



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA

SOBRE LOS PELIGROS, LA VULNERABILIDAD Y LA MITIGACIÓN DEL
RIESGO EN LAS COSTAS MEXICANAS, A GRAN ESCALA

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERÍA

PRESENTA:
MIGUEL ANGEL DELGADILLO CALZADILLA

TUTOR PRINCIPAL
EDGAR G., MENDOZA BALDWIN
INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. NOVIEMBRE 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Ramón Domínguez Mora, Instituto de Ingeniería
Secretario: Dr. Rodolfo Silva Casarín, Instituto de Ingeniería
Vocal: Dr. Carlos A. Escalante Sandoval, Facultad de Ingeniería
1^{er}. Suplente: Dr. Ismael de Jesús Mariño Tapia, CINVESTAV
2^{do}. Suplente: Dr. Edgar G. Mendoza Baldwin, Instituto de Ingeniería

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Instituto de Ingeniería UNAM.

TUTOR DE TESIS:

EDGAR G. MENDOZA BALDWIN

FIRMA

Agradecimientos

Al Dr. Edgar G. Mendoza Baldwin por aceptar ser mi tutor y tener la paciencia para hacer modificaciones y correcciones a esta tesis; además por la confianza que me brindó siempre, para proponer mi trabajo y poder llevarlo a cabo.

Al Dr. Rodolfo Silva Casarín porque gracias a ti logré pertenecer al Grupo de Costas y Puertos del ii-UNAM, sin tu consentimiento no hubiera sido posible esta tesis. Gracias Rodolfo por todo el conocimiento que has puesto a mi alcance, por ser un aliado y siempre tener una visión diferente para resolver o ampliar mis dudas en cuanto al trabajo.

A la UNAM, por las facilidades otorgadas para realizar mis estudios de posgrado.

Al CONACYT, por la beca N° 24024 y N° de registro 221117 para poder realizar mis estudios de posgrado.

Dedicatoria

A Dios por darme vida y poder terminar el “doctorado”.

A mi esposa Ingrid porque me apoya en todo momento, quiero aclarar qué más que dedicatoria es un agradecimiento por todo el tiempo que ha invertido para que yo pueda hacer mi trabajo. Gracias Ingrid por compartir preocupaciones, proponerme soluciones y sobre todo por la paz y tranquilidad que me inspiras, además de lo rico que cocinas, ahora falta tu tesis.

A mi familia, que igual, que mis amigos han aceptado mi ausencia, pero han estado sin dudar para apoyarme y compartir horas o días increíbles. Para mi mamita linda, por todos los consejos y ayuda que me has dado te mereces más que 2 líneas de mi dedicatoria. Para mis hermanos Hugo, Carlos y Marcelo, con sus respectivas familias, que cada vez que nos vemos reímos mucho. Para mis sobrinos que con su inocencia en varias ocasiones han hecho que me olvide de mis obligaciones. Para mi familia colombiana que son pura alegría y corazón, a todos l@s Rojas y Martínez, que con cariño siempre nos esperan en diciembre. Para mi papá, que sin su esfuerzo tal vez no hubiera ni estudiado la licenciatura.

Para mis amigos que han estado siempre e incondicionalmente, aceptando la excusa del “no tengo tiempo” o “no tengo dinero” que bien ha sido más frecuente. Para los del grupo de costas, Xavier, Toño-Pancho, Gibrán-Pariente, Mireille, Angie, Cuauh, Jair, Germán, Ana, David, Dea, Valeria, Rubí e Itxaso. Para los de la licenciatura Nadia, David, Jonás, Belí, Abuelo-Cesar, Naty, Orlando, Marcos y Cárdenas. Para los de la vida, Orejas-lenguardo-Adrián, Marrana-Francisco, Ulises-Pooh, Gonzo, Fany, Toño-Soto, Lilian.

Para mis tutores que la hacen de amigos, jefes y hasta consejeros, pero sobre todo por lo mucho que trabajan, ¡chido Edgar! y ¡Gracias Rodolfo!

Resumen

Históricamente en México, las zonas costeras habían sido excluidas de los planes de manejo integral debido a la filosofía de gobernanza del estado mexicano. Recientemente se ha empezado a reconocer la importancia de la zona costera por dos principales razones, la primera que esta zona provee bienes ambientales y económicos a las poblaciones costeras y terrestres, y la segunda dado el reconocimiento de la vulnerabilidad de las poblaciones costeras ante peligros como ciclones tropicales y frentes fríos, marea de tormenta, incremento en el nivel del mar y tsunamis/terremotos. Para obtener el conocimiento holístico de una zona costera, es necesario, como primer punto, tener una visión general y clara de las partes y propiedades que la componen, es decir llevar a cabo una descripción completa de la zona.

