha habido una frecuencia mayor de años El Niño.

Los episodios de El Niño, se encuentran asociados a precipitación bajo los valores normales sobre América del Sur tropical, precipitaciones sobre valores normales sobre la porción sureste de todo el continente y Chile central, y condiciones más cálidas de lo normal sobre latitudes tropicales y subtropicales. Condiciones opuestas se dan en episodios de La Niña (Garreaud, *et al.* 2008).

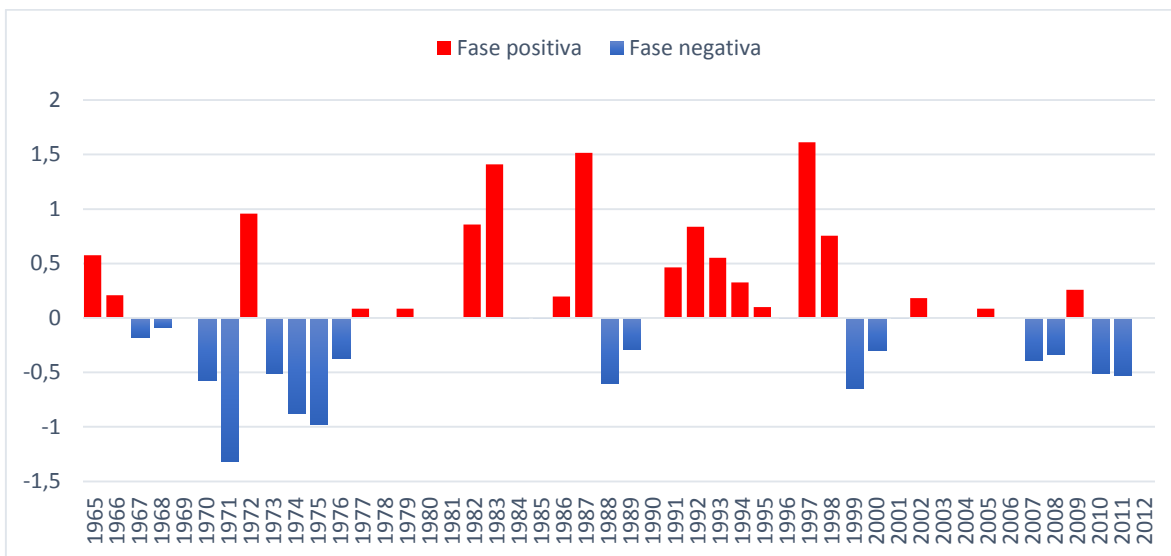


Figura 13: Valores del MEI en el período 1965-2012.

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos del sitio web de la NOAA

El Niño 3.4

Índice en relación a la TSM introducido por la NOAA desde 1996 para la región entre los 5°N-5°S y 120°W-170°W (Figura 14). En relación a El Niño 3, las temperaturas medias del área 3.4 son mayores, y su proximidad a la “piscina caliente” del Pacífico como a los principales centros de convección son las razones de la importancia física que tiene el área 3.4 (Trenberth, 1997). Es la región más utilizada, y el umbral más comúnmente utilizado es una desviación positiva de TSM mayor o igual a 0,5 ° C. Dado que esta región abarca la mitad occidental de la región ecuatorial, proporciona una buena medida de los cambios importantes de la TSM y de gradientes que producen cambios en el patrón de convección tropical profunda y la circulación atmosférica. Los criterios, que se utiliza a menudo para clasificar los episodios de El Niño, son los 3 meses consecutivos de media con anomalías de TSM superan el umbral. La fase positiva lidera (Figura 15) en comparación a la negativa.

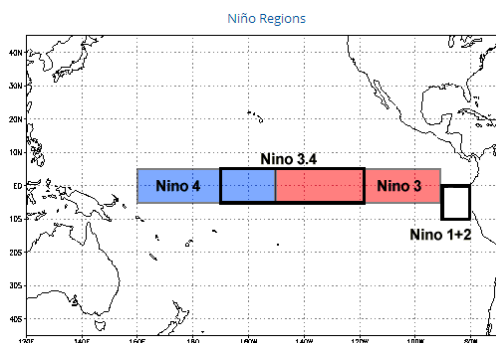


Figura 14: Regiones El Niño en el Océano Pacífico

Fuente: NOAA

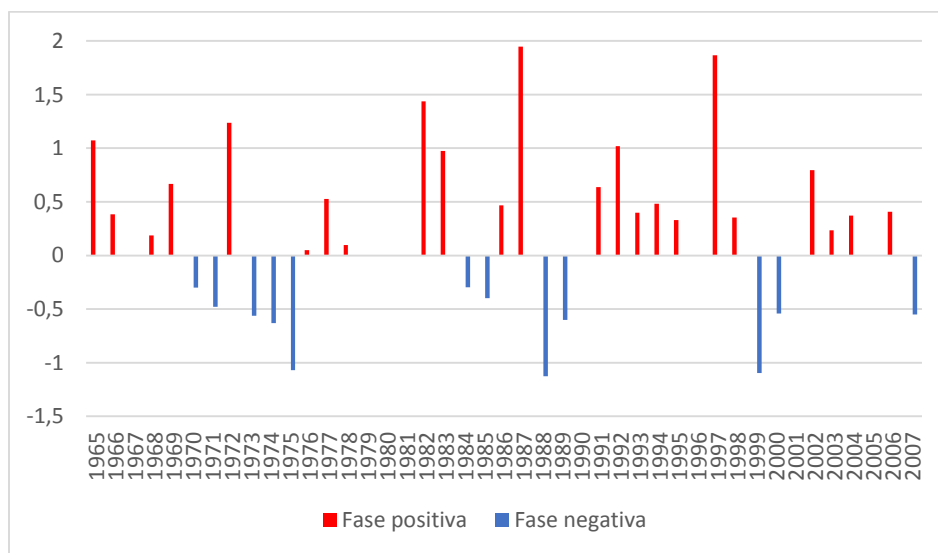


Figura 15: Valores de El Niño 3.4 en el período 1965-2007

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos en el sitio web de la NOAA

El Niño Modoki

Fenómeno océano-atmósfera acoplado en el Pacífico tropical. Es diferente al otro fenómeno acoplado en el Pacífico tropical, que se caracteriza por un fuerte calentamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial oriental. En cambio, El Niño Modoki (Figura 16) se asocia con un fuerte calentamiento anómalo en el Pacífico tropical central y enfriamiento en el Pacífico tropical oriental y occidental. Asociado a este calentamiento distinto y patrones de enfriamiento, las teleconexiones son muy diferentes de los patrones de teleconexión de El Niño convencional. El fenómeno de El Niño Modoki se caracteriza por la anormalmente cálida ecuatorial central del Pacífico flanqueada por regiones anormalmente frías tanto al oeste como al este. Tales gradientes de TSM zonales resultan en dos células de Walker anómalas en circulación sobre el Pacífico tropical y una región húmeda, en el Pacífico central. Este fenómeno aparece como el segundo en dominar la variabilidad interanual en el Pacífico tropical.

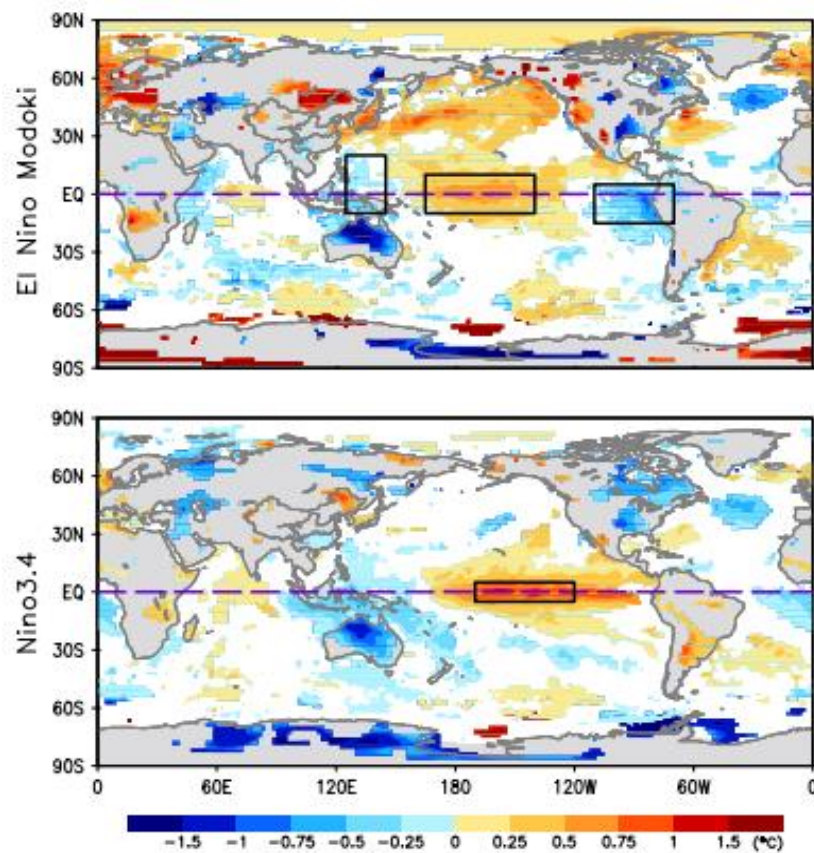


Figura 16: Anomalías en la TSM durante El Niño Modoki y El Niño 3.4.

Fuente: Weng, *et al.* (2007)

III. 4. 2 Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)

La Oscilación Decadal del Pacífico (en adelante PDO), patrón de variabilidad de temperatura en el Océano Pacífico que posee alternancias entre 20 a 30 años en fase fría o cálida. La fase fría de la PDO está asociada con La Niña, en cuanto a la temperatura fría de las aguas y los vientos alisios intensos, mientras que la fase cálida de la PDO va asociada a El Niño, con aguas más cálidas y vientos alisios debilitados (Quintana & Aceituno, 2008).

Los datos de precipitaciones de América del Sur exhiben variabilidad decadal e interdecadal. Sin embargo, su amplitud es menor que los cambios año a año. La PDO aparece como uno de los fenómenos más plausibles para explicar dicha variabilidad de baja frecuencia. La PDO es frecuentemente descrita como una asociación al ENSO, dado que sus huellas climáticas espaciales de sus fases cálidas y frías presentan una correlación con aquellas fases de El Niño y La Niña. Lo anterior se fundamenta dada la existencia de múltiples estudios denotando la variabilidad climática en consistencia con el cambio en la polaridad de la PDO (de fría a cálida) a mediados de los 70s, pero no puede ser atribuido únicamente a la variabilidad debido a que eventos de El Niño se han tornado más frecuentes e intensos en los 80s y 90s en comparación con las décadas pasadas (Garreaud *et al.* 2008).

Los cambios de polaridad que ha presentado la PDO (Figura 17) muestran el cambio en la década de los 70s, el cual persiste hasta finales de los 80s, cuando aparecen años con polaridad contraria, situación que se hace más frecuente hasta el año 2007, desde el cual ha predominado la fase negativa de la PDO.

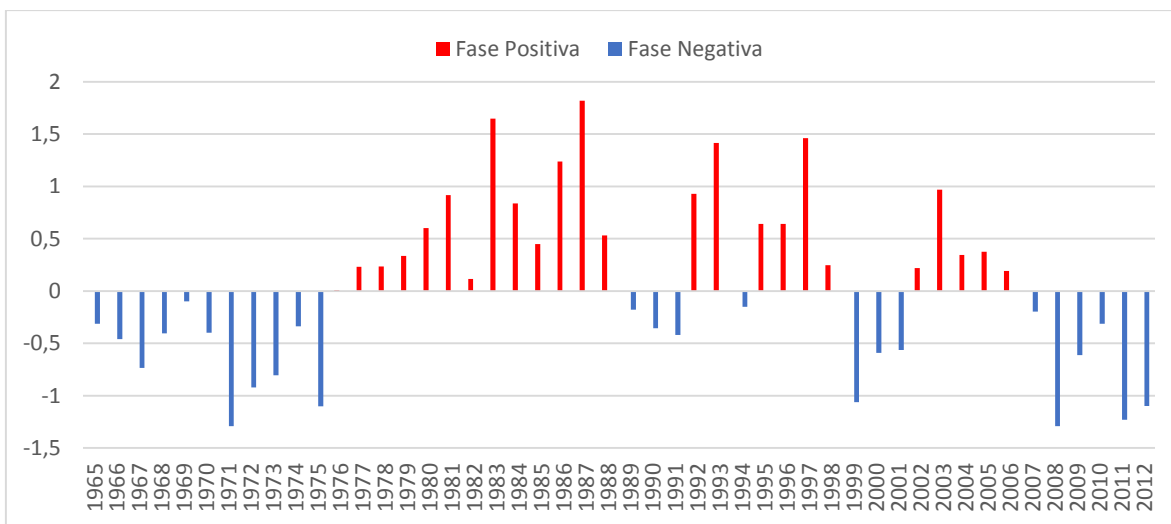


Figura 17: Variaciones anuales de fases (PDO) para el período 1965-2012

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de la *University of Washington* (UW)

La PDO actúa como modulador de baja frecuencia de la variabilidad asociada del ENSO, causando una “interferencia constructiva” (Andreoli & Kayano, 2005) dado que las

anomalías pluviométricas El Niño/La Niña tienden a ser más fuertes en aquellos episodios que ocurren durante la fase cálida/fría de la PDO. Dicha interferencia se puede apreciar en el patrón que presenta la PDO, ya que éste se encuentra asociado a El Niño para la variabilidad interanual y otro asociado a la PDO para la variabilidad multidecadal, la cual se correlaciona con la frecuencia y duración de la ENSO. Se tiene entonces el fenómeno ENSO en relación a la variabilidad multianual, que tiene lugar en lapsos temporales de 2 a 5 años, y con respecto a la variabilidad multidecadal está la PDO, cuyo lapso va de 20 a 30 años. Actualmente estaríamos en una fase negativa de la PDO, la cual implica bajas temperaturas y sequías dominantes por 15 a 20 años (Gana, 2012).

La PDO y el ENSO pueden tener efectos combinados sobre las anomalías en la distribución de la precipitación en algunas regiones, actuando de forma constructiva (anomalías fuertes y bien definidas) cuando se encuentran en la misma fase y de forma destructiva (anomalías débiles y no definidas) cuando se encuentran en fases opuestas (Andreoli & Kayano, 2005).

III. 4. 3 Oscilación Antártica (AAO)

La Oscilación Antártica, es una teleconexión que también influye en la variabilidad de las precipitaciones del área de estudio. Se trata de una oscilación en que la presión atmosférica, en latitudes polares y medias, oscila entre períodos positivos y negativos. Kidson (1988) la define como un patrón guiador de la variabilidad en la circulación troposférica al sur de los 20°S, caracterizada por anomalías de presión centradas en la Antártica y en la banda latitudinal entre los 40°S a 50°S. La fase negativa se produce cuando en las regiones polares se producen valores más altos que la presión normal y más bajo de lo normal en latitudes medias, aumenta la presión y altura sobre latitudes medias y se debilitan y desplazan hacia el continente los vientos. La fase positiva está asociada a la disminución de la presión superficial y altura geopotencial sobre la Antártica y un fortalecimiento y desplazamiento hacia los polos de los vientos del oeste (Garreaud *et al.* 2008). Thompson & Wallace (2000) destacan el rol fundamental que la estacionalidad tiene en su comportamiento.

En los últimos años, la AAO ha estado en su mayoría en fase positiva. Está representada por una oscilación en los valores de presión de superficie en el hemisferio sur, en latitudes medias y altas latitudes y se cuantifica por el Índice de Oscilación Antártico (AAOI). Durante la fase negativa del gradiente zonal más fuerte en la presión del nivel del mar y la altura geopotencial mueve hacia el norte de su posición media que favorece una intensificación de los vientos del oeste, cerca del núcleo de la corriente en chorro subtropical (Quintana & Aceituno, 2010). La Figura 18 muestra aquellos años en que la AAO ha estado en fase positiva y negativa en el período 1965 a 2012. En dicho período predominó la fase negativa hasta la década de los 90, mientras que desde mediados de los 90 ha estado predominando la fase positiva.

El AAOI es un índice climático global que representa parte de la variabilidad climática del sur del océano pacífico. Refiere a una alteración a gran escala de la masa atmosférica entre la presión de superficie en latitudes medias y presión superficial en altas latitudes, y parece ser un índice aceptable para representar la condición de circulación atmosférica en las latitudes altas del sur (Muruá *et al.* 2003). Relación que es ratificada por Garreaud *et al.* (2008) señalando que en altas latitudes, por ejemplo, la Oscilación Antártica, parece jugar también un papel en la variabilidad del clima en América del Sur extratropical, especialmente cerca de su extremo sur.

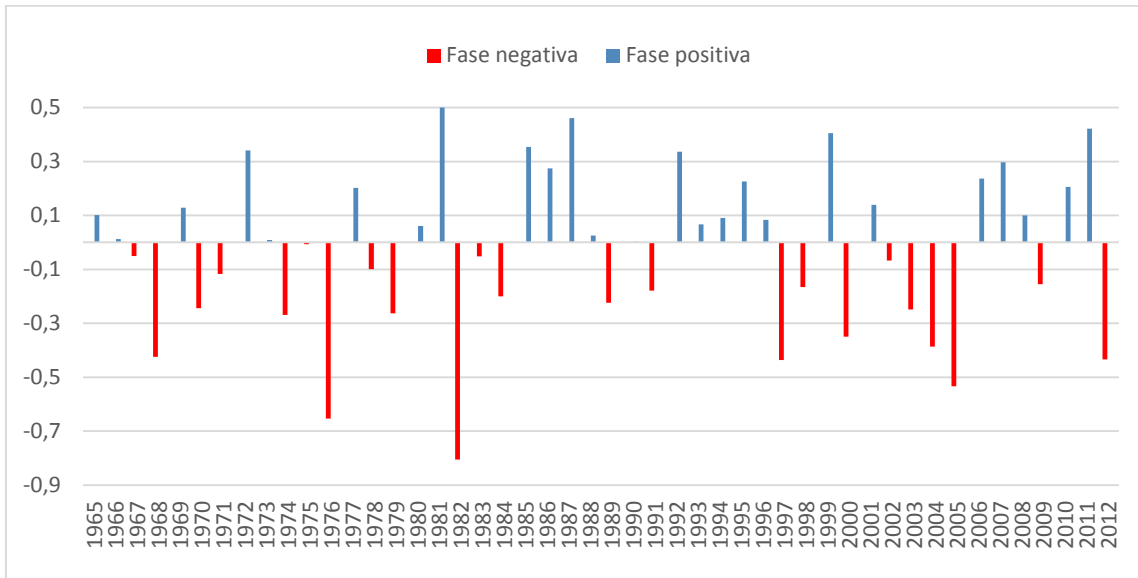


Figura 18: Fases de la Oscilación Antártica en el período 1965-2012

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de la NOAA.

III. 5 Tendencias en las precipitaciones en Chile

La variabilidad (incluyendo cambios interanuales e interdecadales) del clima de América del Sur resulta de la superposición de múltiples fenómenos a gran escala. En el forzamiento de altas latitudes, la Oscilación Antártica (AAO) juega un rol sobre la variabilidad de América del Sur, mientras que el ENSO tiene efectos indirectos (mediante teleconexiones atmosféricas) sobre América del Sur subtropical extendiéndose hacia altas latitudes (Garreaud *et al.* 2008). Quintana & Aceituno (2010) dan cuenta de cambios que ha sufrido el régimen anual de precipitaciones en Chile central debido a la evolución de aquellos factores con influencia sobre la variabilidad de las precipitaciones.

En cuanto a la similitud entre los patrones de la PDO y el ENSO mencionada anteriormente, debe tenerse en consideración que el cambio de polaridad que tuvo la PDO se complementa con los episodios más frecuentes de El Niño en las últimas décadas (Garreaud *et al.* 2008). Siendo la AAO el patrón líder de la variabilidad en la circulación troposférica al sur de los 20°S (Kidson, 1988; Thompson & Wallace, 2000; Garreaud *et al.* 2008).

La tendencia negativa de precipitación que ha prevalecido entre los 37°S y 43°S desde la década de 1950 se intensificó a fines del siglo XX. El extremo sur del continente se encuentra bajo la influencia permanente de las perturbaciones extratropicales incrustados en los vientos del oeste de las latitudes medias, la Cordillera de los Andes aísla la región de la influencia desde el atlántico, siendo el factor principal que explica el marcado contraste en el ciclo y define un marcado contraste entre las condiciones muy húmedas en el lado de barlovento de las montañas (debido a la elevación forzada del flujo predominante del oeste) (Quintana & Aceituno, 2010). En concordancia con lo anterior, el área afectada por la precipitación de latitudes medias sobre el Oeste de América del Sur se expande hasta los 30°S (Chile central) durante el invierno mientras que en verano se contrae al sur de los 40°S (Garreaud *et al.* 2008).

El aumento significativo y relativamente brusco de las precipitaciones durante la década de 1970 coincide en líneas generales con la evolución de la PDO hacia la fase positiva y con una mayor frecuencia de la fase negativa del ENSO. En la parte sur de Chile central de una tendencia descendente significativa de la precipitación anual se impuso desde la década de 1950, como consecuencia directa de una frecuencia decreciente de episodios de lluvia y un debilitamiento de la intensidad de la precipitación diaria que se prolongó hasta la década de 1990. El gradiente zonal de presión a nivel del mar entre medias y altas latitudes en el Pacífico sureste parece ser un factor clave de la variabilidad de la precipitación interanual en esta región. Por lo tanto, la tendencia negativa que prevalece en las precipitaciones puede ser parcialmente influenciado por el continuo fortalecimiento de ese gradiente zonal de la presión del nivel del mar durante las últimas décadas, lo que favorece un desplazamiento hacia los polos del chorro del oeste y de los sistemas de bajas presiones migratorias en las latitudes medias y frentes asociados (Quintana & Aceituno, 2010).

Durante la segunda mitad del siglo XX, la región de Los Lagos experimentó la disminución de las temperaturas y la reducción de la precipitación. Entre 1961 y 2000, todas las estaciones meteorológicas en dicha región mostraron la tendencia a la disminución de las precipitaciones. También se ha observado para la estación Valdivia una disminución en la cantidad de precipitación. Concepción y Temuco muestran un descenso importante en sus precipitaciones desde 1940, Valdivia y Puerto Montt desde los '70. (Sanz, 2012).