Los peligros considerados en esta tesis incluyen a los tsunamis de origen local, porque no hay ningún estudio probabilístico que asocie la sobreelevación frente a la costa en función de la magnitud del terremoto generador. También se considera el peligro por sobreelevación frente a la costa inducido por la presencia de tormentas tropicales, huracanes y nortes que representa un peligro asociado a la acción del oleaje y marea de tormenta. Todo lo anterior considerando que la unidad mínima para ese estudio, en términos de escala, es la de subregión costera y, por último, se considera el peligro por precipitación pluvial considerando como unidad mínima la cuenca hidrológica.

Una de las aportaciones principales de este trabajo es el análisis estadístico de la incidencia de tsunamis de origen local para la vertiente del Pacífico mexicano. El registro se extendió con series sintéticas aplicando simulaciones de Montecarlo y realizando modelaciones numéricas con el módulo GeoClaw del modelo ClawPack. El producto final del análisis estadístico es la estimación probabilística del peligro debido a tsunamis de origen local para la vertiente del Pacífico mexicano. Sobre el peligro por tormentas tropicales, huracanes y nortes, en esta tesis se utilizó la metodología propuesta por el Grupo de Ingeniería de Costas y Puertos de la UNAM.

Abstract

Historically into Mexico, the coastal zones had been excluded of the MICZ (Management Integral of Coastal Zones) due to the governance philosophy. Recently MICZ has started to recognize the importance of the coastal zone by two issues, the first, this zone brings environmental and economical goods to coastal and terrestrial populations, and the second to recognize the vulnerability of coastal populations by hazards as tropical hurricanes and cold fronts, storm surge, increase of the sea level and tsunamis/earthquakes. To obtain the holistic knowledge of a particular coastal zone, is necessary, first of all, to have a general and clear vision of properties that comprise the coastal zone.

Hazards taken into account in this thesis includes tsunamis from local origin, because there are not probabilistic studies which associates the wave set-up on coastal front in function of the earthquake magnitude. Also the hazard by wave set-up on coastal zone by tropical storms, hurricanes and Norths that has been associated to waves and storm surge. The coastal sub-region is the minimal unit in all before. And last hazard is the precipitation and their minimal unit is the hydrologic basin.

One of the main subjects of this thesis is the statistical analysis of tsunamis incidence, extending the tsunami register with Montecarlo synthetic series and after making numeric simulations by means of the GeoClaw module within the ClawPack model. The final product of the statistical analysis is the probabilistic hazard estimation due to tsunamis from local origin in the Pacific Mexican. About hazards by tropical storms, hurricanes and norths, in this thesis is used the methodology proposed by the UNAM's Group of Coastal and Ports Engineering.

Índice

Índice	i
Lista de figuras.....	v
Lista de tablas	xv
Lista de símbolos	xvii
Introducción.....	1
Objetivos.....	1
Objetivo general del estudio.....	1
Objetivos particulares	1
Organización de la tesis	2
1.1 México y la zona costera.....	3
1.2 Regionalización de las costas mexicanas desde el concepto de zona costera.....	5
1.3 Riesgo, peligro y vulnerabilidad, en un enfoque subjetivo hacia el manejo integral de zonas costeras.....	6
1.3.1 Peligros.....	7
1.3.2 Vulnerabilidad.....	8
2 La zona costera	10
2.1 Costas Micromareales (<1 m).....	12
2.2 Costas mesomareales – bajas (1 – 2 m).....	13
2.3 Costas mesomareales – altas (2 – 4 m).....	14
2.4 Costas Macromareales bajas (3.5 – 5 m).....	14
2.5 Costas Macromareales altas (> 5 m).....	15

2.6	Ambientes dominados por la marea	15
2.6.1	Corrientes de los ríos.....	16
2.6.2	Corrientes mareales.....	16
2.6.3	Dirección de transporte de sedimentos.....	17
2.6.4	Morfología de canales y barras.....	18
2.7	Zona fluvial.....	20
2.7.1	Zona fluvial marítima	20
2.7.2	Canales deltaicos activos.....	20
2.7.3	Estuario medio.....	21
2.7.4	Barras tributarias localizadas en las bocas	21
2.7.5	Barras externas de estuario.....	22
2.7.6	Plataforma marina dominada por marea	22
2.7.7	Frente deltaico y prodelta.....	23
2.8	Caracterización de las Costas mexicanas	23
2.8.1	Relieve costero mexicano.....	24
2.8.2	Relieve marino mexicano	27
3	Peligro por terremotos y tsunamis en la costa mexicana sur, vertiente del Pacífico.....	31
3.1	Introducción.....	31
3.1.1	Teoría de origen y propagación de tsunamis	33
3.2	Metodología para simular Terremotos y Tsunamis.....	36
3.2.1	Desagrupación del catálogo de terremotos (1950 – 2015).....	38
3.2.2	Estimación de la distribución acumulada de ocurrencia de sismos por zona.....	40

3.2.3	Sobre la generación de la magnitud, el espaciamento entre tsunamis y la zona sísmica donde se origina el sismo.....	45
3.3	Resultados, peligro por tsunamis en la vertiente del Pacífico mexicano	47
4	Peligro por Nortes, Huracanes y Tormentas Tropicales en las costas de la República mexicana	53
4.1	Introducción.....	53
4.2	Metodología, Teoría de Valores Extremos, Picos sobre un umbral (POT).....	54
4.3	Resultados, Peligro por tormentas tropicales, huracanes y nortes	57
5	Peligro por Lluvias en las cuencas costeras de la República Mexicana.	65
5.1	Introducción.....	65
5.2	Metodología	66
5.2.1	Métodos de Interpolación, para estimar datos faltantes en Estaciones Climatológicas	66
5.2.2	Interpolación de datos faltantes de las estaciones climatológicas de la República mexicana	68
5.3	Resultados, Peligro por lluvias	70
6	Consideraciones sobre el riesgo.....	82
6.1	Vertiente Pacífico.....	82
6.1.1	Península de Baja California	82
6.1.2	Zona norte Pacífico (mar de Cortés).....	83
6.1.3	Zona Centro y Sur Pacífico.....	83
6.2	Vertiente Atlántico	84
6.2.1	Golfo de México Norte	84
6.2.2	Golfo de México centro y sur.....	84
7	Conclusiones	86

7.1 Futuras Líneas de Investigación.....	89
Referencias bibliográficas.....	92
Anexo 1.....	96
Anexo 2.....	122

Lista de figuras

Figura.- 1 Regiones de la zona costera.....	11
Figura .- 2 Playa mesomareal en el estado de Chiapas, tomado de Google earth (lat. 14.861909N, long. 92.571521W).....	14
Figura .- 3 Barras externas de estuario situado en el estado de Baja California Sur. Tomado de Google earth (lat. 26.684109N, long. 113.144263W).....	22
Figura .- 4 Frente deltaico localizado en el estado de Guerrero. Tomado de Google earth (lat 16.7081N, long 99.612125W).....	23
Figura.- 5 Regionalización geomorfológica de México, tomado de Hubp, 1990. 1 Península de Baja California. 2 Sierra Madre Occidental. 3 Sierra Madre Oriental (montañas plegadas). 3.1 Sierra Alta. 3.2 Sierras Transversales. 3.3 Sierras y Bolsones menores de Coahuila. 3.4 Sierras Paralelas de Chihuahua. 4 Sierra Madre del Sur (Montañas bloque y plegadas). 4.1 Montaña bloque de Jalisco. 4.2 Vertiente Costera. 4.3 Cordillera de Colima – Oaxaca. 4.4 Montañas y Altiplano de la Mixteca. 4.5 Sierras Orientales de Oaxaca. 5 Chiapas (sistemas montañosos de bloque y plegamiento). 5.1 Sierras y Altiplano Plegados del Norte de Chiapas. 5.2 Depresión central de Chiapas. 5.3 Montañas bloque Cristalinas del Soconusco. 5.4 Planicie Costera Marginal. 6 Provincia Sierras y valles. 7 Mesa central. 7.1 Planicies y montañas plegadas. 7.2 Planicies y sierras volcánicas. 7.3 Sierras plegadas y valles intermontanos. 8 Cinturón neovolcánico transversal. .	27
Figura .- 6 Relieve marino mexicano, modificado de Hubp (1990).....	29
Figura.- 7 Localización de México en las placas tectónicas.....	33
Figura .- 8 Modelo de Okada (Modificado de Okada, 1985).....	34
Figura.- 9 Histórico de tsunamis y terremotos acontecidos en México durante el periodo de 1950 – a 2015.....	36
Figura.- 10 Distribución de no excedencia de terremotos dependientes Frecuencia de terremotos dependientes.....	39