Los cambios de precipitación (acumulada anual) presentan una fuerte tendencia a la disminución de ésta en la zona centro-sur de Chile. En la Cordillera de Los Andes entre las regiones del Biobío a Los Lagos, la precipitación anual disminuye en más de 1000mm. La precipitación futura se reduce entre un 60-70% de los valores actuales entre las regiones del Maule y Los Lagos, siendo la reducción más intensa durante los meses de primavera. En el caso de la zona austral, las precipitaciones se incrementan un 10-20% del valor actual. El patrón de cambio del futuro es consistente con los cambios observados en las últimas décadas. Siendo notable el contraste de cambios en precipitaciones a través de la cordillera de los Andes (Garreaud, 2011).

Desde la región de O'Higgins las precipitaciones por debajo de la normalidad podrían mantener los actuales índices de déficit, hacia el sur las lluvias se enmarcarán por debajo de la normalidad y los índices se acercan a la normalidad, si bien existe en estas regiones un déficit hídrico, es probable que las lluvias tiendan a minimizarlo (Díaz, 2013). Quintana & Aceituno (2010) detallan la persistente tendencia negativa en la precipitación anual producto de cambios y fluctuaciones en la escala de tiempo decadal, explorando posibles vinculaciones con anomalías en la circulación atmosférica regional relacionadas con modos oscilatorios de gran escala del sistema océano-atmósfera.

La evolución del régimen pluviométrico en la región centro-sur y austral del país ha presentado una tendencia positiva dominante en esta región hasta mediados de los años setenta, para dar paso en las décadas más recientes a una tendencia decreciente que se ha mantenido hasta ahora. Con respecto a la distribución, en la zona central y centro-sur existe un ciclo anual bien definido, característico de un régimen mediterráneo, que se manifiesta con un máximo invernal y un período estival con un monto significativamente menor que va aumentando hacia el sur. Mientras que a nivel continental, en cuanto al cambio del ciclo hidrológico, durante los últimos cien años se ha observado un aumento significativo de las precipitaciones en la zona oriental de América del Sur, mientras que en otras zonas se ha registrado una disminución (Cepal, 2012).

CAPÍTULO IV: RESULTADOS

IV. 1 Comportamiento pluviométrico general

Conforme se efectuaron los *tests* de homogeneización a las precipitaciones correspondientes al período de estudio, estas resultaron ser mayoritariamente homogénea en ambas clasificaciones (Von Neumann y Thom), habiendo algunas estaciones cuya clasificación resultaba ser heterogénea para un autor pero homogénea para el otro (Anexo 1). Ante la situación de no presentar ninguna que en ambos casos fuese clasificada como heterogénea se procedió a darlas como normalizadas y aptas para el cálculo de los índices propuestos (Anexo 2) como para el análisis de éstas en función de sus factores determinantes.

En relación a la ubicación altitudinal de las estaciones meteorológicas, a excepción de dos estaciones (Las Trancas y Liucura), estas se encuentran en alturas no mayores a los 1000m, estando la mayoría en alturas inferiores a los 600m, lo cual se puede visualizar en la Figura 19 con color verde oscuro. A su vez, se observa que desde la estación Pueblo Nuevo decrecen notoriamente en altitud. Con respecto al comportamiento de las precipitaciones según los promedios obtenidos para el período estudiado, a medida que se avanza hacia el sur hay un aumento considerable en cuanto a precipitación, aun cuando ésta no presenta un patrón sostenido dados los vaivenes existentes. Aparentemente pareciese existir una relación entre los montos y la altitud ya que en varias estaciones coinciden las curvas. Sin embargo, ésta no presenta un patrón sostenido para todas las estaciones, lo cual se hace más notorio en las estaciones que se encuentran al sur del área de estudio.

Si bien en base a la Figura 19 es posible tener una visión acerca del comportamiento que tienen las precipitaciones en Chile centro-sur, es necesario tener noción de cómo estas se distribuyen geográficamente, para la cual se utilizó la superficie bioclimática de la precipitación anual elaborada por Pliscoff *et al.* (2014) (Figura 20).

La precipitación aumenta en montos considerables conforme aumenta la latitud, tal como se había evidenciado previamente. Sin embargo, como se observa en la Figura 20 aquellos montos menores a 500mm se concentran en la Depresión Intermedia, en la zona Norte de la región de O'Higgins. Aquellos montos entre 500 y 1000mm dominan en lo restante de dicha región, mientras que ya en la región del Maule hay aumentos graduales en montos desde la Depresión Intermedia hacia la Cordillera de Los Andes. El aumento gradual y sostenido se mantiene a lo largo de la Cordillera de Los Andes, mostrando la influencia marcada que tiene la altura en cuanto a aumento en precipitaciones. Un aumento similar pero en grado menor se obtiene hacia la costa, en la región del Maule. Siguiendo hacia el sur persiste el aumento en la Cordillera, acentuándose en los montos sobre los 2000mm, alcanzando a su vez los mayores montos del área de estudio en general.

Si bien es posible hablar de un aumento notorio de precipitaciones hacia la Cordillera de Los Andes desde la región del Maule, no es posible afirmar un decrecimiento de estas hacia la zona costera, ya que dicho comportamiento no es constante, sino que comienza en la región del Maule para luego continuar en la región del Biobío y la Araucanía, en las cuales a su vez presenta pequeñas localidades cuyo monto decrece hacia los 1000mm, rompiendo la tendencia regional hacia montos mayores. En esta última región prevalecen localidades con montos decrecientes, pero aquí hay un aumento hacia la zona costera, dicho aumento continúa hacia la región de Los Ríos, la cual junto con la región de Los Lagos son consideradas como las de mayor precipitación, presentando una excepción en la zona central de 1500mm. En ambas las precipitaciones no sólo aumentan hacia la Cordillera de Los Andes, sino a su vez hacia márgenes litorales.

A grandes rasgos existe un aumento hacia el sur conforme las unidades morfológicas presentes en dicha zona presentan concordancia con la Cordillera de Los Andes en su incremento significativo, mientras que en la zona litoral los aumentos no son sostenidos pero sí dan cuenta de zonas con incrementos.

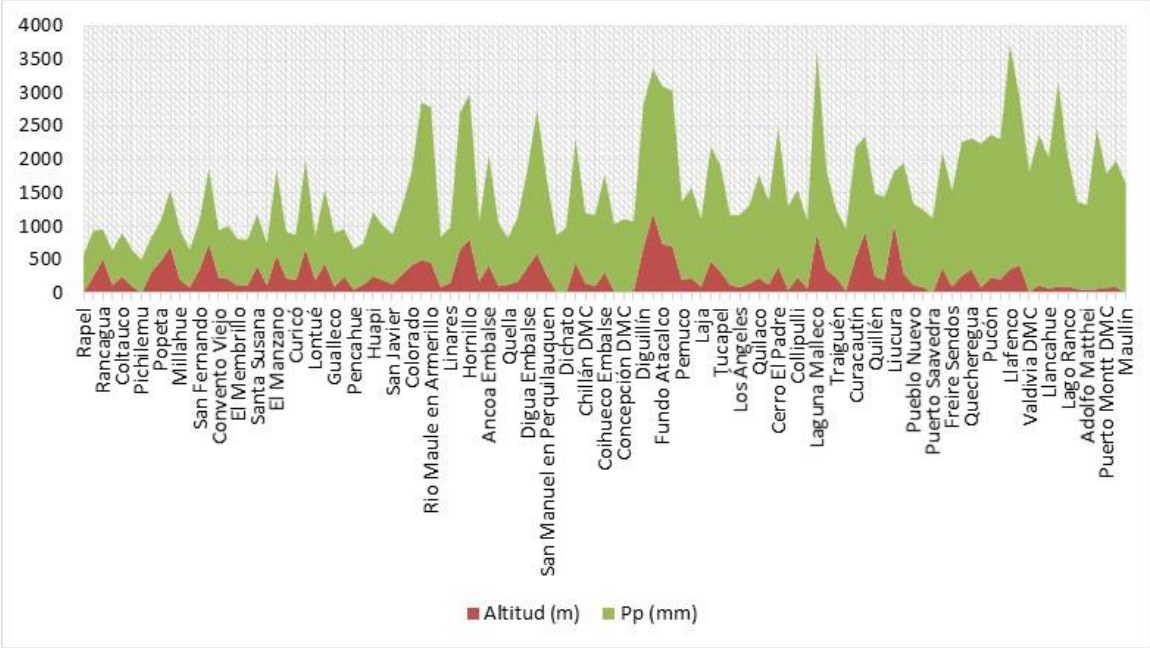


Figura 19: Distribución altitudinal y latitudinal versus los montos pluviométricos promedio para el período 1965-2012.

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de la DGA y DMC.

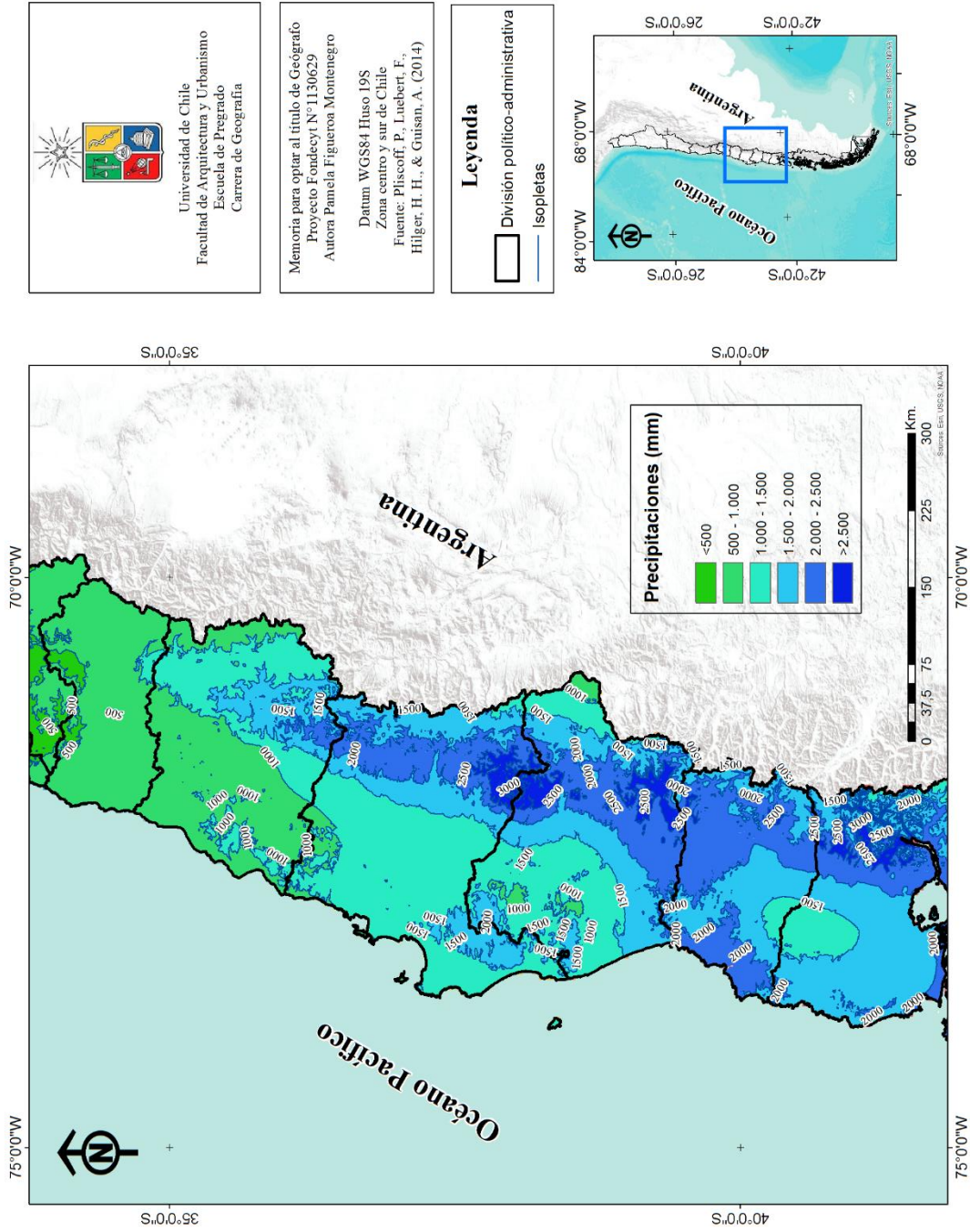


Figura 20: Distribución de los montos de precipitación (mm) en Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a Pliscoff *et al.* (2014).

IV. 2 Distribución latitudinal de los índices

Latitudinalmente, el CV presenta una relación inversamente proporcional. No obstante, no todas las estaciones siguen dicha tendencia, lo cual se aprecia en la Figura 21. Dichas estaciones se encuentran al sur de los 36°S, mientras que todas aquellas hacia el norte de los 36°S son seguidoras del patrón dominante.

En cuanto al S_1 (Figura 22) también presenta una relación inversamente proporcional. Sin embargo, esta únicamente se mantiene como tal al sur de los 36°S, mientras que hacia el norte se observa que si bien los valores aumentan, la latitud decrece, pasando a una relación directamente proporcional. Los valores del PCI disminuyen conforme aumenta la latitud (Figura 23), constituyendo una relación inversamente proporcional. Por su parte, el CI (Figura 24) tiende a presentar un comportamiento disperso, presentando una cantidad considerable de estaciones entre los 33°S a los 37°S, abarcando valores del CI que van desde 0,4 a 0,7 considerando los valores máximos para luego desde los 37°S a los 40°S estar los valores concentrados entre 0,45 y 0,55 para finalmente al sur de los 40°S alcanzar valores desde 0,5 hasta 0,7.

El CV tiende a aumentar en valores a medida que decrece la latitud de forma constante, mientras que para el S_1 y PCI dicha relación inversa se quebranta y pasa a ser directamente proporcional. Para el caso del CI se da la relación directa en primera instancia para luego pasar a la proporcionalidad de forma indirecta y con ello rompiendo el patrón “común”.

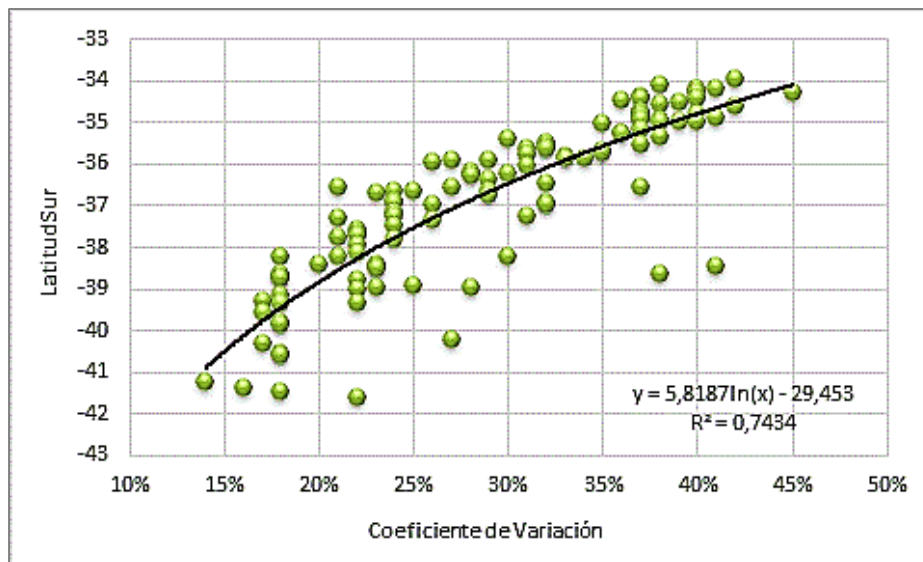


Figura 21: Comportamiento latitudinal del CV

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

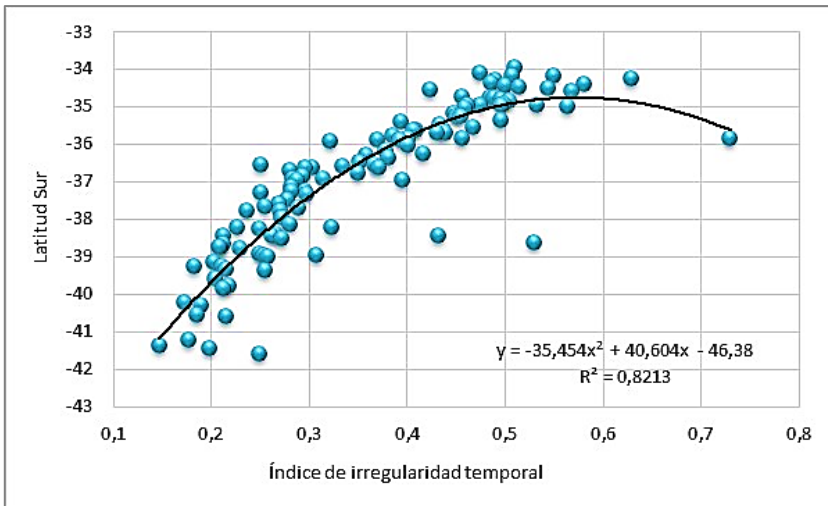


Figura 22:
Comportamiento latitudinal del S₁

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

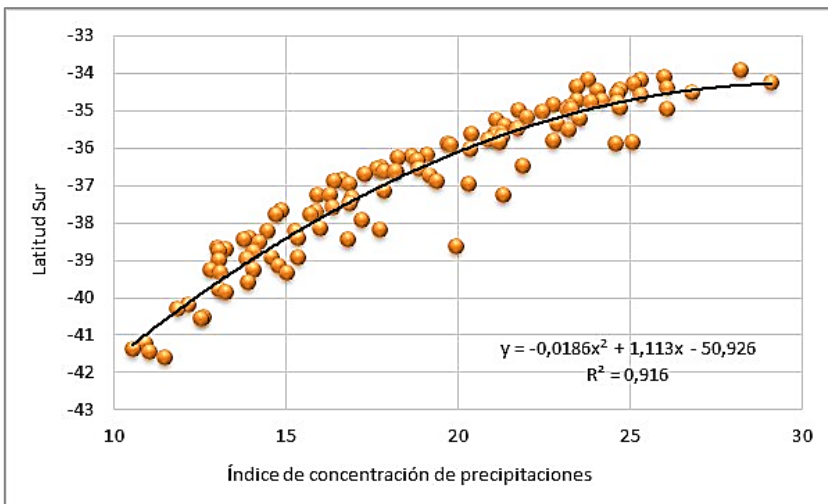


Figura 23:
Comportamiento latitudinal del PCI

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

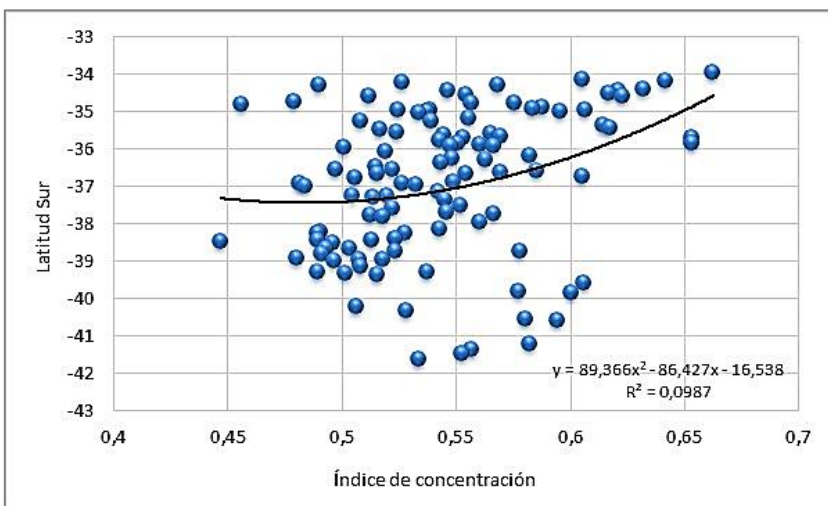


Figura 24:
Comportamiento latitudinal del CI

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

IV. 3 Distribución altitudinal de los índices

Con respecto a la altitud, el CV (Figura 25), cuyos valores comprenden el rango entre el 10% al 50%, concentra la mayoría de las estaciones en alturas menores a 600m, las cuales decrecen en cantidad conforme aumenta la altura, con una tendencia a que los valores se encuentren entre 20-40%. Sin embargo, ya en las alturas máximas los montos se reducen al rango entre 30-40% y la cantidad de estaciones lo hace progresivamente hasta llegar a la altura máxima. En términos generales se observa que presenta una tendencia a ir aumentando en porcentaje pero no así en cantidad de estaciones, la altura presenta una fase de aumento y consiguiente decrecimiento. Situación similar se repite en la Figura 26, existiendo una concentración de estaciones en alturas inferiores y disminución conforme la altura aumenta. Sin embargo, para el S_1 disminuyen la cantidad de estaciones conforme aumentan los valores del índice como la altitud, mientras que la curvatura de la línea tendencial presenta una acentuación. En cuanto al PCI (Figura 27) la distribución es similar. Los tres índices mencionados previamente comparten el hecho de presentar en un primer tramo una relación inversa con respecto al factor altitud, el cual se invierte llegado al punto máximo de ésta, desde el cual se establece una relación directamente proporcional.

En la Figura 28 se puede ver que los valores del CI tienden a mantener la concentración estaciones en alturas menores y dispersión conforme esta aumenta. Ajeno al comportamiento de los demás índices, para el CI se invierte la relación. Se aprecia mayor cantidad de estaciones en los valores menores y mayores, con una disminución notoria en valores medios, no así como en los demás índices, en los cuales dicha concentración se encuentra en los valores medios.