Figura.- 11 Zonas sísmicas determinadas a lo largo de la trinchera mesoamericana.....	40
Figura.- 12 Distribución empírica de tsunamis acontecidos por zona sísmica....	41
Figura.- 13 Distribución empírica de los terremotos acontecidos en México por Momento – Magnitud.....	41
Figura.- 14 Distribución empírica de tsunamis ocurridos en México por intervalo de tiempo.....	42
Figura.- 15 Diagrama de árbol lógico diseñado para obtener la probabilidad conjunta de la ocurrencia de tsunami dado la ocurrencia de un evento Poisson (terremoto mayor a 7 de Momento magnitud).	44
Figura.- 16 Resultado de una serie sintética, simulada mediante la técnica de Montecarlo para estimar la ocurrencia de tsunamis del estado de Chiapas.....	48
Figura.- 17 Curva de probabilidad de ocurrencia de un tsunami en los próximos años y probabilidad conjunta de sobrelevación frente a la costa Vs magnitud del sismo, para el estado de Chiapas.....	50
Figura.- 18 Curva de probabilidad de ocurrencia de un tsunami en los próximos años y probabilidad conjunta de sobrelevación frente a la costa Vs magnitud del sismo, para el estado de Nayarit.....	51
Figura.- 19 Curva de probabilidad de ocurrencia de un tsunami en los próximos años y probabilidad conjunta de sobrelevación frente a la costa Vs magnitud del sismo, para el estado de Guerrero.....	52
Figura.- 20 Regiones del litoral mexicano, tomado de Silva-Casarín, Villatoro-Lacouture et al., 2011.....	54
Figura.- 21 Serie de oleaje correspondiente a la región 12, celda (-95.5W, +15.75N), valores de H_{ms} y umbral propuesto.	56
Figura.- 22 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 14.....	58
Figura.- 23 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12h.....	59

Figura.- 24 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9b.....	60
Figura.- 25 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6f.....	61
Figura.- 26 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 1 a.....	62
Figura.- 27 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4a.....	63
Figura.- 28 Estaciones climatológicas activas durante los años 1949, 1984 y 2012 en el territorio mexicano.	70
Figura.- 29 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 1. ...	71
Figura.- 30 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 1.....	72
Figura.- 31 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 19..	73
Figura.- 32 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 19.	74
Figura.- 33 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 23..	75
Figura.- 34 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 23.	76
Figura.- 35 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 25..	78
Figura.- 36 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 25.	79
Figura.- 37 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 13 a.....	96
Figura.- 38 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 13 b.....	96
Figura.- 39 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 a.....	97
Figura.- 40 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 b.....	97

Figura.- 41 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 c.....	98
Figura.- 42 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 d.....	98
Figura.- 43 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 e.....	99
Figura.- 44 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 f.....	99
Figura.- 45 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 g.....	100
Figura.- 46 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 11 a.....	100
Figura.- 47 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 11 b.....	101
Figura.- 48 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 10 a.....	101
Figura.- 49 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 10 b.....	102
Figura.- 50 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9 a.....	102
Figura.- 51 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9 b.....	103
Figura.- 52 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9 c.....	103
Figura.- 53 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 8 a.....	104
Figura.- 54 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 8 b.....	104
Figura.- 55 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 a.....	105

Figura.- 56 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 b.....	105
Figura.- 57 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 c.....	106
Figura.- 58 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 d.....	106
Figura.- 59 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 e.....	107
Figura.- 60 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 f.....	107
Figura.- 61 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 g.....	108
Figura.- 62 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 h.....	108
Figura.- 63 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 a.....	109
Figura.- 64 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 b.....	109
Figura.- 65 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 c.....	110
Figura.- 66 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 d.....	110
Figura.- 67 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 e.....	111
Figura.- 68 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 f.....	111
Figura.- 69 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 5.....	112
Figura.- 70 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 a.....	112

Figura.- 71 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 b.....	113
Figura.- 72 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 c.....	113
Figura.- 73 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 d.....	114
Figura.- 74 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 e.....	114
Figura.- 75 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 f.....	115
Figura.- 76 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 g.....	115
Figura.- 77 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 h.....	116
Figura.- 78 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 i.....	116
Figura.- 79 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 3 a.....	117
Figura.- 80 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 3 b.....	117
Figura.- 81 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 3 c.....	118
Figura.- 82 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 a.....	118
Figura.- 83 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 b.....	119
Figura.- 84 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 c.....	119
Figura.- 85 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 d.....	120