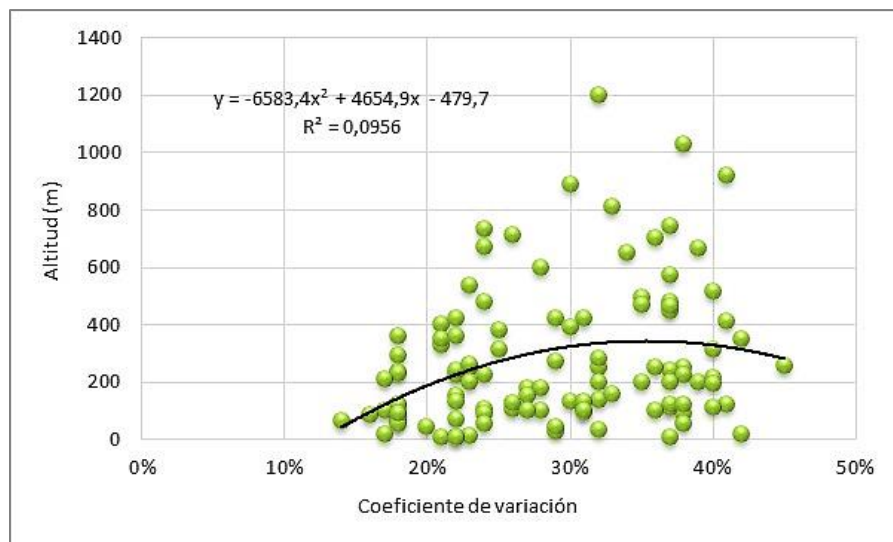


Figura 25: Distribución altitudinal de los valores del CV

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

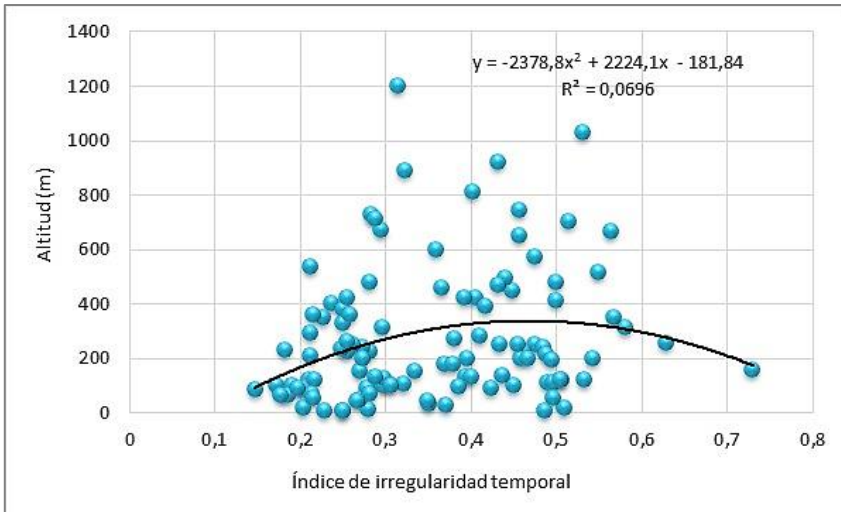


Figura 26: Distribución altitudinal de los valores del S₁

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

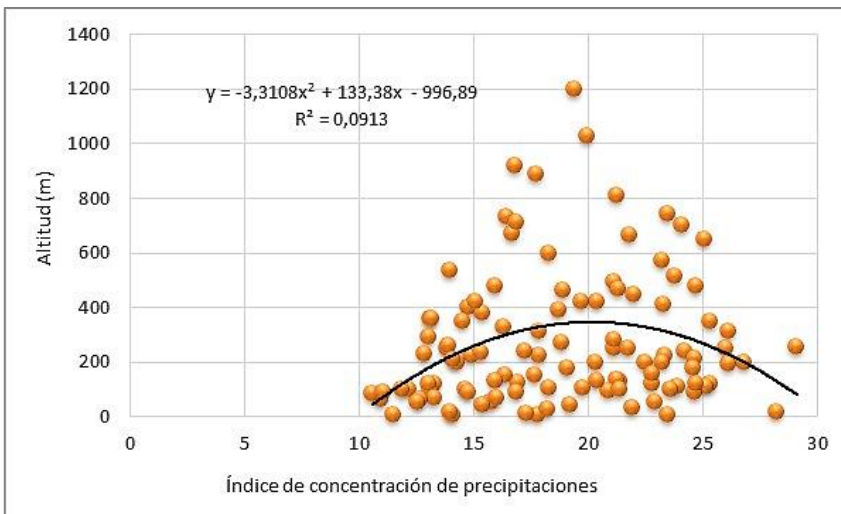


Figura 27: Distribución altitudinal de los valores del PCI

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

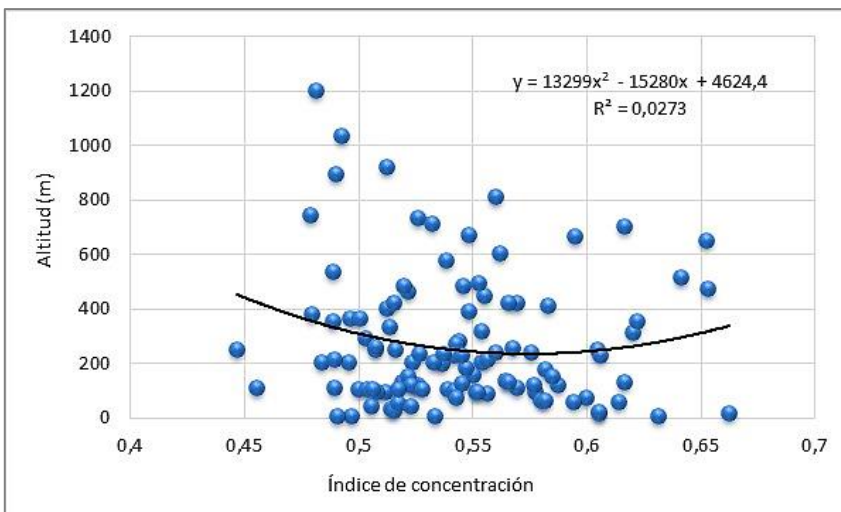


Figura 28: Distribución altitudinal de los valores del CI

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

IV. 4 Distribución espacial de los índices pluviométricos

IV. 4. 1 Distribución espacial del Coeficiente de Variación

Espacialmente, los valores que presenta el Coeficiente de Variación denotan una disminución de la variabilidad conforme aumenta la latitud a su vez, de Cordillera a Mar hay un comportamiento similar pero no tan acentuado ni homogéneo para todas las regiones, ya que en algunos casos se invierte dicha situación. La Figura 29 muestra los resultados distribuidos en Chile centro sur, cuyos rangos fueron establecidos en base al estudio efectuado por Llasat *et al.* (2009).

En toda la región de O'Higgins se encuentran valores “muy altos”, estando el máximo en la estación Coltauco con 45%. Que los valores sean los más altos indica que en esta región se encuentra la mayor variabilidad del área de estudio, lo cual concuerda con el clima mediterráneo con marcada estacionalidad y máximo pluviométrico invernal. Para la región del Maule hay estaciones cuyos valores son “muy altos” y “altos”, desde el norte de la región va gradualmente disminuyendo desde los valores máximos, presenta excepciones de valores “moderados altos” entre los que se encuentran las estaciones Bullileo Embalse y Parral (28%), Tutuven Embalse (27%) y Liguay (26%), los cuales están ubicados al sur, cerca del límite regional.

Relevancia regional tienen los valores “moderados altos” en la región del Biobío, hay presencia de valores “muy altos” como también de valores “altos” y “moderados”. En el caso de los primeros se encuentra la estación San Fabián (37%) en la Cordillera de Los Andes, mientras que para los “altos” está Coelemu (32%) ubicado en la zona costera, Laja (31%) y Pemuco (32%) en la Depresión Intermedia, siendo Dichato (21%) y Concepción DMC (23%) dos de las estaciones representantes de los rangos “moderados”, localizados en la costa al norte de la región, estas son relevantes ya que constituyen las primeras estaciones en encontrarse en dicho rango. Es desde el sur de esta región que los valores en que comienzan a predominar los valores moderados y bajos, indicando la reducción de la variabilidad de precipitaciones. En la región de la Araucanía hay aún valores “muy altos” pertenecientes a Lonquimay (41%) y Liucura (38%) en la Cordillera de Los Andes. En esta región se observa un decrecimiento notorio en los valores desde Los Andes hacia la Depresión Intermedia, pasando desde valores “muy altos” descritos previamente hacia valores “altos” y “moderado alto” para luego presentar valores “moderados”. Este último rango abarca la parte SE de la región, por lo cual presenta estaciones en toda unidad geomorfológica, aun cuando su importancia radique en la Depresión Intermedia y la zona costera. Hacia el límite regional sur presenta estaciones cuyos valores pertenecen al rango “bajo” entre la Cordillera de Los Andes y la Depresión Intermedia, en la cual también se encuentra Cunco, estación con valor “moderado alto”. La menor variabilidad se encuentra en la región de la Araucanía y de Los Ríos. Sin embargo, una de las últimas estaciones de la región (Maullín) presenta un valor categorizado como “moderado”, rompiendo el dominio generalizado de valores bajos y muy bajos.

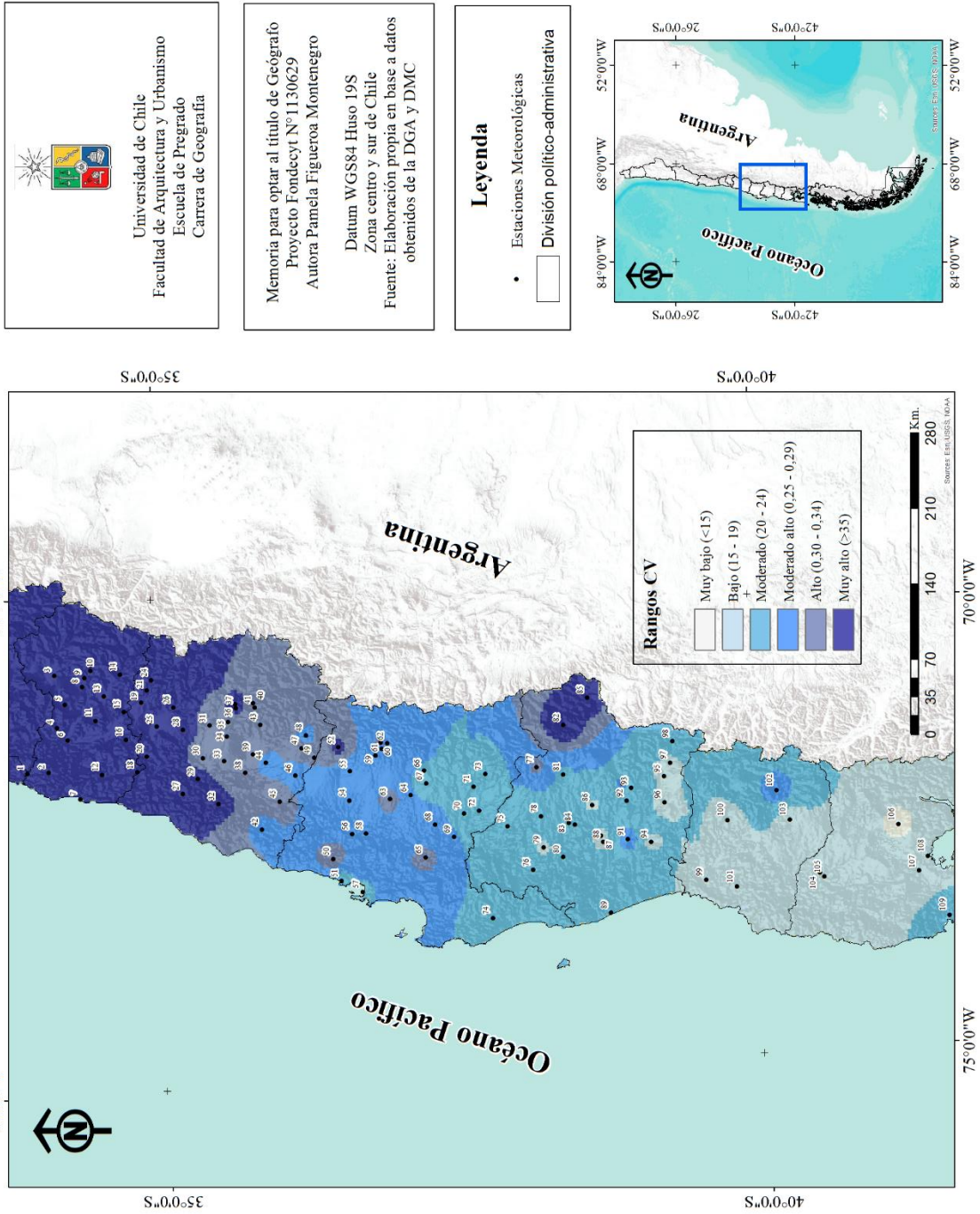


Figura 29: Mapa del Coeficiente de Variación para Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos de la DGA y DMC

IV. 4. 2 Distribución espacial del Índice de irregularidad temporal

A lo largo del área de estudio, este índice presenta en la región de O'Higgins valores “muy altos”, constatándose así una mayor irregularidad, la cual sigue en la región del Maule pero en esta ya no es totalitario dada la presencia de estaciones con valor “alto” hacia el límite regional sur, en la Depresión Intermedia y en la costa, respectivamente.

Ya en la región del Biobío se aprecia un decrecimiento notable de los valores. Tienden a prevalecer los valores “altos” en la Depresión Intermedia cercanos al límite regional norte, para luego pasar de a los valores “moderados altos” y “moderados” conforme se avanza hacia el sur. En esta región las estaciones Dichato y Concepción DMC constituyen excepciones al conglomerado grupal al encontrarse alejadas de forma notoria de éste y ser los valores “moderados” con la menor latitud.

La región de la Araucanía presenta dos estaciones cuyos valores denotan una alta irregularidad, Lonquimay y Liucura, las cuales presentan valores “muy altos” y que al ubicarse en la Cordillera de Los Andes denotan el comportamiento de las precipitaciones en cuanto a altitud. Laguna Malleco constituye la estación cuyo valor se encuentra en el rango “moderado alto”, ubicada cerca del límite NE de la región. Desde la Depresión Intermedia hacia la costa encontramos estaciones cuyos valores comprenden los rangos “moderados” y “bajos”, siendo los primeros predominantes hacia el norte y los segundos hacia la costa y el sur de la región, contemplado a su vez la estación Pucón cuyo valor se encuentra en el rango “muy bajo”.

Ya en las regiones de Los Ríos y Los Lagos se encuentran aquellas estaciones con menor irregularidad. La región de Los Ríos tiene 5 estaciones, las que pertenecen al rango “bajo” y “muy bajo”, mientras que en Los Lagos hay 6 estaciones. Sin embargo, en ésta región la estación Maullín no responde al patrón decreciente ya que presenta valores “moderados”.

El resultado de la interpolación del Índice de irregularidad temporal se puede apreciar en la Figura 30. Aquellos rangos en los que se clasifican los valores que éste arrojó son aquellos utilizados por Llasat *et al.* (2009), al igual que para el Coeficiente de variación. Comparando la Figura 29 con la Figura 30 es posible dilucidar que este índice presenta una correlación con el Coeficiente de variación en cuanto a patrón de distribución espacial.

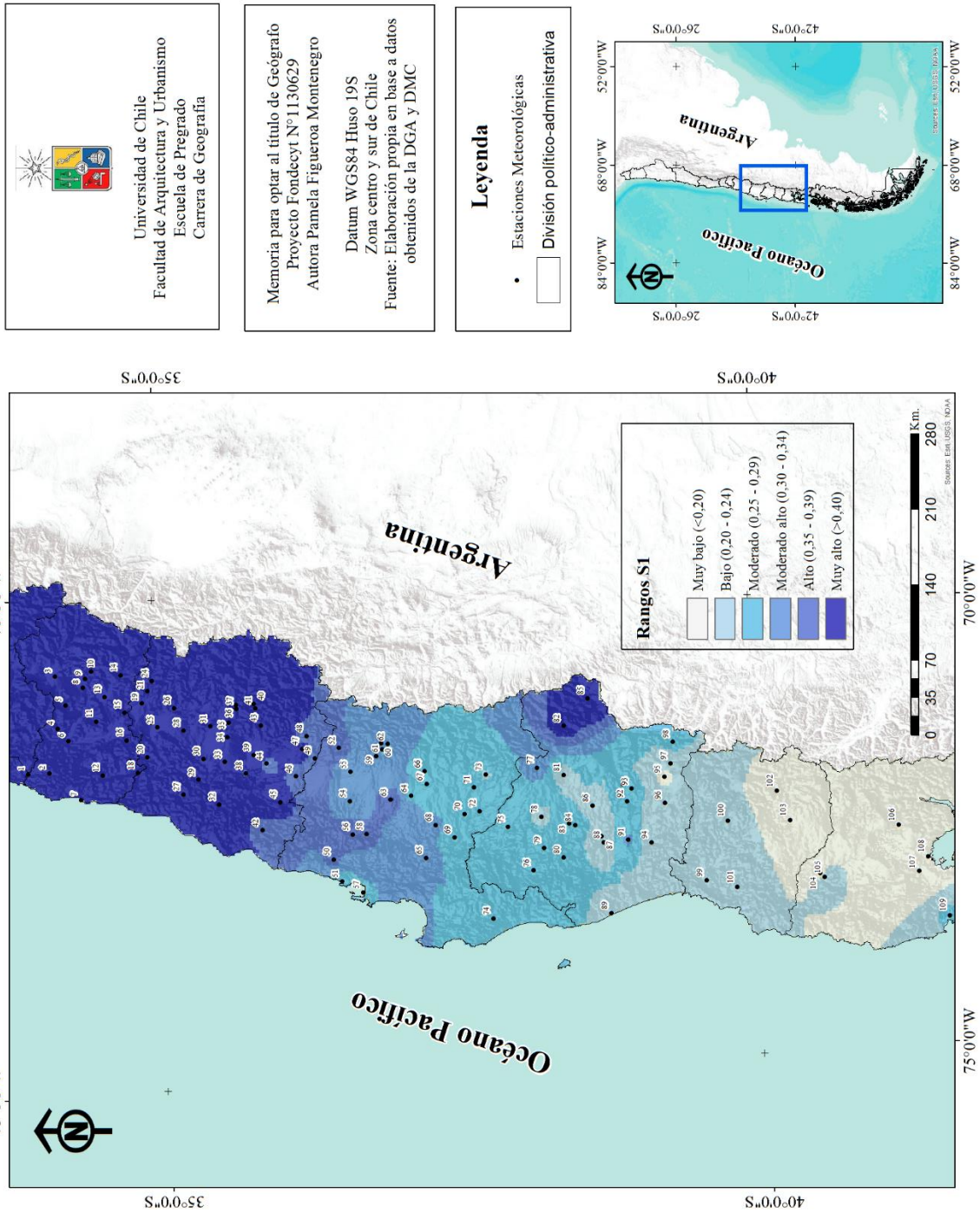


Figura 30: Mapa del Índice de irregularidad temporal para Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos de la DGA y DMC

IV. 4. 3 Distribución espacial del Índice de concentración de precipitaciones

Con respecto a la interpolación efectuada para este índice, arrojó tres categorías de regionalización, las cuales fueron adaptadas a los valores de éste en base a la categorización presentada por Velasco & Cortés (2009), quienes destacan la relevancia del PCI en cuanto a estimar la agresividad de las lluvias a partir de la variabilidad temporal de las precipitaciones mensuales propuesto por el autor de éste índice.

En base a la Figura 31 es posible dilucidar que existe una estacionalidad marcada en Chile central, lo cual es consistente con el clima mediterráneo predominante ahí, la cual en la región del Maule tiende a prevalecer al norte y luego en todo el margen costero, con una estación ubicada en la Cordillera de Los Andes de comportamiento estacional, rodeada ya de aquellas cuyo valor es indicativo de un comportamiento moderadamente estacional. Esta categoría predomina en todo el SE de la región del Maule para predominar en casi toda la región del Biobío, este casi es debido a la existencia de 2 estaciones cuyo comportamiento es escasamente estacional, Quilaco y Cerro El Padre.

La categoría de precipitaciones con concentración escasamente estacional resulta indicativa de la transición del clima desde lo mediterráneo hacia lo el marítimo de costa oeste, el cual se caracteriza por presentar precipitaciones no tal solo de forma cuantitativamente representativa en invierno, sino que repartidas de forma más homogénea durante el año. Dicha situación se ve respaldada con la categoría dominante para el resto de las regiones del Sur.

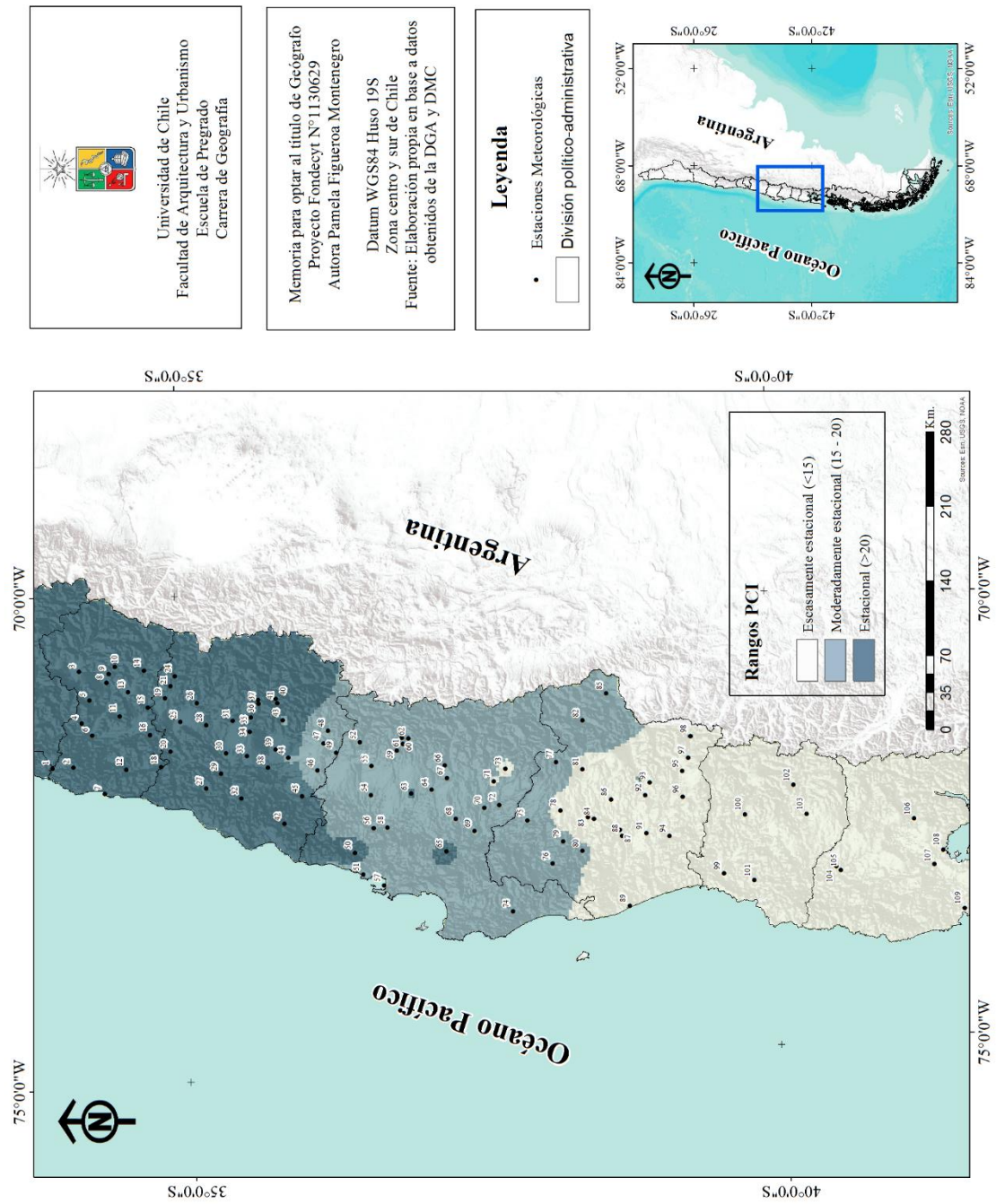


Figura 31: Mapa del Índice de concentración de precipitaciones para Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos de la DGA y DMC.

IV. 4. 4 Distribución espacial del Índice de concentración

Martín-Vide (2004) dio inicio al estudio pluviométrico en base al Índice de Concentración (CI) en la península Ibérica, constatando un claro patrón espacial de las precipitaciones. Para el caso Chileno recientemente se han efectuado estudios con respecto al CI dando cuenta de valores altos del CI para aquellas regiones bajo el dominio climático mediterráneo, mientras que aquellos valores moderados y bajos correspondían a climas lluviosos (Sarricolea & Martín-Vide, 2012). Los resultados obtenidos para Chile centro-sur dan cuenta de lo afirmado por dichos autores, dado que los valores máximos en el área de estudio se encuentran en Chile central. Prevalen hasta la región del Maule, para reaparecer en el sector cordillerano en la región del Biobío y de forma excepcional en sectores costeros de la región de Los Ríos.

Aquellos valores de las estaciones hacia el sur son indicativos de sectores en los que existe una marcada la influencia orográfica y latitudinal con una disminución generalizada del CI (Figura 32). Los valores del CI tienden a disminuir hacia la Cordillera de Los Andes y aumentan hacia la costa desde la región de la Araucanía, existiendo una inversión en la tendencia que predominaba hasta la región del Biobío.

Teniendo en cuenta que el Índice de Concentración fue ideado para discriminar regiones en las cuales la precipitación está bien repartida versus aquellas donde en unos pocos días llueve una cantidad considerable (Sarricolea & Martín-Vide, 2012), los valores obtenidos dan cuenta de la concordancia existente entre la interpretación que tiene el CI y la realidad tanto pluviométrica como climática que presentan las regiones del centro-sur.

En cuanto al comportamiento temporal del CI, la Figura 33 da cuenta de la tendencia de éste en base a la comparación del comportamiento pluviométrico entre el período 1965-1988 y 1989-2012. Aquellas estaciones cuya tendencia responde al decrecimiento (color rojo) se sitúan al norte de los 36°S, a excepción de 4 de ellas localizadas al sur de dicha latitud, mientras que las estaciones con un incremento tienden a localizarse a lo largo de toda el área de estudio, predominando de forma casi exclusiva desde los 36°S hacia el sur. La variación menor (entre -5% y 5%) se encuentra en estaciones de todas las regiones, con una notoria mayoría en las regiones del Maule, Biobío y Araucanía. A modo general se puede hablar de un aumento en la concentración a medida que aumenta la latitud.

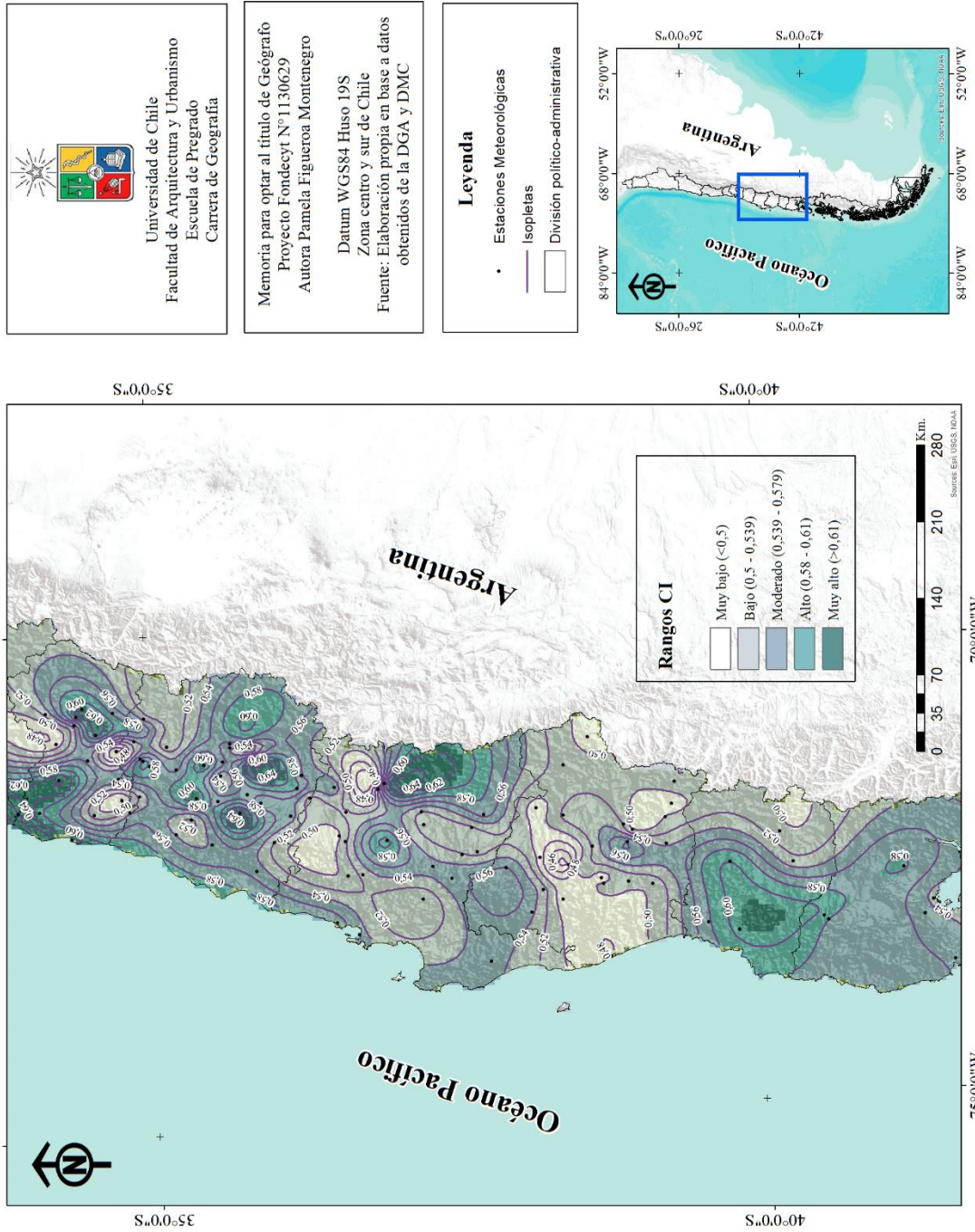


Figura 32: Mapa del Índice de concentración en Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos de la DGA y DMC.

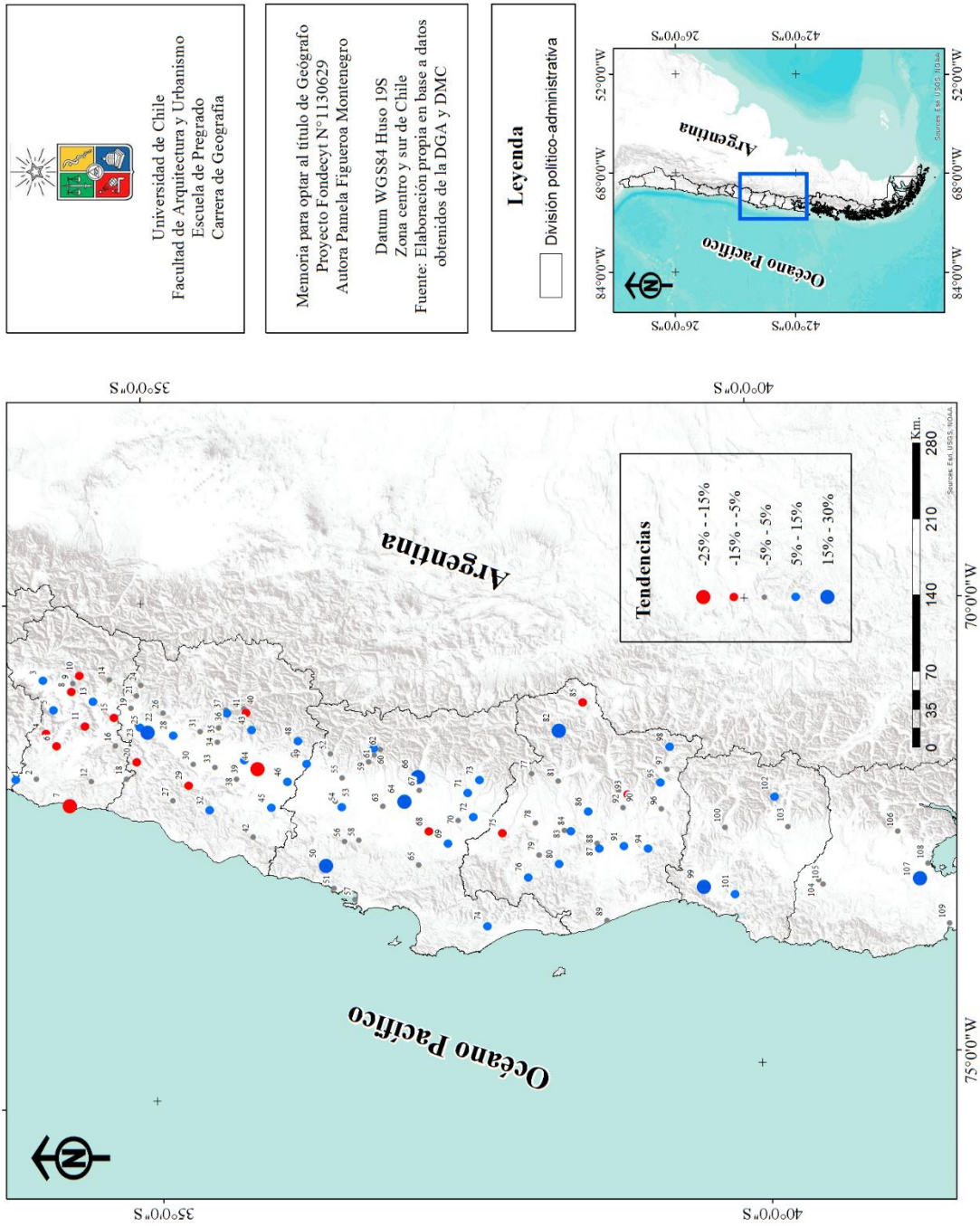


Figura 33: Mapa de tendencias del Índice de Concentración en Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos de la DGA y DMC.

IV. 5 Regímenes pluviométricos en Chile centro-sur

Climáticamente el área de estudio se encuentra bajo la influencia del clima mediterráneo y el marítimo de costa oeste. El primer clima destaca por presentar un invierno lluvioso y un verano seco. Quien determina esta cuantiosa diferenciación del comportamiento pluviométrico invernal y estival es el movimiento de la célula subtropical de alta presión, que se mueve hacia los polos en verano, dominando el aire tropical continental seco, situación que en invierno es definida por la masa de aire polar. El segundo clima presenta precipitación abundante en todos los meses. No obstante, mantiene un máximo en invierno mientras que en verano, las precipitaciones se minimizan (Strahler, 2011).

La Figura 34 muestra el comportamiento de la precipitación en el período 1965-2012 para cada estación meteorológica –ordenadas latitudinalmente de izquierda a derecha-, esta precipitación representa el promedio de los montos anuales que cada una registró. El régimen pluviométrico invernal va decreciendo conforme se avanza latitudinalmente, el IOPV presenta su máxima distribución equitativa en la zona sur y su mayor inequidad en la zona centro. Aquel comportamiento es concordante con la transición entre ambos climas, estableciendo una diferenciación clara entre el extremo Norte y Sur del área de estudio.

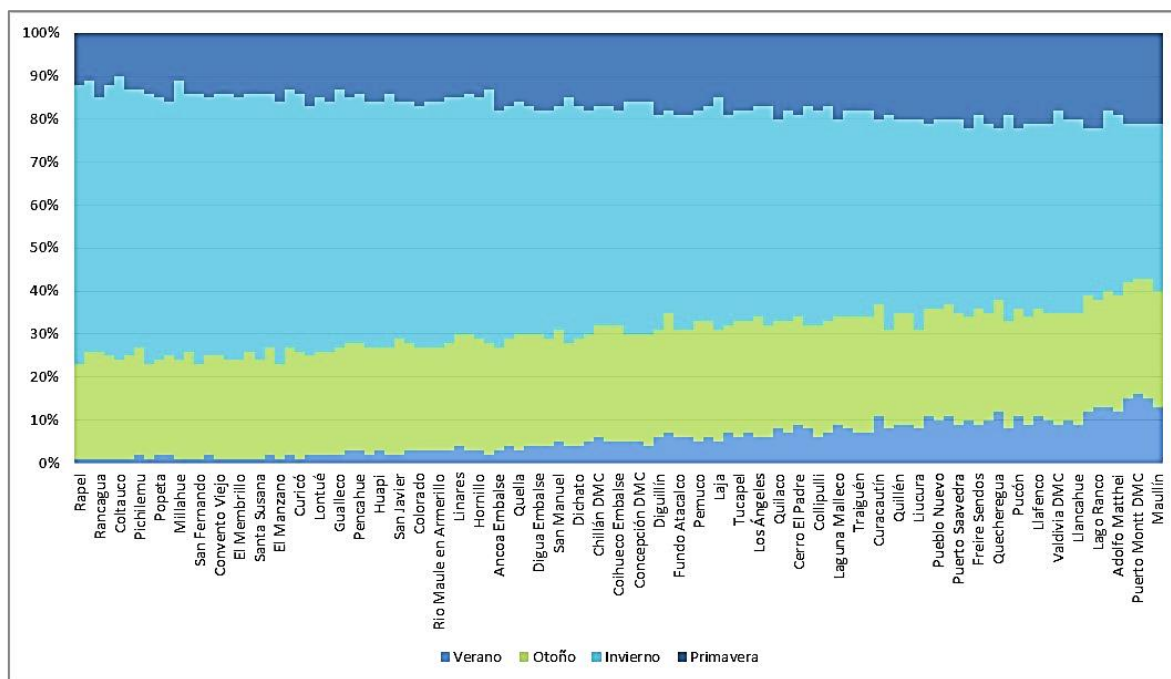


Figura 34: Regímenes pluviométricos correspondientes a las estaciones meteorológicas del área de estudio

Fuente: Elaboración y procesamiento propio en base a datos obtenidos de la DGA y DMC

IV. 6 Vinculaciones mediante similitudes pluviométricas

La ausencia de una multiplicidad de climas en el área de estudio así como los comportamientos pluviométricos con estacionalidad marcada y el consiguiente régimen IOPV para todo el área, dan un escenario general claro con respecto al comportamiento estacional de las precipitaciones. Sin embargo, este régimen no presenta una distribución homogénea, sino que tiende a acentuarse en la zona norte del área e ir decreciendo hacia el sur. En base al régimen pluviométrico que cada una de las estaciones meteorológicas posee es posible dilucidar la estacionalidad de las precipitaciones como un factor válido para establecer agrupaciones que posean cierta similitud a escala regional en el reparto estacional de la precipitación.

Tomando como referencia trabajo realizado por Romero (1985), con la finalidad de agrupar las estaciones climáticas semejantes en un grupo se efectuaron análisis clúster (o de vinculación). Aquí los porcentajes de cada estación (verano, otoño, invierno y primavera) son los factores sometidos a análisis por cuanto presentan una distribución estacional similar, pues sólo se requiere dicha variable. Se efectuaron varios análisis clúster de prueba en el programa estadístico SPSS, concluyendo que para una mejor caracterización se podían agrupar en 6 categorías (Tabla 5). Estas categorías son representadas mediante un dendrograma (Figura 35). En base a éste, se dilucidan los “clústers”, que agrupan aquellas estaciones similares en cuanto a su patrón de precipitación estacional, las cuales se ordenan de menor (Clúster N°1) a mayor latitud (Clúster N°6). La Tabla 5 da cuenta de los porcentajes que cada clúster presenta en cuanto al régimen predominante, tratándose de promedios, es posible vislumbrar el cambio paulatino entre cada uno de los porcentajes. Este agrupamiento permite entender que si bien a modo general existe un solo régimen pluviométrico para toda el área de estudio, este no es homogéneo, sino que presenta diferencias en los porcentajes estacionales a niveles regional y local.

Clúster	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
1	1%	23%	62%	14%
2	2%	25%	59%	15%
3	6%	26%	51%	17%
4	8%	23%	50%	19%
5	10%	25%	44%	21%
6	14%	27%	39%	20%
Total	6%	25%	52%	17%

Tabla 5: Número de agrupaciones de vinculación y su consiguiente promedio estacional

Fuente: Elaboración propia

Tal como se aprecia en la Figura 36 cada clúster se distribuye de forma regional, aunque ésta no coincide de forma exacta y presenten fluctuaciones. Hay pocas estaciones que se encuentren muy apartadas de la localización general de la agrupación. Sin embargo, dado que constituyen una cantidad poco significativa no adquieren mayor importancia.

Clúster N°1: Agrupa estaciones ubicadas en la región de O'Higgins, en la Depresión Intermedia en su mayoría, habiendo pocas de ellas en la costa y Cordillera de los Andes, incluso en la Depresión Intermedia de la región del Maule.

Clúster N°2: Ubicada mayoritariamente en la región del Maule, con excepciones en la costa y Depresión Intermedia de la región de O'Higgins. Todas las estaciones se distribuyen entre estas unidades geomorfológicas, a excepción de una estación aislada (San Fabián) en la Depresión Intermedia de la región del Biobío.

Clúster N°3: Constituye el clúster que más regiones abarca, contemplando la región del Maule, Biobío, la Araucanía y Los Ríos. Por ello es que las estaciones se encuentran distribuidas a lo largo de todas las unidades geomorfológicas, la mayoría de ellas se encuentra en la Depresión Intermedia. Mientras que tres estaciones se encuentran apartadas: Curacautín, Lago Riñihue y Quitratue.

Clúster N°4: Este clúster se encuentra ubicado en la región de Los Ríos y parte de la región del Biobío. Es la agrupación con menor cantidad de estaciones, constando con tres, las cuales se encuentran a en la Depresión Intermedia y hacia la Cordillera de Los Andes. En él hay estaciones ajenas a este conjunto, pertenecientes al clúster N°5 y N°3.

Clúster N°5: Presenta solamente 3 estaciones en la región de Los Ríos, las cuales se encuentran en la costa y la Cordillera de la Costa, mientras que la mayoría está en la región de la Araucanía, constando de una distribución homogénea en todas las unidades geomorfológicas, incluso en las altas cumbres de la Cordillera de Los Andes. Presenta una estación (Laguna Malleco) en el límite de la región, la cual se entremezcla con el clúster N°4.

Clúster N°6: Agrupa aquellas estaciones localizadas al sur del área de estudio, en la región de Los Lagos. Estas se encuentran en su mayoría en la Depresión Intermedia, a excepción de dos estaciones, Maullín en la costa y Lago Maihue en la Cordillera de Los Andes., entremezclándose con el clúster N°5.