Figura.- 86 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 e.....	120
Figura.- 87 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 1 a.....	121
Figura.- 88 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 1 b.....	121
Figura.- 89 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 2.....	123
Figura.- 90 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 3	124
Figura.- 91 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 4.....	125
Figura.- 92 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 5.....	126
Figura.- 93 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 6.....	127
Figura.- 94 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 7.....	128
Figura.- 95 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 8.....	129
Figura.- 96 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 9.....	130
Figura.- 97 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 10.	131
Figura.- 98 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 11.	132
Figura.- 99 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 12.	133
Figura.- 100 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 13.	134

Figura.- 101 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 14.	135
Figura.- 102 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 15.	136
Figura.- 103 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 16.	137
Figura.- 104 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 17.	138
Figura.- 105 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 18.	139
Figura.- 106 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 20.	140
Figura.- 107 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 21.	141
Figura.- 108 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 22.	142
Figura.- 109 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 24.	143
Figura.- 110 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 26.	144
Figura.- 111 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 27.	145
Figura.- 112 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 28.	146
Figura.- 113 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 29.	147
Figura.- 114 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 30.	148
Figura.- 115 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 31.	149

Figura.- 116 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 32.	150
Figura.- 117 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 33.	151

Lista de tablas

Tabla 1 Terremotos acontecidos en México de 1950 al 2015	39
Tabla 2 Registro de tsunamis en México.....	42
Tabla 3 Sismos que generan tsunamis modelados.....	44
Tabla 4 Periodo de retorno de las 10 primeras simulaciones de Montecarlo, del estado de Chiapas.....	48
Tabla 5 Probabilidad de ocurrencia de un tsunami en un periodo de tiempo, para la primera simulación de Montecarlo del estado de Chiapas.	49

Lista de símbolos

h_{cl}	Profundidad de cierre
$\overline{H_{sig}}$	Promedio anual de la altura de ola significativa
σ_{sig}	
T_{sig}	Periodo de ola asociado
d_{50}	Diámetro característico de la playa
g	Valor de la gravedad, 9.81 m/s ²
ϕ_s	Orientación de la falla geológica
δ_s	Inclinación de la falla geológica
λ	Dirección del movimiento de la falla geológica
A	Área del plano de falla
W	Ancho del plano de falla
L	Largo del plano de falla
M _w	Momento sísmico
μ	Módulo de rigidez al cortante
u	Desplazamiento medio de los bloques
M _s	Momento magnitud
$F_T(t)$	Función de distribución
l	Promedio de las tasas medias de terremotos
N	Número de eventos (Tsunamis)
T	Periodo de tiempo
Δt	Intervalo de tiempo
u_a, v_a, k_a	Números aleatorios con distribución uniforme entre 0 y 1

$F(M)$	Función distribución modificada de Gutenberg - Richter
M_t	Límite inferior del momento magnitud del sismo generador de tsunami, para esta tesis se determinó como 7.13.
M_c	Límite superior del momento magnitud del sismo generador de tsunami, para esta tesis se determinó como 8.56.
β	Valor $2/3$ según Kagan 1997, 1999.
$H_\varepsilon(x)$	Función generalizada de Pareto
x	Variable aleatoria
ε	
H_{rms}	Valor de la altura cuadrática media
P_x	Valor de la precipitación interpolado para la estación x
P_i	Valor de la precipitación de la estación i
a_i	Factor de contribución de la estación i
N_x	Valor de la precipitación normal anual de la estación x
D_i	Distancia entre estaciones
b_i	Coefficientes del método de regresión lineal múltiple
Y	Valor interpolado de la estación x, con el método de interpolación lineal múltiple
j	Valor residuo del método de regresión lineal múltiple
J	Vector residuo del método de regresión lineal múltiple
P_{ti}	Día con precipitación en la estación i
m_i	Valor promedio de la precipitación en la estación i
ω_i	Peso de la distancia estadística

γ_{0i}	Inverso del peso de la distancia estadística
r	Coefficiente de correlación
S_{XY}	Covarianza de X e Y
S_X	Desviación típica de la variable X
S_Y	Desviación típica de la variable Y
cv	Coefficiente de variación
σ	Desviación típica
\bar{X}	Media aritmética

Introducción

Objetivos

Objetivo general del estudio

Realizar una caracterización de los peligros y la vulnerabilidad de sistemas costeros a la inundación, presentes en las costas de México para la determinación de índices de riesgo como herramienta de planificación y administración sustentable.

Objetivos particulares

Para alcanzar el objetivo general, el trabajo de investigación ha cubierto los siguientes objetivos particulares:

- Caracterizar las costas mexicanas, considerando la vulnerabilidad de los diversos sistemas costeros y el efecto de potenciales actuaciones, para:
 - Determinar el riesgo de inundación por amenaza en condiciones extremas o continuas de agentes geológicos e hidrometeorológicos.
 - Estimar el peligro por tormentas tropicales, huracanes y nortes en términos de la altura de ola cercana a la costa.
 - Estimar el peligro por lluvia, considerando la precipitación acumulada por mes para el territorio mexicano.
 - Construir las curvas de peligros, para la vertiente del Pacífico y del Atlántico.