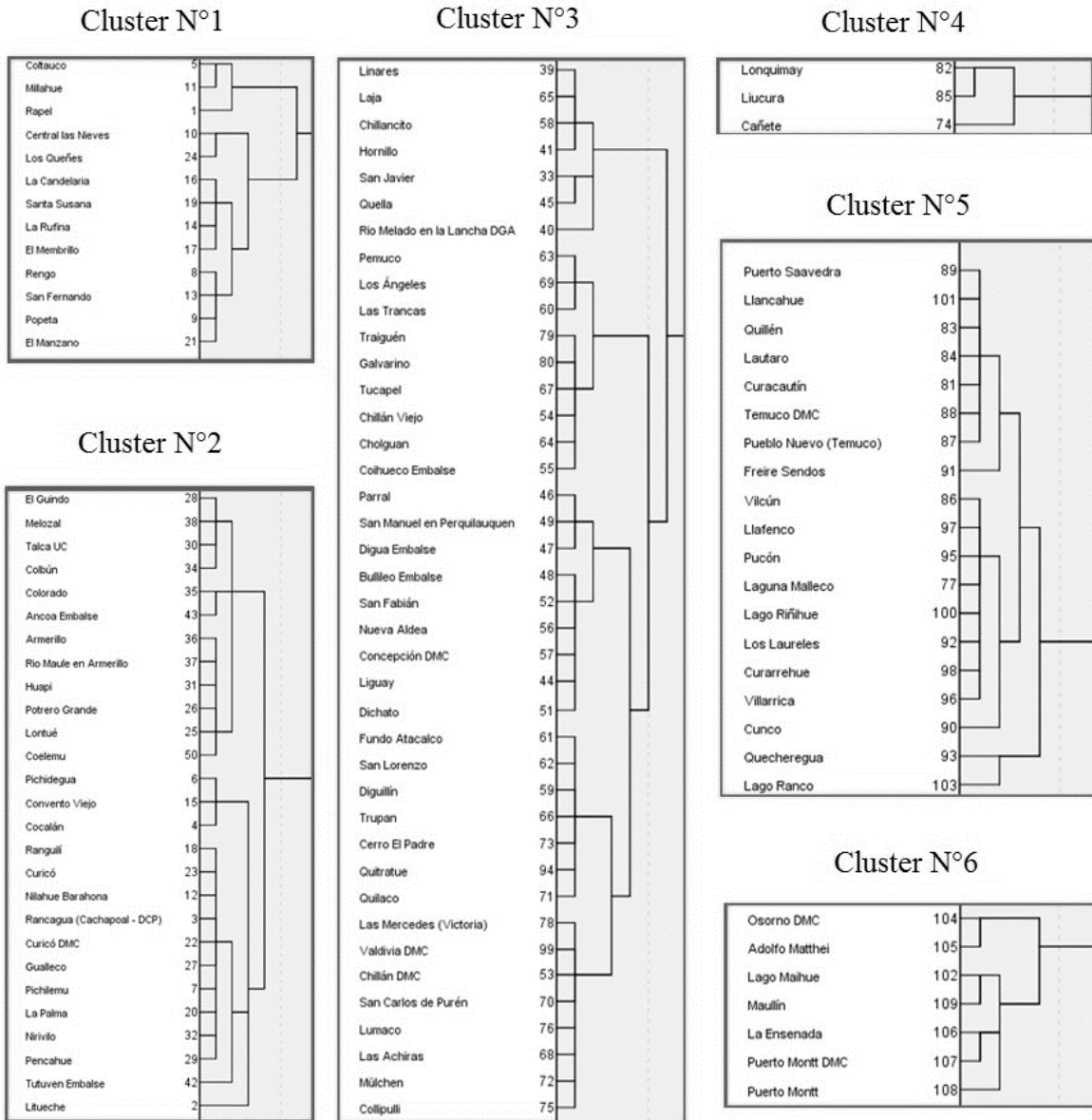


Figura 35: Grupos de vinculación de las estaciones según similitudes de régimen pluviométrico

Fuente: Elaboración propia

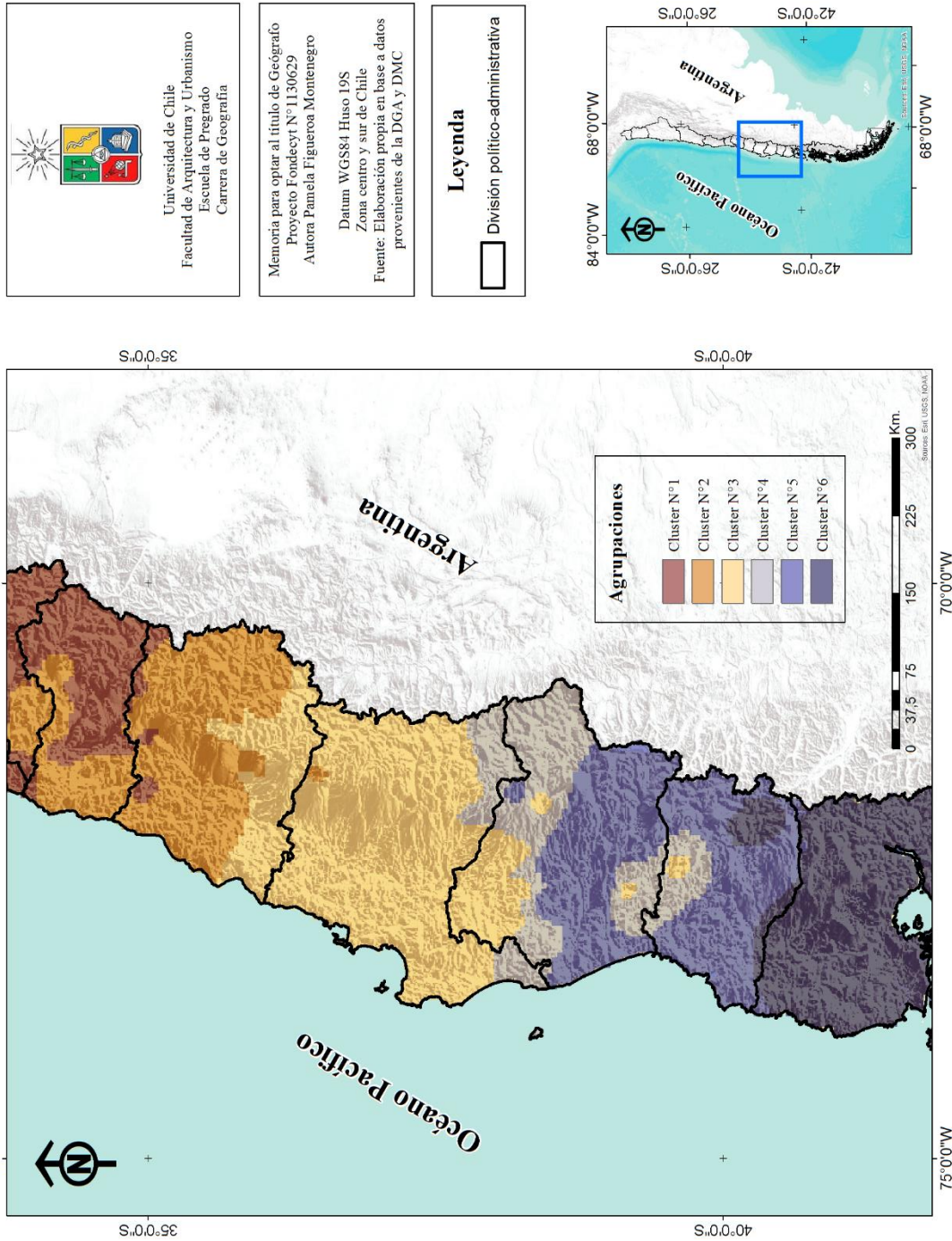


Figura 36: Vinculación de regímenes pluviométricos en base al análisis clúster para Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base al análisis efectuado en SPSS con los datos obtenidos de la DGA y DMC.

IV. 7 Comparación entre indicadores de irregularidad, concentración y variabilidad climática

Índice de concentración de precipitaciones versus Índice de irregularidad temporal	Hay una relación directamente proporcional entre el PCI y S_1 , con una tendencia lineal. Aun así, esta no es tan clara conforme aumentan los valores del S_1 . Aquellas estaciones menos correlacionadas corresponden a Linares y Coltauco, ambas con los valores más altos del S_1 . Ellas son consideradas los casos excepcionales, y se demuestra en el gráfico de dispersión (Figura 37).
Índice de concentración de precipitaciones versus Coeficiente de variación	Presenta una relación directamente proporcional con una tendencia lineal sostenida (Figura 38), en este caso hay 2 estaciones consideradas como excepciones, Lonquimay y Tutuven Embalse. En comparación al caso anterior, aquí las estaciones presentan una distribución homogénea a lo largo de la línea de tendencia.
Índice de irregularidad temporal versus Coeficiente de variación	Al igual que las relaciones anteriores, esta también es directamente proporcional con una tendencia lineal y un aumento sostenido de ambos valores con una distribución homogénea de las estaciones (Figura 39). Ahora bien, hay 3 estaciones que no siguen el patrón: Linares, Coltauco y Lago Maihue.
Índice de irregularidad temporal versus Índice de concentración	Los valores del CI y S_1 tienden a aumentar de manera directamente proporcional presentando una notable dispersión (Figura 40). Dicha dispersión alcanza su máximo en los valores mínimos del S_1 y en los valores medios del CI, disminuyendo conforme aumentan los valores de ambos índices.
Índice de concentración versus Índice de concentración de precipitaciones	Los valores de ambos índices presentan una dispersión con máximos en los extremos, presentando una relación inversa en los valores mínimos, para luego dar paso a una relación directa, la cual consta de un aumento en los valores de ambos índices (Figura 41).
Índice de concentración versus Coeficiente de variación	Existe una relación inversa entre los valores mínimos de ambos índices, la cual luego se transforma en relación directa mostrando un aumento gradual tanto del CI como del CV (Figura 42). La disparidad entre los valores de ambos índices se evidencia en la notable dispersión.

Tabla 6: Comparación de los valores obtenidos de los índices S_1 , CV, CI y PCI

Fuente: Elaboración propia

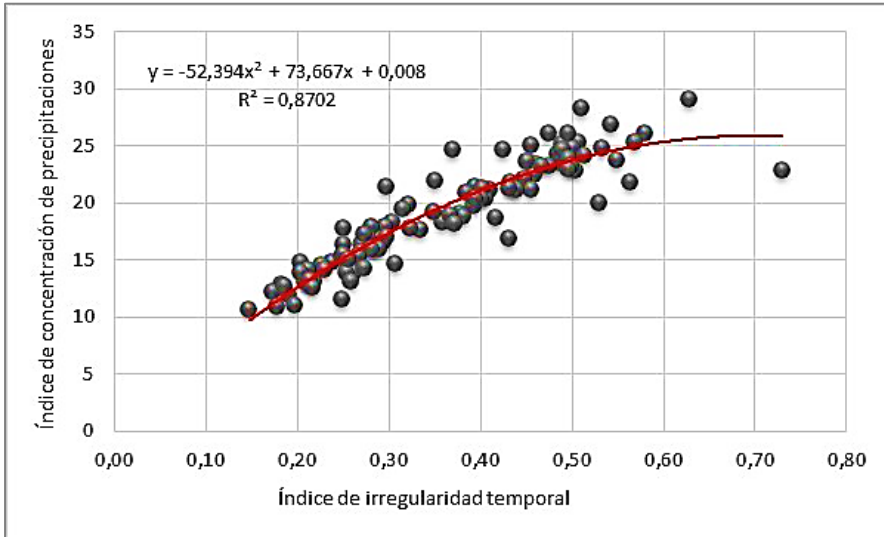


Figura 37:
Comparación valores del PCI y S_1

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

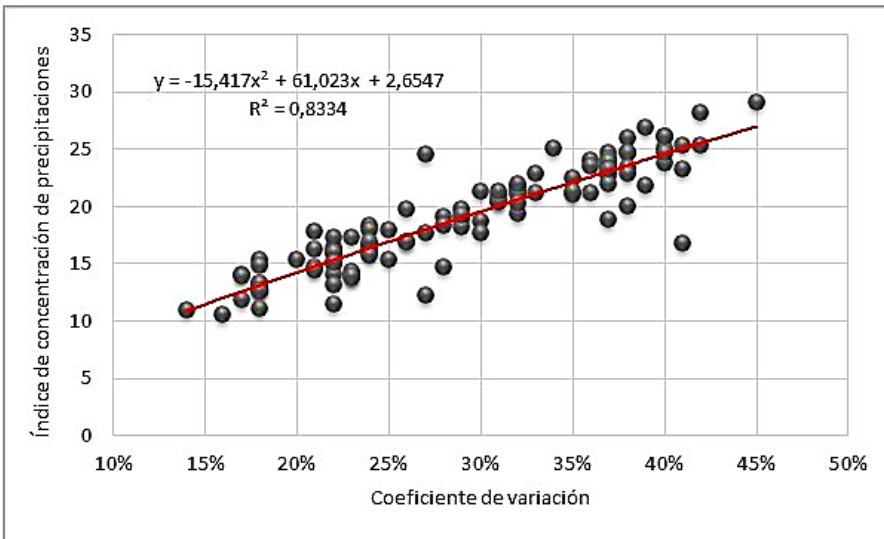


Figura 38:
Comparación valores del PCI y CV

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

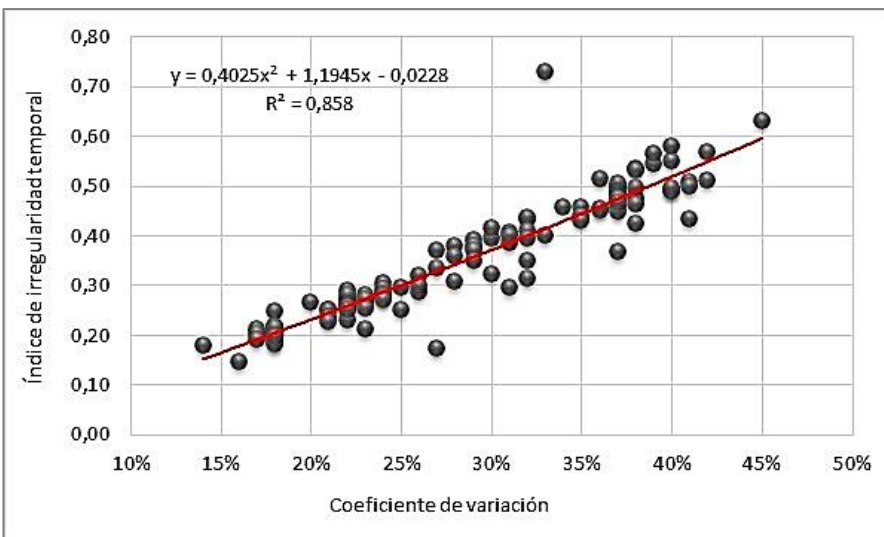


Figura 39:
Comparación valores del S_1 y CV

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

Figura 40:
Comparación
valores del S₁ y CI

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

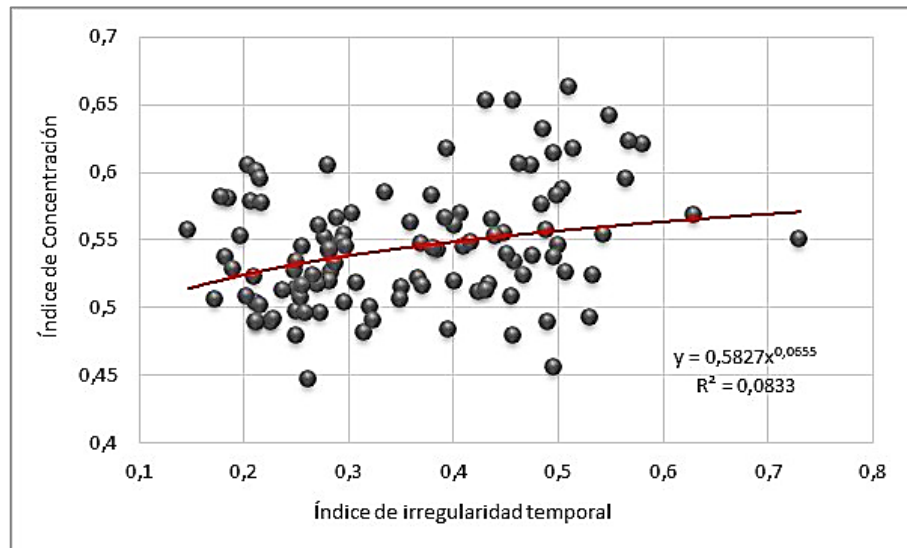


Figura 41:
Comparación
valores del CI y PCI

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.

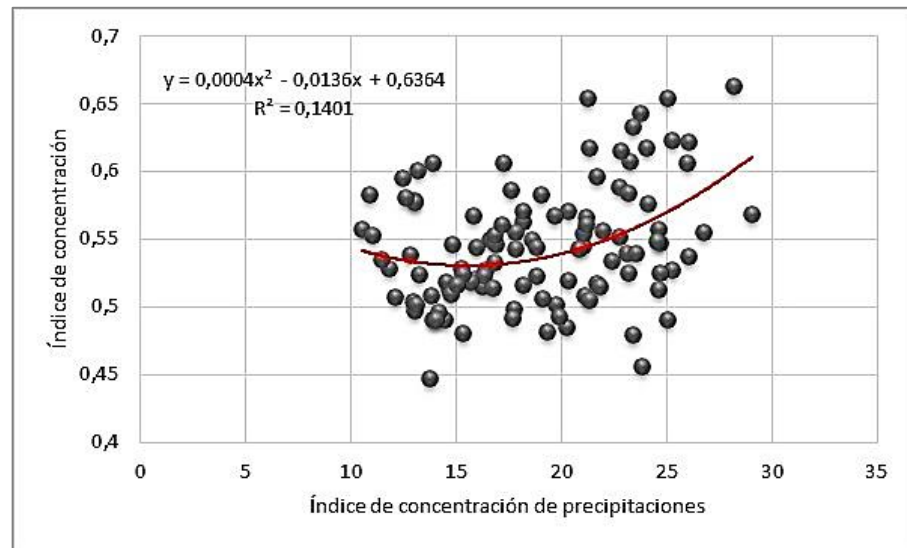
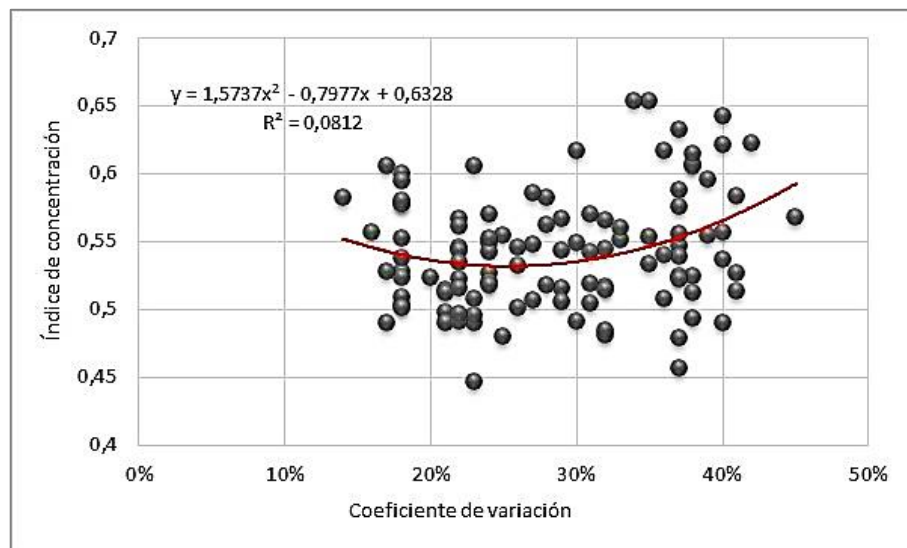


Figura 42:
Comparación
valores del CI y CV

Fuente: Elaboración propia en base al procesamiento de datos obtenidos de la DGA y DMC.



IV. 8 Análisis de las correlaciones entre las teleconexiones y la precipitación de Chile centro-sur

Aquellas teleconexiones con influencia sobre el centro-sur de Chile fueron correlacionadas con los promedios pluviométricos del período 1965-2012 de cada una de las estaciones meteorológicas del área de estudio (Anexo 3). Ante lo cual, con respecto al SOI, los valores resultan ser negativos para toda el área de estudio. Conforme el valor sea más negativo, mayor será la relación entre la influencia que existe entre el SOI y la precipitación en dicha estación. El hecho que presente solo valores negativos, indica que existe una relación en toda el área de estudio, la cual se intensifica en la región de O'Higgins, del Maule y del Biobío (Figura 43), mientras que en el territorio restante tiende a decrecer hacia la costa, prevaleciendo en la Depresión Intermedia y Cordillera de Los Andes. Ya en la región de Los Lagos la relación es mínima. Si bien existen estos patrones, a modo general es posible denotar una tendencia a la disminución de la influencia conforme aumenta la latitud, teniendo en cuenta las zonas con excepción a lo largo del área de estudio.

Presentando la misma relación entre valores negativos y relación significativa, la correlación con la AAO indica que ésta presenta una influencia mayor sobre la zona norte del área de estudio (Figura 44) por medio de los colores anaranjados, que tienden a ser prominentes en Chile central, para presentar un decrecimiento moderado hacia una influencia menor conforme aumenta la latitud. Existe una menor influencia de ésta sobre las precipitaciones en la costa de la región del Biobío y en la zona Este de la región de la Araucanía, tendiendo a prevalecer hacia la región de Los Lagos. Pero al unísono es posible observar que hay incrementos de influencia en las estaciones ubicadas en la Depresión Intermedia de las regiones mencionadas.

Es posible afirmar que la influencia de la AAO se refleja de mejor forma entre los 33°S y 36°S, franja en la cual se visualiza su mayor influencia, la cual es retomada nuevamente desde los 40°S. Desde los 36°S hasta los 40°S esta influencia predominante tiende a decrecer, mostrando sectores con relación mínima considerables. Persiste una relación mayor entre la AAO y aquellas estaciones en la Depresión Intermedia, la cual se observa en toda el área de estudio.

En cuanto a la PDO, aquellos valores positivos denotaron una relación de ésta con las precipitaciones, mientras que valores negativos indican lo contrario. En este caso, existe una relación con la mayoría de las regiones, a excepción de la región de Los Ríos y parte de la región de Los Lagos, con las cuales la pluviometría no tendría relación con la PDO. Para las regiones de Chile central hay una influencia considerable, la cual tiende a decrecer únicamente en sectores cordilleranos de la región del Maule y la zona costera de la región del Biobío y la Araucanía (Figura 45). Con lo anterior es posible afirmar que la influencia de la PDO decrece conforme aumenta la latitud.

En relación a la relación que las teleconexiones sostienen entre sí se puede afirmar, tal como se indicaba en la Tabla 4, que existe una relación entre la fase positiva de la PDO con la fase negativa del SOI (El Niño) y por consiguiente, entre la fase negativa de la PDO y la fase positiva del SOI (La Niña), causando la denominada “interferencia constructiva” (Andreoli & Kayano, 2005). A esta relación se complementa aquella que hay entre la AAO y el SOI, coincidiendo período de La Niña con la fase positiva de ésta, mientras que fases negativas lo hacen con El Niño (Sarricolea & Martín-Vide, 2013).

Teniendo los valores que presentó el ENSO en el período 1965-2012 es posible establecer aquellos años La Niña (valor positivo) y El Niño (valor negativo), como también la relación entre éstos valores y los montos pluviométricos promedios para cada estación, en este caso se tomaron en cuenta algunas de las 109 estaciones meteorológicas utilizadas: Pichilemu, Curicó, Dichato, Lonquimay, Valdivia y Puerto Montt. Estableciendo que puede tratarse de un evento El Niño o La Niña moderado o fuerte, no hay que dejar fuera los años neutros. Existiendo una relación entre aquellos años en que hubo un El Niño fuerte, siendo aquellos montos máximos coincidentes con este evento. En general se tiene que en años El Niño prevalecen los valores mayores de precipitación, los cuales en sus sub categorías a su vez se incrementan desde los valores moderados hacia los fuertes. Aquellos años en que hubo condición neutra los montos así también lo demuestran, decreciendo de forma considerable en años en que domina la Niña, en los cuales se da lo opuesto, un decrecimiento a medida que se pasa de La Niña moderada a La Niña fuerte.

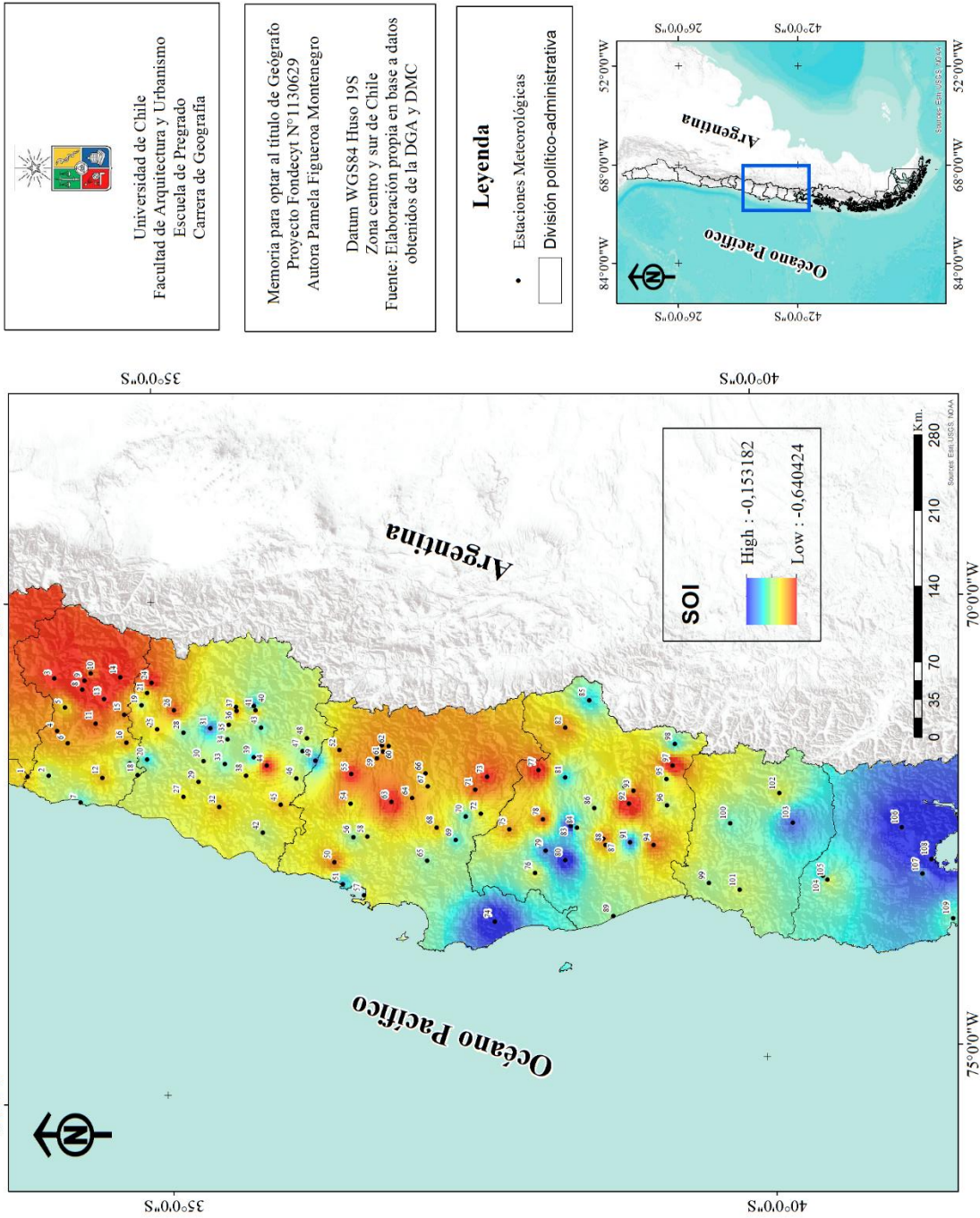


Figura 43: Mapa de correlación entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) y las precipitaciones anuales de las 109 estaciones meteorológicas en el período 1965-2012 en Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de la CRU, *University of East Anglia* (UEA).

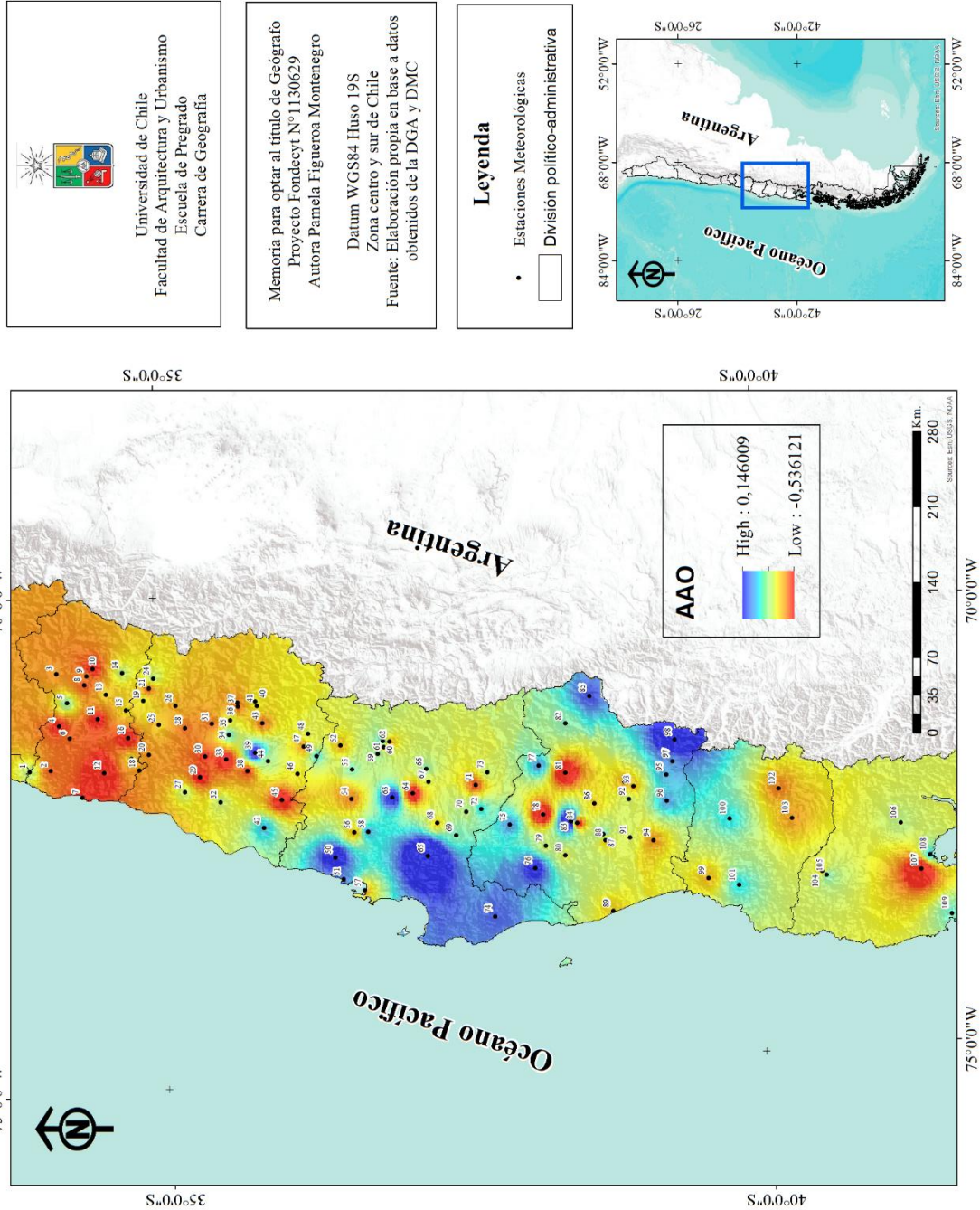


Figura 44: Mapa de correlaciones entre la Oscilación Antártica (AAO) y las precipitaciones anuales de las 109 estaciones meteorológicas, en el período 1965-2012 en Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de la NOAA.

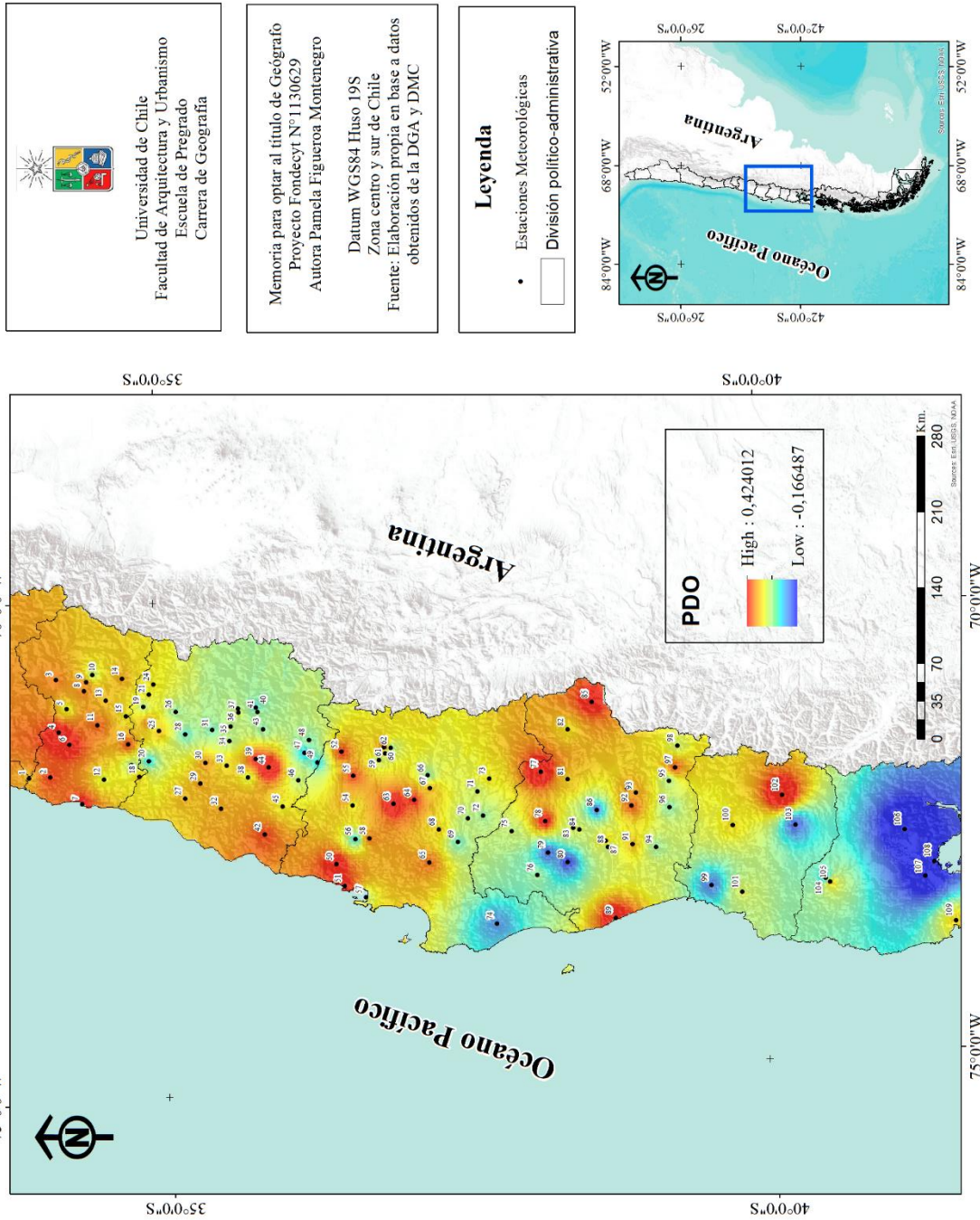


Figura 45: Mapa de correlaciones entre la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y las precipitaciones anuales de las 109 estaciones meteorológicas, en el período 1965-2012 en Chile centro-sur

Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de JISAO, *University of Washington* (UW).

CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

V. 1 Discusión

La existencia de una influencia de la componente orográfica y latitudinal en el comportamiento de las precipitaciones en Chile no es algo novedoso, la conjunción de factores climáticos contribuye a esclarecer las dinámicas pluviométricas sobre el territorio. La precipitación analizada comprendió la de aquellas regiones del centro y sur de Chile, las que se encuentran en una “región de transición” como lo afirmaban Quintana & Aceituno (2010), donde la lluvia es mayor durante el invierno, siendo al sur de los 42°S los episodios de lluvia frecuentes durante todo el año. Lo cual pudo ser constatado de forma exitosa mediante los resultados tanto del régimen predominante para la zona en la medida que contribuye a validar el hecho que haya una concentración de precipitaciones durante los meses de invierno en aquel territorio con clima mediterráneo, como el hecho que las lluvias se distribuyan durante todo el año para aquellas zonas bajo el dominio del clima lluvioso, o mejor denominado “marítimo de costa oeste” por Strahler (2011).

Habiendo un solo régimen pluviométrico IOPV para todas las estaciones consideradas, no resulta suficiente saber que la relevancia de la precipitación invernal disminuye. Es por esto que, como se mencionó previamente, se efectuaron múltiples análisis de vinculación. Los 6 agrupamientos destacan por presentar una coherencia espacial, a la vez que las estaciones meteorológicas que cada agrupación contempla se encuentran mayoritariamente en lugares cercanos. El área de estudio, al contemplar no sólo el sur sino también Chile central, ratifica lo expuesto por Aceituno (1992) y a su vez lo planteado por Escobar & Aceituno (1998) acerca de la concentración de la precipitación entre los meses de mayo a septiembre, coincidiendo con los porcentajes obtenidos.

En la medida en que los valores obtenidos para cada índice fueron analizados fue posible ratificar que para el Coeficiente de Variación como para el Índice de Irregularidad temporal existe una relación similar ya que ambos presentan una relación inversamente proporcional, conforme aumenta la latitud sus valores tienden a disminuir. No obstante, llevados los valores a mapa se puede afirmar que no sólo presentan la misma relación, sino que son similares en cuanto a su distribución a lo largo y ancho de las regiones analizadas. La única diferencia es que el primero da cuenta de la existencia de una variabilidad mayor a latitudes menores, y una disminución de ésta hacia latitudes mayores, mientras el segundo da cuenta de una mayor irregularidad de precipitaciones a latitudes menores y menor irregularidad conforme aumenta la latitud. Este comportamiento ya había sido visto a modo más general en la investigación realizada por Sarricolea & Martín-Vide (2012). Sin embargo en este caso se efectuó con mayor número de estaciones meteorológicas y considerando más años en el período temporal, junto con analizar los datos a resoluciones multi-temporales, situaciones que posibilitan tener una visión un poco más detallada del comportamiento de éstos.

Ambos índices muestran una consistencia entre los valores de mayor variabilidad al norte y mayor regularidad al sur del área en estudio. Por otra parte, el efecto orográfico indica un aumento del Coeficiente de Variación y el Índice de Irregularidad temporal en las Cordilleras de la Costa y Los Andes. La utilización y el posterior contraste entre ambos ha sido útil para entender que son complementarios, existiendo escasas diferencias entre los patrones espaciales por ambos entregados. Así, la variabilidad y la irregularidad decrecen hacia el sur del área de estudio.

Los resultados permiten confirmar que el S_1 y el CV aumentan en la zona dominada por el clima mediterráneo y a la disminución de éste en la zona sur con clima lluvioso (Sarricolea & Martín-Vide, 2012). Se obtuvo una mayor variabilidad conforme aumentaba la latitud, tanto para los modelos e interpolaciones hechas para ambos indicadores. Dicha “correlación” entre los valores de los distintos índices ha sido previamente encontrada en un estudio realizado sobre localidades españolas, señalando incluso que aquellos valores que abarcan series temporales considerables no muestran gran variación. Con respecto a la espacialidad, dicho estudio afirma que la irregularidad presenta un aumento general de norte a sur, ello debido al reforzamiento del carácter subtropical o mediterráneo, pero también de oeste a este por influencia del mediterráneo (Martín-Vide et. al, 2001).

En los cálculos realizados el Coeficiente de Variación, usado para evaluar la variabilidad de los valores sobre los que se han calculado las cantidades medias o promedios pluviométricos (Martín-Vide, 1999) fue de gran utilidad dado su frecuente uso en temáticas pluviométricas, si bien su falencia radica en la ausencia de temporalidad, ésta pudo ser cubierta sin problemas por el Índice de Irregularidad temporal (Martín-Vide, 1987), permitiendo contrastar ambos métodos y sus valores resultantes, los que a grandes rasgos no mostraban diferencias abismantes pero sí permitieron diferenciar en términos de espacialidad la influencia de la temporalidad en la variabilidad.

Destaca el hecho que al momento de considerar los valores en gráficos, es posible establecer y complementar la situación espacial con un entendimiento acerca de la altitud, ya que en cuanto a ésta se pudo constatar que los valores de los índices presentaban una relación inversa en altitudes bajas (hasta aproximadamente los 600 metros), situación que luego se invertía ya que conforme aumentó la altitud la relación pasó a ser directa.

Relación similar a los índices previos en cuanto a latitud y altitud presenta el Índice de Concentración de Precipitaciones, no presenta mayor relación con ellos que compartir el comportamiento similar de dichos factores. Este índice permite dar cuenta de la estacionalidad decreciente que presentan las regiones, mostrando que a medida que aumenta el factor latitudinal se presenta de mejor forma el cambio entre estacionalidad hacia una escasa estacionalidad, congruente a su vez con lo mencionado acerca de la transición entre los distintos climas que predominan a lo largo de las regiones de Chile centro-sur.

Como señalan Sarricolea & Martín-Vide (2012), el Índice de concentración fue ideado para discriminar regiones en las cuales la precipitación está bien repartida versus regiones donde esta se concentra en pocos días. En este caso resulta útil dadas las condiciones climáticas que presentan las regiones consideradas, el hecho que se consideren estaciones como Rapel, Curicó, Concepción y Puerto Montt permite constatar las diferencias entre las distintas regiones y climas, lo que se puede confirmar en base a los resultados obtenidos. Situación que se sustenta en los regímenes pluviométricos, caracterizados por presentar precipitación repartida de forma más homogénea en el año. Teniendo en cuenta que los valores del CI van desde el 0 al 1, los valores obtenidos comprenden en rango entre los 0,5 a 0,6 representando valores medios.

Se tenía en consideración el hecho que la concentración del CI al sur de los 40°S era baja o moderada ($<0,60$) (Sarricolea & Martín-Vide, 2012), ante lo cual aquellos valores obtenidos para éste no hacían más que afirmar esta situación, como a su vez validarla considerando la existencia de una tendencia del CI a presentar valores de concentración que validan aquellas categorías obtenidas por el PCI, ya que los valores mayores se encuentran en zonas de clima mediterráneo, donde las precipitaciones tienden a concentrarse en invierno, mientras que aquellos valores menores lo hacen en zonas donde la precipitación se encuentra repartida de mejor forma.

Si bien ya se han analizado aquellos comportamientos obtenidos para cada índice, no hay que dejar fuera aquellas relaciones que estos presenten entre sí, ya que a partir de los gráficos se obtienen relaciones directamente proporcionales del Coeficiente de Variación con el Índice de Irregularidad de precipitaciones como de concentración de éstas (S_1 y PCI), presentando estos dos últimos la misma relación entre sí. Queda apartado de dicha realidad el CI, ya que no fue posible establecer relación clara con ninguno de los otros índices. Se esperaba obtener una relación entre los dos índices que tratan la concentración de las precipitaciones, presumiendo erróneamente que al considerar ambos la “concentración” tendrían una relación directamente proporcional. En relación a la evolución en la concentración de las precipitaciones, entre los años 1965 al 2012 existe una disminución predominante de éstas en la región de O’Higgins y en forma decreciente hacia la región del Maule. Desde el Maule hacia el sur ocurre lo contrario, ya que dominan los incrementos de la concentración.

Entre los múltiples índices del ENSO (MEI, El Niño 3.4, Modoki, SOI) se considera que el SOI presenta una representación plausible para Chile centro-sur conforme integra en su medición la TSM, factor que no se puede dejar de considerar teniendo en cuenta la localización geográfica del país. Tal como afirmaban Ruttlant & Fuenzalida (1991) el ENSO influye considerablemente en la pluviometría de Chile central, lo que implica que hayan fenómenos El Niño es que exista un aumento de las precipitaciones, siendo una situación contraria cuando domina La Niña (Garreaud, 1993). Habiendo correlacionado aquellos valores del SOI con la precipitación de cada estación, los valores resultan ser negativos para toda el área de estudio, conforme el valor sea más negativo, mayor será la relación entre la influencia que existe entre el SOI y la precipitación.

Se mencionaba que el SOI presentó solo valores negativos, lo cual indica que existe una relación generalizada para todas las estaciones. A modo general es posible denotar una tendencia a la disminución de la influencia conforme aumenta la latitud, teniendo en cuenta las zonas con excepción a lo largo del área de estudio. Existe una relación mayor entre el ENSO y la precipitación en Chile central, la cual si bien se mantiene para el sur de Chile, persiste pero con menor intensidad.

La correlación con la AAO indica que ésta presenta una influencia prominente en Chile central, para disminuir hacia el sur. Es posible afirmar que la influencia de la AAO se refleja de mejor forma entre los 33°S y 36°S, la cual es retomada nuevamente desde los 40°S. Desde los 36°S hasta los 40°S esta influencia predominante tiende a decrecer, mostrando sectores con relación mínima considerables. Persiste una relación mayor entre la AAO y aquellas estaciones en la Depresión Intermedia, la cual se observa en toda el área de estudio.

En cuanto a la PDO, existe una relación con la mayoría de las regiones. Para las regiones de Chile central hay una influencia considerable. Con lo anterior es posible afirmar que la influencia de la PDO decrece conforme aumenta la latitud.

Si bien cada teleconexión presenta mayor o menor influencia sobre determinadas zonas del área de estudio, estas también presentan relaciones entre sí. La AAO por su parte, contribuye a establecer a escala submensual una relación con el ENSO, dado que, como indica Garreaud *et al.* (2008) la fase positiva coincide con La Niña y la negativa con El Niño. En el período de estudio han predominado años El Niño, mientras que para la PDO lo han hecho las fases positivas (aunque desde el 2007 ha predominado la fase negativa). Cuando la AAO se encuentra en su fase negativa, el SOI también lo hace, mientras que la PDO presenta valores contrarios. El aumento significativo y relativamente brusco de las precipitaciones durante la década de 1970 coincide en líneas generales con la evolución de la PDO hacia la fase positiva y con una mayor frecuencia de la fase negativa del ENSO (Quintana & Aceituno 2010).