Organización de la tesis

La presente tesis se ha dividido en cuatro capítulos buscando cubrir el marco teórico general que incluye la estimación del riesgo costero y luego se presentan dos capítulos en los que se presentan y trabajan los resultados.

El capítulo 2 presenta un resumen de las principales definiciones de zona costera que dominan los estudios del Manejo Integral de Zona Costera, se hace hincapié en los procesos energéticos que interactúan y que dominan las costas según la morfología y características del sedimento. También se describen los tipos de costas que existen para entender cuáles son los límites que se deberían proponer en un estudio de Manejo Integral de Zona Costera.

El capítulo 3 está dedicado a la caracterización de las costas mexicanas. Este reconocimiento es fundamental para sentar la base de conocimiento de los atributos particulares de cada región del litoral mexicano sobre la que se estimará el riesgo.

El capítulo 4 describe los peligros que se consideraron en esta tesis, iniciando con el peligro por tsunamis y describiendo la metodología y teorías que se siguieron para estimar las curvas de peligro para la vertiente del Pacífico mexicano. Posteriormente se considera el peligro por Nortes, Huracanes y Tormentas Tropicales, también se describen la teoría y metodología para estimar las curvas del periodo de retorno. Finalmente se aborda el peligro debido a la precipitación acumulada, describiendo los métodos de interpolación para completar registros de datos faltantes.

En el capítulo 5 se presentan los resultados obtenidos y se discute la exposición al peligro que presentan las diferentes regiones del litoral mexicano.

El capítulo 6 pretende acotar las ideas que se siguieron para realizar esta tesis concluyendo respecto al conocimiento generado y al trabajo realizado. Finalmente se plantean las futuras líneas de investigación que han quedado abiertas al término de este trabajo.

1.1 México y la zona costera

México, según datos oficiales del INEGI, está localizado en el extremo meridional de América del Norte con coordenadas geográficas extremas de: al Norte $32^{\circ}43'06''$ N (extremo noreste del poblado de Los Algodones, Valle de Mexicali), al Sur: $14^{\circ}32'27''$ N (desembocadura del río Suchiate, frontera con Guatemala), al Este: $86^{\circ}42'36''$ W (extremo suroeste de la isla Mujeres en el Caribe mexicano) y al Oeste: $118^{\circ}27'24''$ W (Punta Roca Elefante de la isla Guadalupe, en el Océano Pacífico).

Según la ley federal del mar (1986) México cuenta con: *mar territorial (aguas marinas interiores)* que incluye la parte norte del golfo de California, las bahías internas, los puertos, las aguas internas de los arrecifes y las desembocaduras o deltas de los ríos, lagunas y estuarios comunicados permanentemente o intermitentemente con el mar; además de *zona contigua, zona económica exclusiva, plataforma continental y las plataformas insulares*.

En la costa occidente, México tiene un extenso litoral que se baña con las aguas del pacífico y el mar de Cortés y en la costa oriental el litoral se baña con aguas del Golfo de México y del mar Caribe. El mar patrimonial de México está constituido por dos regiones: el mar territorial, que se mide desde la línea costera hasta 25 km mar adentro y la zona económica exclusiva, que alcanza 200 millas náuticas desde el litoral. La superficie del mar patrimonial mexicano es de aproximadamente 2.7 millones de km².

En cifras del INEGI México posee 11,592.77 km de litoral, sin contar el litoral insular. La morfología del litoral es variada y se deforma por los procesos erosivos, lo cuales, a su vez, son consecuencia de los procesos físicos por interacción del agua oceánica con la superficie terrestre y la atmósfera.

La población mexicana que reside dentro de la franja de 150 km contigua a la costa representa el 15.5 % de la población nacional según los datos del INEGI (2010). La

dinámica poblacional indica que la población costera se focaliza en ciudades urbanas, aunque se conoce la dispersión de comunidades de tipo rural. Históricamente los asentamientos costeros están asociados a los puertos de origen español de tiempos coloniales, tanto en la vertiente del Golfo de México y Mar Caribe, como en la vertiente del Pacífico.