El ENSO presenta influencia en Chile central, decreciendo hacia el sur, la misma situación presentan la AAO y PDO, mientras que estas últimas tienden a presentar influencias que prevalecen hacia el sur. La existencia de una mayor concentración, irregularidad y variabilidad en la zona central y de una disminución de estas variables hacia el sur da cuenta de la relación existente entre las influencias de las teleconexiones y dichos comportamientos, la PDO muestra tener influencia sobre la mayor parte de Chile centro-sur, con máximos en la zona central, mientras que la AAO presenta una mayor correlación con la zona central y las últimas dos regiones. Para el SOI su influencia predomina en la zona central, prevaleciendo en menor medida hacia la zona sur. Los montos pluviométricos coinciden presentando valores máximos en los años El Niño, mientras que un decrecimiento en los montos era observable para años La Niña, resultando aquellos años neutros en valores medios.

V. 2 Conclusiones

Los montos de precipitación registrados por las estaciones meteorológicas analizadas aumentan con la latitud como hacia la Cordillera de Los Andes, así como aumentan conforme estas se encuentran situadas a altitudes mayores. Para todas las estaciones del área de estudio se obtuvo un régimen IOPV, a escala local este pasa desde la estacionalidad bien definida, con montos máximos de lluvia en invierno, gradualmente decrece el máximo hacia una mejor repartición pluviométrica durante todas las estaciones. No obstante, siempre prevalece el mínimo de lluvias estivales, aún en los 42°S.

Con respecto al régimen pluviométrico del área de estudio, todas las estaciones poseen el régimen IOPV. Mediante el análisis de vinculación efectuado para asimilar las similitudes entre los regímenes de las estaciones pluviométricas, grupos en los que las estaciones no sólo se parecían en términos pluviométricos. La mayoría de ellas se encontraban localizadas cercanas unas de otras, conformando a modo general una transición gradual, lo cual es concordante con la transición entre el clima Mediterráneo y el marítimo de costa Oeste.

En base a los resultados que se obtuvieron para los distintos índices es posible afirmar en base a los valores del CV, que existe un decrecimiento en la variabilidad conforme aumenta la latitud. Misma situación que se da para el S_1 , el cual indica que ocurre un decrecimiento similar pero con respecto a la irregularidad de las precipitaciones, teniendo para la zona sur una variabilidad e irregularidad menor.

La concentración que presentan las precipitaciones tiende a mostrar el mismo comportamiento del CV e S_1 , con un aumento hacia el sur. A diferencia de ellos los valores del CI tienden a aumentar hacia la Cordillera de Los Andes en Chile central y a medida que se avanza al sur se invierte. Ello permite dar cuenta de un aumento hacia la costa y una disminución hacia la cordillera. A modo de tendencia se concluye que ha habido un incremento en la concentración de las precipitaciones en la zona sur y un decrecimiento generalizado para la zona central.

El PCI mostró que para el área de estudio predominaban únicamente tres categorías, una estacionalidad marcada en latitudes entre los 33°S y 35°S, desde lo cual predominaba lo moderadamente estacional (concordante con la zona de transición), mientras que ya al sur de los 38°S la pluviometría responde a lo escasamente estacional.

En cuanto a las influencias que las teleconexiones consideradas tienen sobre la pluviometría de Chile centro sur, se observan que estos no presentan patrones que sean coincidentes entre sí. Para el caso del ENSO, la relación que este presenta tiene sus máximos en las regiones de O'Higgins, Maule y Biobío. Ya desde La Araucanía se observa que decrece la relación notoriamente, prevaleciendo aún hacia la Cordillera de Los Andes, para luego en las regiones de Los Lagos y Los Ríos alcanzar los mínimos. Así es posible constatar un gradiente latitudinal considerable, pero no totalitario.

La AAO, característica por condicionar la variabilidad al sur de los 20°S, presenta relación considerable en la región de O'Higgins y del Maule. En las regiones del Biobío y la Araucanía prevalece en el valle central, para reivindicarse en las regiones de Los Ríos y Los Lagos.

La PDO presenta una influencia relativamente homogénea sobre Chile centro-sur. Sin embargo, al igual que el ENSO y la AAO, presenta máximos considerables en la zona central, hasta la región de La Araucanía, luego de la cual la PDO mantiene una relación con la precipitación hacia el litoral.

Estas influencias mínimas y máximas permiten explicar los vaivenes que presentan las precipitaciones en Chile centro-sur, en conjunto con los factores geográficos como la latitud, orográficos como la presencia de las unidades geomorfológicas con las que cuenta Chile en gran parte de su territorio, la existencia de concentración, irregularidad y variabilidad considerable en Chile central y del decrecimiento de éstas hacia el sur.

CAPÍTULO VI: BIBLIOGRAFÍA

Aceituno, P. (1992): "El Niño, the Southern Oscillation, and ENSO: Confusing names for a complex ocean-atmosphere interaction". Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, 483-485.

Aceituno, P. (1992). "Anomalías de precipitación en Chile central relacionadas con la Oscilación del Sur". P. 1-6 en Extended Abstract: Paleo-ENSO Records International simposium, Lima-Perú, 4-7 Marzo de 1992, 333p.

Albentosa, L.M. (1976): "Climatología dinámica, sinóptica o sintética. Origen y desarrollo" en Revista de Geografía Depto. de Geografía Univ. Barcelona X, 1-2. pp. 140-157. Barcelona

Andreoli, R. & Kayano, M. (2005) "ENSO-Related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold pacific decadal oscillation regimes". International Journal of Climatology, Vol. 25, Issue 15. Pages 2017-2030. En línea, disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1222/abstract>

Anuarios Climatológicos de Chile, 1920-2012. Dirección Meteorológica de Chile, Subdepartamento de Climatología y Meteorología Aplicada. Disponible en: <http://164.77.222.61/climatologia/>

Australian Government (2014). Bureau of meteorology. Sección The southern annular mode (SAM o AAO). En línea, disponible en: <http://www.bom.gov.au/climate/enso/history/ln-2010-12/SAM-what.shtml>

Australian Government (2014). Bureau of meteorology. Sección The three phases of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO). En línea, disponible en: <http://www.bom.gov.au/climate/enso/history/ln-2010-12/three-phases-of-ENSO.shtml>

Barry, R. & Chorley, R. (1999): "Atmósfera, tiempo y clima". Séptima edición. Ediciones Omega, Barcelona.

Boisier, J.P. (2008). "Bloqueos atmosféricos y bajas segregadas: climatologías, proyecciones y efectos sobre la variabilidad de la precipitación en Chile" Tesis de Magíster, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 102p. En línea, disponible en: http://www.tesis.uchile.cl/bitstream/handle/2250/111708/boisier_je.pdf?sequence=1

Bridgman, H. & Oliver, J. (2006). "The global climate system: Patterns, Processes and Teleconnections".

CEPAL (2012). "La economía del cambio climático en Chile". En línea, disponible en: http://www.cepal.org/publicaciones/xml/0/47220/La_economia_del_cambio_climatico_en_Chile_Completo.pdf

Cortesi, N., Gonzalez-Hidalgo, J.C., Brunetti, M. & Martín-Vide, J. (2012) "Daily precipitation concentration across Europe 1971-2010". Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2799–2810, 2012

- Cuadrat, J. & Pita, F. (1997). "Climatología". Ediciones cátedra, Madrid.
- De Luis, M., González-Hidalgo, J., Brunetti, M. & Longares, L. (2011). "Precipitation concentration changes in Spain 1946-2005" *Natural hazards and earth system sciences* N° 11, pages 1259-1265.
- Diaz, H. & V. Markgraf, (2000). "El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale variability and global and regional impacts". Cambridge University Press, New York, 496 pp.
- Escobar, F. & Aceituno, P. (1998). "Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central durante el invierno". *Bull. Inst. fr. études andines*, 27(3), 753-759.
- Franke, R. (1982) "Smooth Interpolation of Scattered Data by Local Thin Plate Splines". *Computer and Mathematics with Applications*. Vol. 8. N.º 4. pág. 273–281. Gran Bretaña. En línea, disponible en: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0898122182900098#>
- Fuenzalida, H. (1982). "A country of extreme climate. Chile: Essence and evolution" (in Spanish), H. García, Ed., Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile, 27-35.
- Gana, C. (2012). "Discusión sobre los años que vienen desde el punto de vista climático". Consejo de la SNA. En línea, disponible en: <http://www.sna.cl/ww/admin2910/spaw2/uploads/files/Cambio%20Climatico%20-%20Carlos%20Gana.pdf>
- García, J.A. & Cebrián, F. (2006) "La interpolación como método de representación cartográfica para la distribución de la población: aplicación a la provincia de Albacete". En línea, disponible en: http://age-tig.es/docs/XII_1/012%20-%20Garcia%20y%20Cebrian.pdf
- Garreaud, R. (1993). "Comportamiento atmosféricos asociado a grandes crecidas hidrológicas de Chile central". Tesis de Magister, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 133 p.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. & Marengo, J. (2008). "Present-day South American Climate". Curso de climatología sinóptica en la costa oeste de América del Sur. SENAMHI, Perú. En línea, disponible en: http://www.dgf.uchile.cl/rene/PUBS/ClimSA_paleo3.pdf
- Garreaud, R. (2011). "Cambio climático: Bases físicas e impactos en Chile". Revista tierra adentro – INIA. En línea, disponible en: http://www.dgf.uchile.cl/rene/PUBS/inia_RGS_final.pdf
- IPCC (1997). "Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el segundo informe de evaluación", Documento técnico II. En línea, disponible en: <https://www.ipcc.ch/pdf/technical-papers/paper-II-sp.pdf>

IPCC (2013). Resumen para Responsables de políticas. En: Cambio climático 2013: Bases Físicas. Contribución del grupo de trabajo I al Quinto informe de evaluación del grupo intergubernamental de expertos sobre el cambio climático. En línea, disponible en: https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/docs/WG1AR5_SPM_brochure_es.pdf

JAMSTEC (2014). Modoki ENSO: A new phenomenon is found in the Tropical Pacific. En línea, disponible en: http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/enmodoki_home_s.html.en

Kidson, John W. (1988). “Interannual Variations in the Southern Hemisphere Circulation”. *J. Climate*, 1, 1177–1198. En línea, disponible en: <http://www.icess.ucsb.edu/gem/Kidson.1988.EOF.500hPa.SH.pdf>

Llasat, M^a C.; Martín-Vide, J.; López Bustins, J.A. y Barrera, T. (2009): “Constataciones de carácter meteorológico en Cataluña” en ACA, Aigua i Canvi Climàtic. Diagnosi dels impactes previstos a Catalunya, 29-41, Barcelona, ACA. En línea, disponible en: http://aca-web.gencat.cat/aca/documents/es/publicacions/escenaris_climatic/capitol1_lowress.pdf

Lobo, D., Gabriels, D., Delgado, F., Lozano, Z. (2009) “Índices de clima, erosión y productividad de suelos en Venezuela”. X Congreso Ecuatoriano de la ciencia del suelo. En línea, disponible en: <http://www.secsuelo.org/XCongreso/Simposios/Conservacion/Magistrales/2.-%20Indicess%20de%20Clima,%20Erosion.pdf>

Lozowski, E. P., Charlton, R. B., Nguyen, C. D. & Wilson, J. D., (1989). “The use of cumulative monthly mean temperature anomalies in the analysis of local interannual climate variability”. *J. of Climate* 2, 1059-1068.

Luebert, F. & Pliscoff, P. (2006). “Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile”. Primera ed. Santiago: Universitaria.

Martín-Vide, J. (1987): "Propiedades y aplicaciones de un índice de disparidad en pluviometría". X Congreso Nacional de Geografía, I, 267-276, A.G.E.

Martín-Vide, J. (1999): “Fundamentos de climatología analítica”. Síntesis, Madrid, 157 págs.

Martín-Vide, J., (2003). “El Tiempo y el Clima”. Barcelona: Rubes

Martín-Vide, J. (2004). “Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain” *International Journal of Climatology* 24: 959-971.

Martín-Vide, J., Calbó, J. & Sánchez-Lorenzo, A. (2006). “Tendencias recientes de la insolación en la España peninsular y Baleares (1971-2000)”. En línea, disponible en: http://www.ub.edu/gc/Documentos/Sevilla_SunDu.pdf

Martín-Vide, J. & Moreno, M. (2013). “La difícil determinación de la evolución del número de días de tormenta en España: El caso de Barcelona”. En línea, disponible en: <http://www.divulgameteo.es/uploads/Evoluci%C3%B3n-d%C3%ADas-tormenta.pdf>

Maturana, J., Bello, M. & Manley, M. (2004) “Antecedentes históricos y descripción de fenómeno El Niño, Oscilación del Sur”. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, Valparaíso.

Muruá, R., González, L. A. & Lima, M. (2003). “Population dynamics of rice rats (aHantavirus reservoir) in southern Chile: feedback structure and non-linear effects of climatic oscillations”. – *Oikos* 102: 137–145. En línea, disponible en: <http://www.bio.puc.cl/caseb/casebpdf/Murua&al.2003.pdf>

National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). Laboratorio de Investigación del sistema terrestre: Datos AAO. En línea, disponible en: http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Data/ao.long.data

National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). Laboratorio de Investigación del sistema terrestre: MEI Index valores bimensuales. En línea, disponible en: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>

National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). Laboratorio de Investigación del sistema terrestre: MEI Index información. En línea, disponible en: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/index.html>

National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). National climatic data center, Equatorial pacific sea Surface temperaturas. En línea, disponible en: <http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>

Naumann, G. (2009): "Variabilidad intraestacional de alta y baja frecuencia de la temperatura máxima y mínima diaria en Sudamérica. Estudio de la predictabilidad mediante la entropía condicional" Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. En línea, disponible en: http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_4569_Naumann.pdf

NCAR Earth System Laboratory (2014) CGD’s Climate Analysis Section: Niño 3.4 Index. En línea, disponible en: http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/Nino_3_3.4_indices.html

Díaz, Fernando (2013) “Perspectivas de riesgo hidrometeorológico para Chile durante el otoño e inicio del invierno 2013 conforme a la evolución del sistema océano-atmósfera del pacífico ecuatorial”. Santiago, Chile: ONEMI, 2013. 8 p.: il. En línea, disponible en: http://www.onemi.cl/sites/default/files/analisis_otono-invierno_abril_2013.pdf

Oliver, J. (1980) “Monthly precipitation distribution: a comparative index”. *Professional geographer*, vol. 32, N°3. Pp 300-309.

Pliscoff, P., Luebert, F., Hilger, H. H., & Guisan, A. (2014). Effects of alternative sets of climatic predictors on species distribution models and associated estimates of extinction risk: A test with plants in an arid environment. *Ecological Modelling*, 288, 166–177. Fuente cubierta pluviométrica en línea, disponible en: <http://www.unil.ch/ecospat/en/home/menuinst/tools--data/data.html>

- Pérez, S., Sierra, E., Massobrio, M. & Momo, F. (2009). “Análisis fractal de la precipitación anual en el Este de la Provincia de La Pampa, Argentina”. *Revista de Climatología* Vol. 9: 25-31. En línea, disponible en: <http://webs.ono.com/reclim4/reclim09c.pdf>
- Quintana, J. & Aceituno, P. (2008). “Cambios lentos en el régimen de precipitación en Chile durante el siglo XX”. Proyecto ACT-19. Quinamávida. En línea, disponible en: http://www.dgf.uchile.cl/~rgarreau/QII/presentacion_JQ_PA.pdf
- Quintana, J. y Aceituno, P. (2010): “Changes in the rainfall regime along the extra-tropical west coast of South America (Chile): 30-43° S”. *Atmósfera*, 25(1), 1-22.
- Ramos, A.M., Lorenzo, M.N. & Gimeno, L. (2010). “Coherencia entre los modos de variabilidad del Atlántico Norte y los tipos de circulación del NW de la Península Ibérica”. Environmental physics laboratory, Facultad de Ciencias, Universidade de Vigo, Spain.
- Romero, H. (1985) “Geografía de los Climas”. Colección Geografía de Chile, Tomo XI. Instituto Geográfico Militar. Santiago, 1985
- Rutllant, J. & H. Fuenzalida, (1991). “Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation”. *International Journal of Climatology*, 11, 63-76.
- Rutllant, J. A. (2004): “Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile Central”, en S. Avarias; J. Carrasco; J. Rutllant y E. Yáñez (eds.): *El Niño-La Niña 1997-2000. Sus Efectos en Chile*. Valparaíso, CONA, pp. 61-76.
- Sanz Donaire, J. J., (2012). “Las series anuales de precipitación más largas de Chile: estudio y enseñanzas”. *Estudios Geográficos*, LXXIII (273), pp. 625-656.
- Sarricolea, P. & Martín-Vide, J. (2012). “Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005”. En línea, disponible en: <http://fundacion.usal.es/conaec/pendrive/ficheros/ponencias/ponencias2/38-Extremos.pdf>
- SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Escala 1:1.000.000. Santiago, Chile.
- Strahler, A. (2011) “Introducing physical geography”. Boston University. 5° Edition
- Thompson, D.W. & Wallace, J.M. (2000) “Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability”. *J. Climate*, 13, 1000-1016
- Trenberth, K. E. (1997). “The Definition of El Niño”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777 En línea, disponible en: <http://www.cgd.ucar.edu/staff/trenbert/trenberth.papers/defnBAMS.pdf>
- University of East Anglia (UEA). Unidad de investigaciones climáticas (CRU): Valores anuales del SOI. En línea, disponible en: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/soi/soi.dat>

University of East Anglia (UEA). Unidad de investigaciones climáticas (CRU): SOI/ENSO and their influence, recompilation by Phil Reid (2000). En línea, disponible en: <http://www.cru.uea.ac.uk/documents/421974/1295957/Info+sheet+%2312.pdf/45c66f46-20a0-44bf-8466-1e1f6cddb0b1>

Universidad de Washington (UW). Instituto Conjunto para el Estudio de la Atmósfera y el Océano (JISAO): Valores de la PDO. En línea, disponible en: <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>

Velasco, I. & Cortés, G. (2009) “Índices de Fournier modificado y de concentración de la precipitación, como estimadores del factor de riesgo de la erosión, en Sinaloa, México”. En línea, disponible en: <http://congresos.um.es/icod/icod2009/paper/viewFile/4221/5521>

Vyshkvarkova, E. & Voskresenskaya, E. (2013): “Precipitation inequality over Ukraine”. Journal of Scientific Research & Reports 3(2): 384-396, 2014; Article no. JSRR.2014.010

Watson, D. F. y G. M. Philip. (1985) "A Refinement of Inverse Distance Weighted Interpolation". Geoprocessing 2:315–327.

Weng, H., Ashok, K., Behera, S., Rao, S. & Yamagata, T. (2007). “Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer”. En línea, disponible en: http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/publications/Weng_et_al_2007.pdf

Wolter, K. & Timlin, S. (2011). “El Niño/Southern Oscillation behavior since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext)” International Journal of Climatology 31. Pages 1074-1087.

ANEXOS

Anexo 1: Resultados de los *tests* de homogeneización de Thom y Von Neumann, con sus rangos correspondientes.