Históricamente en México las zonas costeras habían sido excluidas de los planes de manejo integral debido a la gobernanza del estado mexicano. En la actualidad se ha empezado a reconocer su importancia por dos razones, la primera basada en que éstas proveen de bienes ambientales y económicos a las poblaciones costeras y terrestres, y la segunda dado el reconocimiento de la vulnerabilidad de las poblaciones costeras ante peligros como ciclones tropicales, incremento en el nivel del mar, tsunamis/terremotos y frentes fríos. Una de las razones por la cual se llegó a este reconocimiento son las alarmantes estadísticas publicadas por instituciones como el centro de investigación en la epidemiología de desastres (CRED por sus siglas en inglés), que clasificó a México en el 2013 como uno de los 10 países con mayor número de población humana muerta debido a desastres hidrometeorológicos.

La zona costera como concepto, carece de una definición universalmente aceptada porque posee diversos grados de libertad entre los que destacan las perspectivas que las ciencias tienen de la tierra y el océano; en este sentido se establecen los límites de la zona costera según el enfoque que se requiere evaluar. Bajo un enfoque ingenieril, la zona costera se considera como la *zona de transición entre el ambiente marino y terrestre, directamente bajo la influencia de los procesos hidrodinámicos marinos o lagunares, extendiéndose desde la plataforma continental en el límite oceánico, hasta el primer cambio topográfico importante por encima del alcance máximo del oleaje de tormenta.* (CERC, 2000). Para la realización de esta tesis se consideró como zona costera a la franja localizada entre el mar abierto y la superficie terrestre, de constante transformación originada por la gran actividad entre los procesos terrestres, marinos y atmosféricos.

El alcance de la propuesta de zona costera comprende a la transición física entre mar y tierra, considerando que la extensión es variable según las características de las cuencas terrestres hidrográficas y el mar territorial, por lo tanto, se pretende establecer límites precisos a gran escala. El término de gran escala permite jerarquizar la información según la caracterización de la zona costera, que a su vez abarca regiones de las 2 vertientes (Pacífico y Golfo de México y Mar Caribe). Para el Manejo Integral de Zonas Costeras, será necesario incrementar la resolución de la escala, de tal manera que en la presente tesis las regiones serán subdivididas por unidades de manejo.

1.2 Regionalización de las costas mexicanas desde el concepto de zona costera

La regionalización de las costas propuesta en esta tesis, teniendo en cuenta el marco de gran escala, se basa en considerar a la hidrodinámica como un ente moldeador de los rasgos geomorfológicos de la costa, es decir, cuando los ecosistemas costeros encontrados son el resultado de la combinación entre régimen energético y tipo de costa. Dado que los procesos dominantes son los que determinan el tipo de ambiente, las actividades e infraestructura son correlacionadas directamente a la respuesta fisonómica de la costa. Se reconoce que en diversos lugares no existe una correlación o adaptación a dichos procesos, por falta de previsión, haciendo discordante el desarrollo.

Los tipos de costas que se han caracterizado son: baja arenosa, mixta y rocosa, esperando sintetizar los rasgos geomorfológicos que predominan en el litoral mexicano y a fin de simplificar la clasificación, de acuerdo con su origen geológico tal como se describe en el Manual de Ingeniería Costera (CERC, 2000). La clasificación de dicho manual sugiere la división de las costas del mundo en: a) primarias, formadas por agentes marinos; y b) secundarias, formadas por procesos marinos.

1.3 Riesgo, peligro y vulnerabilidad, en un enfoque subjetivo hacia el manejo integral de zonas costeras

El término riesgo es usado ampliamente por muchos sectores que desean evaluar el comportamiento de sus intereses durante un cierto periodo de tiempo. En el sector costero la evaluación del riesgo pretende asignar un valor de probabilidad que relaciona a un peligro dinámico con las pérdidas que ocasiona. En el presente trabajo se toma como enfoque objetivo a la asignación de un valor cuantitativo en términos del conocimiento de los peligros y de la vulnerabilidad de la zona costera.

En el enfoque objetivo, la probabilidad es una medida numérica que se traduce en un estado de confianza, por lo tanto el riesgo nunca tiene un valor igual a cero.

Para obtener un estado de confianza del riesgo en las zonas costeras es necesario contar con suficiente información sobre la magnitud y frecuencia de los peligros meteorológicos, oceanográficos, tectónicos y antrópicos que ocurren dentro de las regiones de traslape de la zona costera. La importancia de investigar estos peligros y sus posibles efectos a gran escala, radica en la generación de conocimiento que permite comprender las causas y las respuestas históricas de la geomorfología costera a sus diversas amenazas, así como su impacto en los cambios de uso de suelo (vulnerabilidad y peligros). Hasta ahora los estudios de riesgo debido a los peligros que impactan la costa suelen asociarse a una escala espacial corta.