N° Estación	Thom	Rango Thom	Von Neumann	Rango Neumann
1	0,442	Homogéneo	2,164	Homogéneo
2	1,238	Homogéneo	2,087	Homogéneo
3	0,531	Homogéneo	2,546	Heterogéneo
4	0,177	Homogéneo	2,352	Homogéneo
5	0,697	Homogéneo	2,340	Homogéneo
6	0,987	Homogéneo	2,253	Homogéneo
7	1,279	Homogéneo	1,991	Homogéneo
8	0,791	Homogéneo	2,318	Homogéneo
9	0,474	Homogéneo	2,386	Homogéneo
10	0,196	Homogéneo	2,465	Heterogéneo
11	1,592	Homogéneo	2,398	Homogéneo
12	0,772	Homogéneo	2,152	Homogéneo
13	0,158	Homogéneo	2,387	Homogéneo
14	0,147	Homogéneo	2,047	Homogéneo
15	0,158	Homogéneo	2,332	Homogéneo
16	0,987	Homogéneo	2,036	Homogéneo
17	0,548	Homogéneo	2,615	Heterogéneo
18	0,548	Homogéneo	2,440	Heterogéneo
19	0,196	Homogéneo	2,264	Homogéneo
20	0,548	Homogéneo	2,616	Heterogéneo
21	0,000	Homogéneo	2,296	Homogéneo
22	1,167	Homogéneo	1,863	Homogéneo
23	1,250	Homogéneo	2,301	Homogéneo
24	0,737	Homogéneo	2,248	Heterogéneo
25	0,338	Homogéneo	2,262	Homogéneo
26	0,000	Homogéneo	2,053	Homogéneo
27	0,442	Homogéneo	2,033	Homogéneo
28	0,147	Homogéneo	2,060	Homogéneo
29	0,204	Homogéneo	1,976	Homogéneo
30	0,372	Homogéneo	2,136	Homogéneo
31	0,154	Homogéneo	2,234	Homogéneo
32	1,032	Homogéneo	1,992	Homogéneo
33	0,000	Homogéneo	2,370	Homogéneo
34	0,442	Homogéneo	2,060	Homogéneo
35	0,147	Homogéneo	2,181	Homogéneo

N° Estación	Thom	Rango Thom	Von Neumann	Rango Neumann
36	0,442	Homogéneo	2,076	Homogéneo
37	0,442	Homogéneo	2,053	Homogéneo
38	0,442	Homogéneo	2,139	Homogéneo
39	1,056	Homogéneo	1,773	Homogéneo
40	0,811	Homogéneo	2,108	Homogéneo
41	1,032	Homogéneo	1,971	Homogéneo
42	0,500	Homogéneo	1,890	Homogéneo
43	0,500	Homogéneo	2,431	Homogéneo
44	2,501	Homogéneo	1,593	Homogéneo
45	0,737	Homogéneo	2,109	Homogéneo
46	0,147	Homogéneo	2,193	Homogéneo
47	0,147	Homogéneo	2,149	Homogéneo
48	0,147	Homogéneo	1,971	Homogéneo
49	0,147	Homogéneo	2,131	Homogéneo
50	1,032	Homogéneo	1,538	Homogéneo
51	0,359	Homogéneo	2,017	Homogéneo
52	1,622	Homogéneo	1,169	Homogéneo
53	1,167	Homogéneo	2,016	Homogéneo
54	1,201	Homogéneo	2,130	Homogéneo
55	1,740	Homogéneo	1,839	Homogéneo
56	0,737	Homogéneo	0,968	Homogéneo
57	0,000	Homogéneo	1,952	Homogéneo
58	0,147	Homogéneo	1,997	Homogéneo
59	0,442	Homogéneo	1,914	Homogéneo
60	2,212	Homogéneo	1,182	Homogéneo
61	1,622	Homogéneo	1,890	Homogéneo
62	1,491	Homogéneo	1,619	Homogéneo
63	1,107	Homogéneo	1,522	Homogéneo
64	2,574	Heterogéneo	1,739	Homogéneo
65	2,212	Homogéneo	1,231	Homogéneo
66	0,895	Homogéneo	2,078	Homogéneo
67	1,167	Homogéneo	1,934	Homogéneo
68	1,032	Homogéneo	1,557	Homogéneo
69	1,032	Homogéneo	1,888	Homogéneo
70	0,981	Homogéneo	2,082	Homogéneo
71	1,032	Homogéneo	1,832	Homogéneo
72	0,442	Homogéneo	2,113	Homogéneo
73	1,622	Homogéneo	1,747	Homogéneo
74	1,327	Homogéneo	1,695	Homogéneo
75	0,151	Homogéneo	2,233	Homogéneo

N° Estación	Thom	Rango Thom	Von Neumann	Rango Neumann
76	1,327	Homogéneo	2,193	Homogéneo
77	2,802	Heterogéneo	1,457	Homogéneo
78	2,002	Homogéneo	1,279	Homogéneo
79	1,592	Homogéneo	2,338	Homogéneo
80	0,177	Homogéneo	2,415	Homogéneo
81	1,250	Homogéneo	1,118	Homogéneo
82	0,613	Homogéneo	1,811	Homogéneo
83	0,737	Homogéneo	1,312	Homogéneo
84	0,147	Homogéneo	1,845	Homogéneo
85	1,022	Homogéneo	2,422	Heterogéneo
86	3,097	Heterogéneo	1,835	Homogéneo
87	1,032	Homogéneo	1,912	Homogéneo
88	1,167	Homogéneo	1,912	Homogéneo
89	0,531	Homogéneo	1,868	Homogéneo
90	3,124	Heterogéneo	1,359	Homogéneo
91	0,183	Homogéneo	2,048	Homogéneo
92	0,147	Homogéneo	1,559	Homogéneo
93	0,625	Homogéneo	1,839	Homogéneo
94	0,147	Homogéneo	1,510	Homogéneo
95	1,155	Homogéneo	1,744	Homogéneo
96	0,737	Homogéneo	1,917	Homogéneo
97	1,032	Homogéneo	1,656	Homogéneo
98	0,338	Homogéneo	1,430	Homogéneo
99	1,751	Homogéneo	1,903	Homogéneo
100	2,159	Homogéneo	1,879	Homogéneo
101	1,167	Homogéneo	2,010	Homogéneo
102	3,382	Heterogéneo	0,513	Homogéneo
103	1,751	Homogéneo	1,963	Homogéneo
104	1,751	Homogéneo	1,540	Homogéneo
105	0,743	Homogéneo	1,883	Homogéneo
106	1,353	Homogéneo	2,002	Homogéneo
107	2,918	Heterogéneo	1,405	Homogéneo
108	0,676	Homogéneo	1,827	Homogéneo
109	4,404	Heterogéneo	1,687	Homogéneo

Fuente: Elaboración propia en base a datos provenientes de la DGA y DMC.

Anexo 2: Valores del (Coeficiente de variación (CV), Índice de irregularidad temporal (S_1), Índice de concentración (CI) y la división en períodos (C1 y C2) con el promedio de éstos dos (Promedio CI) y finalmente el Índice de concentración de precipitaciones (PCI) y su clasificación.

N° Estación	CV	S_1	CI	CI 1	CI 2	Promedio CI	PCI	Clasificación
1	0,42	0,51	0,66	0,62	0,70	0,66	28,23	Altamente estacional
2	0,38	0,47	0,61	0,59	0,61	0,60	26,02	Altamente estacional
3	0,4	0,55	0,64	0,67	0,63	0,65	23,78	Altamente estacional
4	0,41	0,51	0,53	0,50	0,54	0,52	25,31	Altamente estacional
5	0,45	0,63	0,57	0,59	0,56	0,57	29,09	Altamente estacional
6	0,4	0,49	0,49	0,47	0,50	0,49	25,11	Altamente estacional
7	0,37	0,49	0,63	0,73	0,55	0,64	23,45	Altamente estacional
8	0,4	0,58	0,62	0,63	0,61	0,62	26,10	Altamente estacional
9	0,37	0,50	0,55	0,57	0,51	0,54	24,70	Altamente estacional
10	0,36	0,51	0,62	0,64	0,59	0,61	24,08	Altamente estacional
11	0,39	0,54	0,55	0,58	0,53	0,55	26,81	Altamente estacional
12	0,38	0,42	0,51	0,51	0,51	0,51	24,63	Altamente estacional
13	0,42	0,57	0,62	0,58	0,66	0,62	25,30	Altamente estacional
14	0,37	0,46	0,48	0,47	0,48	0,47	23,46	Altamente estacional
15	0,37	0,48	0,58	0,57	0,58	0,58	24,19	Altamente estacional
16	0,4	0,49	0,56	0,54	0,57	0,55	24,65	Altamente estacional
17	0,37	0,50	0,46	0,49	0,44	0,46	23,88	Altamente estacional
18	0,37	0,50	0,59	0,60	0,58	0,59	22,78	Altamente estacional
19	0,41	0,50	0,58	0,59	0,58	0,59	23,24	Altamente estacional
20	0,38	0,53	0,52	0,57	0,50	0,53	24,70	Altamente estacional
21	0,37	0,47	0,54	0,52	0,55	0,53	23,18	Altamente estacional
22	0,38	0,46	0,61	0,57	0,64	0,60	23,32	Altamente estacional
23	0,4	0,50	0,54	0,52	0,54	0,53	26,10	Altamente estacional
24	0,39	0,56	0,60	0,54	0,64	0,59	21,76	Altamente estacional
25	0,35	0,46	0,53	0,53	0,54	0,53	22,47	Altamente estacional
26	0,37	0,45	0,56	0,53	0,57	0,55	21,99	Altamente estacional
27	0,36	0,45	0,54	0,54	0,53	0,54	23,56	Altamente estacional
28	0,36	0,45	0,51	0,51	0,50	0,51	21,13	Altamente estacional
29	0,38	0,50	0,61	0,61	0,62	0,61	22,88	Altamente estacional
30	0,3	0,39	0,62	0,60	0,62	0,61	21,35	Altamente estacional
31	0,32	0,43	0,52	0,53	0,50	0,51	21,73	Altamente estacional
32	0,37	0,47	0,52	0,53	0,51	0,52	23,22	Altamente estacional
33	0,32	0,44	0,56	0,57	0,56	0,56	21,23	Altamente estacional
34	0,32	0,41	0,54	0,51	0,57	0,54	21,10	Altamente estacional
35	0,31	0,41	0,57	0,56	0,58	0,57	20,38	Altamente estacional
36	0,35	0,44	0,55	0,58	0,58	0,58	21,08	Altamente estacional
37	0,35	0,43	0,65	0,64	0,66	0,65	21,30	Altamente estacional

N° Estación	CV	S₁	CI	CI 1	CI 2	Promedio CI	PCI	Clasificación
38	0,31	0,38	0,54	0,52	0,56	0,54	20,89	Altamente estacional
39	0,33	0,73	0,55	0,54	0,56	0,55	22,79	Altamente estacional
40	0,34	0,46	0,65	0,63	0,69	0,66	25,07	Altamente estacional
41	0,33	0,40	0,56	0,56	0,57	0,56	21,22	Altamente estacional
42	0,27	0,37	0,55	0,61	0,49	0,55	24,58	Altamente estacional
43	0,29	0,39	0,57	0,55	0,58	0,57	19,70	Estacional
44	0,26	0,32	0,50	0,52	0,49	0,50	19,78	Estacional
45	0,31	0,40	0,52	0,50	0,53	0,52	20,38	Altamente estacional
46	0,28	0,38	0,58	0,57	0,59	0,58	19,10	Estacional
47	0,3	0,42	0,55	0,53	0,56	0,55	18,68	Estacional
48	0,28	0,36	0,56	0,54	0,58	0,56	18,26	Estacional
49	0,29	0,38	0,54	0,49	0,58	0,54	18,84	Estacional
50	0,32	0,35	0,51	0,48	0,54	0,51	21,89	Altamente estacional
51	0,21	0,25	0,50	0,50	0,50	0,50	17,77	Estacional
52	0,37	0,37	0,52	0,53	0,51	0,52	18,88	Estacional
53	0,27	0,33	0,59	0,58	0,59	0,59	17,66	Estacional
54	0,24	0,30	0,57	0,56	0,58	0,57	18,24	Estacional
55	0,25	0,30	0,55	0,55	0,56	0,55	17,86	Estacional
56	0,29	0,37	0,52	0,49	0,54	0,52	18,20	Estacional
57	0,23	0,28	0,61	0,59	0,62	0,61	17,29	Estacional
58	0,29	0,35	0,51	0,50	0,51	0,51	19,19	Estacional
59	0,24	0,29	0,55	0,54	0,56	0,55	16,63	Estacional
60	0,32	0,31	0,48	0,48	0,48	0,48	19,39	Estacional
61	0,24	0,28	0,53	0,53	0,51	0,52	16,43	Estacional
62	0,26	0,29	0,53	0,53	0,53	0,53	16,86	Estacional
63	0,32	0,39	0,48	0,44	0,51	0,47	20,32	Altamente estacional
64	0,24	0,28	0,54	0,50	0,58	0,54	17,86	Estacional
65	0,31	0,30	0,50	0,50	0,51	0,50	21,34	Altamente estacional
66	0,24	0,28	0,52	0,44	0,57	0,50	15,93	Estacional
67	0,21	0,25	0,51	0,50	0,52	0,51	16,27	Estacional
68	0,26	0,30	0,55	0,56	0,53	0,54	16,92	Estacional
69	0,24	0,28	0,55	0,53	0,57	0,55	16,86	Estacional
70	0,22	0,27	0,52	0,53	0,52	0,52	16,37	Estacional
71	0,22	0,26	0,55	0,52	0,57	0,54	14,87	Moderadamente estacional
72	0,22	0,29	0,57	0,54	0,59	0,57	15,89	Estacional
73	0,21	0,24	0,51	0,49	0,53	0,51	14,73	Moderadamente estacional
74	0,24	0,27	0,52	0,49	0,55	0,52	15,72	Estacional
75	0,22	0,27	0,56	0,58	0,54	0,56	17,22	Estacional
76	0,22	0,28	0,54	0,51	0,58	0,54	16,00	Estacional
77	0,3	0,32	0,49	0,49	0,48	0,49	17,72	Estacional

N° Estación	CV	S ₁	CI	CI 1	CI 2	Promedio CI	PCI	Clasificación
78	0,21	0,23	0,49	0,50	0,49	0,49	14,48	Moderadamente estacional
79	0,18	0,25	0,53	0,51	0,53	0,52	15,28	Estacional
80	0,2	0,27	0,52	0,54	0,52	0,53	15,34	Estacional
81	0,23	0,21	0,49	0,45	0,51	0,48	13,95	Moderadamente estacional
82	0,41	0,43	0,51	0,45	0,52	0,48	16,81	Estacional
83	0,23	0,26	0,45	0,44	0,45	0,44	13,81	Moderadamente estacional
84	0,23	0,27	0,50	0,48	0,51	0,50	14,24	Moderadamente estacional
85	0,38	0,53	0,49	0,55	0,49	0,52	19,96	Estacional
86	0,18	0,21	0,50	0,48	0,52	0,50	13,04	Moderadamente estacional
87	0,18	0,21	0,52	0,51	0,54	0,52	13,27	Moderadamente estacional
88	0,18	0,21	0,58	0,57	0,59	0,58	13,08	Moderadamente estacional
89	0,22	0,23	0,49	0,49	0,49	0,49	14,06	Moderadamente estacional
90	0,25	0,25	0,48	0,49	0,47	0,48	15,38	Estacional
91	0,28	0,31	0,52	0,53	0,51	0,52	14,61	Moderadamente estacional
92	0,23	0,25	0,51	0,49	0,52	0,51	13,87	Moderadamente estacional
93	0,22	0,26	0,50	0,52	0,47	0,49	13,06	Moderadamente estacional
94	0,18	0,20	0,51	0,47	0,54	0,51	14,78	Moderadamente estacional
95	0,18	0,18	0,54	0,54	0,54	0,54	12,83	Moderadamente estacional
96	0,17	0,21	0,49	0,49	0,49	0,49	14,06	Moderadamente estacional
97	0,18	0,22	0,50	0,48	0,52	0,50	13,12	Moderadamente estacional
98	0,22	0,26	0,52	0,47	0,53	0,50	15,05	Estacional
99	0,17	0,20	0,61	0,59	0,63	0,61	13,92	Moderadamente estacional
100	0,18	0,22	0,58	0,50	0,59	0,54	13,05	Moderadamente estacional
101	0,18	0,21	0,60	0,61	0,60	0,60	13,25	Moderadamente estacional
102	0,27	0,17	0,51	0,47	0,52	0,49	12,16	Moderadamente estacional
103	0,17	0,19	0,53	0,52	0,54	0,53	11,86	Moderadamente estacional
104	0,18	0,19	0,58	0,57	0,59	0,58	12,64	Moderadamente estacional
105	0,18	0,22	0,59	0,58	0,60	0,59	12,54	Moderadamente estacional
106	0,14	0,18	0,58	0,59	0,58	0,58	10,92	Moderadamente estacional
107	0,16	0,15	0,56	0,55	0,57	0,56	10,55	Moderadamente estacional
108	0,18	0,20	0,55	0,50	0,58	0,54	11,05	Moderadamente estacional
109	0,22	0,25	0,53	0,52	0,54	0,53	11,47	Moderadamente estacional

Fuente: Elaboración propia en base a datos provenientes de la DGA y DMC.

Anexo 3: Valores de las correlaciones entre el SOI, PDO y AAO con los montos pluviométricos de las Estaciones Meteorológicas

N°	Estación	SOI	PDO	AAO
1	Rapel	-0,45756818	0,20867218	-0,29934041
2	Litueche	-0,39686226	0,28549987	-0,41654608
3	Rancagua	-0,533855301	0,25101251	-0,39238274
4	Cocalán	-0,490726626	0,33769281	-0,44564659
5	Coltauco	-0,447806766	0,16198857	-0,27431786
6	Pichidegua	-0,477432088	0,31692948	-0,41315372
7	Pichilemu	-0,354044395	0,30765634	-0,43161226
8	Rengo	-0,571994438	0,24906059	-0,42407331
9	Popeta	-0,560078813	0,24106639	-0,39480626
10	Central las Nieves	-0,504635995	0,11718227	-0,46151884
11	Millahue	-0,51173972	0,26794824	-0,44902241
12	Nilahue Barahona	-0,462878047	0,15673465	-0,48021254
13	San Fernando	-0,547137254	0,2065527	-0,35856896
14	La Rufina	-0,573307614	0,22053739	-0,30329674
15	Convento Viejo	-0,496280269	0,17456783	-0,34824609
16	La Candelaria	-0,476602338	0,27951349	-0,47863931
17	El Membrillo	-0,374553465	0,11736556	-0,35063939
18	Ranguilí	-0,414748314	0,19469477	-0,39003245
19	Santa Susana	-0,393832468	0,11554453	-0,33540037
20	La Palma	-0,334890552	0,03137105	-0,38992211
21	El Manzano	-0,445816305	0,16431236	-0,41067339
22	Curicó DMC	-0,460050129	0,29055681	-0,31465745
23	Curicó	-0,428372595	0,12377472	-0,40331292
24	Los Queñes	-0,562898482	0,17385825	-0,29750062
25	Lontué	-0,456435957	0,21071789	-0,35853977
26	Potrero Grande	-0,526289176	0,0885338	-0,38061818
27	Gualleco	-0,440634164	0,2114572	-0,30597879
28	El Guindo	-0,369295638	0,05829346	-0,40867646
29	Pencahue	-0,431082213	0,22423546	-0,44923804
30	Talca UC	-0,404297378	0,23313134	-0,43336028
31	Huapi	-0,283010361	0,0699727	-0,41148997
32	Nirivilo	-0,461629783	0,2179016	-0,30698745
33	San Javier	-0,361913437	0,18480118	-0,49019189
34	Colbún	-0,384321877	0,11182647	-0,25214072
35	Colorado	-0,420698148	0,11013403	-0,32493517
36	Armerillo	-0,445825882	0,10281789	-0,39955629
37	Rio Maule en Armerillo	-0,490090903	0,13403653	-0,40616912
38	Melozal	-0,437848959	0,14621356	-0,43232044

N°	Estación	SOI	PDO	AAO
39	Linares	-0,326106052	0,3041179	-0,09777877
40	Rio Melado	-0,268176762	0,04252336	-0,33609891
41	Hornillo	-0,48250725	0,09536784	-0,34593044
42	Tutuven Embalse	-0,401863637	0,28477625	-0,22502278
43	Ancoa Embalse	-0,358127291	0,08480145	-0,40738817
44	Liguay	-0,563682953	0,42718118	-0,29452631
45	Quella	-0,465417286	0,1709852	-0,48144217
46	Parral	-0,40978799	0,1202563	-0,34230743
47	Digua Embalse	-0,37394344	0,01880508	-0,38939897
48	Bullileo Embalse	-0,412850456	0,08408632	-0,32621762
49	San Manuel	-0,294473735	0,03424974	-0,25119516
50	Coelemu	-0,502413772	0,33390276	-0,08364621
51	Dichato	-0,319003864	0,311464	-0,19519555
52	San Fabián	-0,482012327	0,29161998	-0,36879113
53	Chillán DMC	-0,51335992	0,23632744	-0,39029788
54	Chillán Viejo	-0,427184324	0,15890762	-0,4027361
55	Coihueco Embalse	-0,554840919	0,28865475	-0,26940435
56	Nueva Aldea	-0,375877255	0,0445494	-0,37348247
57	Concepción DMC	-0,436248405	0,13568184	-0,37119341
58	Chillancito	-0,420257835	0,25282047	-0,21896728
59	Diguillín	-0,486089138	0,1247462	-0,28283775
60	Las Trancas	-0,507088152	0,28944889	-0,22344327
61	Fundo Atacalco	-0,485465374	0,12270816	-0,31946192
62	San Lorenzo	-0,463128829	0,08461206	-0,39624561
63	Pemuco	-0,576696297	0,35578895	-0,09974341
64	Cholguan	-0,481211287	0,29608072	-0,49872058
65	Laja	-0,37618068	0,25744623	0,13128785
66	Trupan	-0,465893515	0,08443977	-0,27922989
67	Tucapel	-0,457965008	0,21166862	-0,32730211
68	Las Achiras	-0,461976699	0,19034099	-0,35287963
69	Los Ángeles	-0,347953084	0,06491125	-0,2678115
70	San Carlos de Purén	-0,349036638	0,10882621	-0,30036536
71	Quilaco	-0,515971774	0,13040396	-0,42811776
72	Mülchen	-0,432641054	0,09151696	-0,24123944
73	Cerro El Padre	-0,537124753	0,17463639	-0,30773065
74	Cañete	-0,215262238	-0,01252877	-0,17860095
75	Collipulli	-0,483185339	0,11931699	-0,2067026
76	Lumaco	-0,417700003	0,08717887	-0,11595659
77	Laguna Malleco	-0,55408702	0,38803837	-0,20640173
78	Las Mercedes	-0,511257196	0,32378128	-0,51781258

N°	Estación	SOI	PDO	AAO
79	Traiguén	-0,291070191	-0,04889143	-0,31098373
80	Galvarino	-0,215625897	-0,06967394	-0,32478306
81	Curacautín	-0,337309601	0,1967401	-0,51386316
82	Lonquimay	-0,485070969	0,1840637	-0,27259665
83	Quillén	-0,199752214	0,13222043	0,15337712
84	Lautaro	-0,415147923	0,13300823	-0,55078145
85	Liucura	-0,334694434	0,3157404	-0,1675206
86	Vilcún	-0,3946495	-0,02753993	-0,35809079
87	Pueblo Nuevo	-0,517637416	0,20366433	-0,2525218
88	Temuco DMC	-0,468922691	0,10792202	-0,36869227
89	Puerto Saavedra	-0,379478865	0,35049591	-0,35868749
90	Cunco	-0,371193967	0,2145353	-0,37313998
91	Freire Sendos	-0,286454214	0,2068816	-0,31895127
92	Los Laureles	-0,645002831	0,27537475	-0,31146951
93	Quecheregua	-0,50617218	0,2241971	-0,36962533
94	Quitratue	-0,513314735	0,09359085	-0,38802068
95	Pucón	-0,402840395	0,10178207	-0,21897427
96	Villarrica	-0,401745019	0,0803714	-0,20990289
97	Llafenco	-0,604475668	0,27103579	-0,20577449
98	Curarrehue	-0,344167949	0,13422901	0,01503215
99	Valdivia DMC	-0,386499847	-0,02669904	-0,3687238
100	Lago Riñihue	-0,361290592	0,18011321	-0,24182421
101	Llancahue	-0,405767032	0,1346354	-0,24329023
102	Lago Maihue	-0,417775213	0,39259893	-0,39888566
103	Lago Ranco	-0,277110715	-0,0480819	-0,38632571
104	Osorno DMC	-0,315496907	0,00263209	-0,35867601
105	Adolfo Matthei	-0,422696183	0,20069843	-0,26132959
106	La Ensenada	-0,228775224	-0,1669613	-0,29939113
107	Puerto Montt DMC	-0,299860563	-0,14131951	-0,53884986
108	Puerto Montt	-0,152111371	-0,08222736	-0,24074599
109	Mauullín	-0,360327397	0,1862156	-0,26329629

Fuente: Elaboración propia