Para estimar el riesgo existen múltiples metodologías (Escudero Castillo, Mendoza Baldwin et al., 2012):

- ❖ -Análisis de preferencias reveladas y expresadas, Samuels, 2009
- ❖ -Análisis de costo beneficio, Samuels, 2009, Coninx y El Kahloun, 2007, Rose, Porter et al., 2007
- ❖ -Análisis multicriterio, Tkach y Simonovic, 1997, e Costa, Da Silva et al., 2004, Brouwer y Van Ek, 2004
- ❖ -Representación genérica de análisis de riesgo, Faber y Stewart, 2003

- ❖ -Matriz de riesgo, Kappes, Keiler et al., 2012
- ❖ -Análisis pro, posterior y pre-posterior, Faber y Stewart, 2003
- ❖ -Riesgo múltiple de peligro costero, Gornitz, Daniels et al., 1997
- ❖ -Múltiple peligro (sísmico-hidrológico), Preuss y Hebenstreit, 1998
- ❖ -Índice de vulnerabilidad costera, Vittal Hegde y Radhakrishnan Reju, 2007, Gornitz, Daniels et al., 1997
- ❖ -Source-pathway-receptor-consequences, Oumeraci, Jensen et al., 2009, Burzel, Dassanayake et al., 2011
- ❖ -Triángulo del riesgo de inundación, Crichton, 1999

La ubicación de México, en la región Norte del continente americano, parcialmente sobre la latitud del Trópico de Cáncer, supone la ocurrencia de fenómenos extremos como tormentas tropicales e invernales, las cuales son asociadas al riesgo por inundación y erosión. Además, al ubicarse sobre la placa de Norteamérica, la cual tiene contactos con las placas de Cocos, Rivera, Caribe y del Pacífico, se producen una serie de procesos de dinámica geológica, de los cuales el más relevante es la subducción con la placa de cocos.

1.3.1 Peligros

Los principales peligros que ocurren frecuentemente en las costas mexicanas y que han sido asociados al riesgo por inundación y erosión son:

- Oleaje
- Disminución de Precipitación pluvial (sequías)
- Marea de tormenta
- Tsunamis
- Corrientes

Las consecuencias de un peligro dependen del elemento en riesgo o receptor, como la población o edificios y, evidentemente, de su grado de vulnerabilidad, es decir, su capacidad de cambiar o ser dañado como resultado del evento.

De los peligros listados, para esta tesis se consideran los tsunamis de origen local, porque no hay ningún estudio probabilístico que asocie la sobreelevación frente a la costa según la magnitud del terremoto generador. También se considera el peligro por sobreelevación frente a la costa debido a tormentas tropicales, huracanes y nortes que representa el peligro por oleaje, teniendo en cuenta que la unidad mínima para ese estudio en términos de escala es la de subregión costera, que puede ser mayor a 100 km. Y por último se considera el peligro por precipitación pluvial considerando como unidad mínima la cuenca hidrológica. Los peligros tienen en común que las escalas consideradas abarcan considerables kilómetros, ya sea en unidades de longitud o bien de área, con el único objetivo de asignar un valor del peligro mediante el concepto de gran escala.

1.3.2 Vulnerabilidad

El impacto de los peligros naturales puede ser devastador desde el punto de vista social y/o económico. La trayectoria de los ciclones tropicales, la ocurrencia de los frentes fríos, los terremotos y tsunamis es parte del historial de fenómenos que han acontecido en las costas mexicanas y que según su magnitud y grado de afectación se consideran desastres (entendiéndose desastre como el evento que devasta infraestructura o provoca la muerte de una parte de la población). Después de la ocurrencia de un desastre se estiman los daños y el resultado suele indicar las zonas físicas que tuvieron una exposición mayor al peligro en cuanto a magnitud e intensidad.

La vulnerabilidad costera es eminentemente física y se le asocia un valor estimado de las características geomorfológicas, hidrodinámicas, ambientales y socio-económicas, que varía según el nivel de marginación, tipo de construcción, densidad poblacional, etc.

1.3.2.1 Exposición

La exposición de una zona o una población a un peligro dado, depende de su ubicación natural. Para estimar el grado de exposición es necesario investigar las trayectorias, frecuencias e intensidades del peligro que altera el ambiente, la vía por la que altera y los niveles de impacto. Es posible definir que la probabilidad de daño es relativamente pequeña cuando el grado de exposición de una población es significativamente menor que la intensidad del peligro que provoca una respuesta de la población y en caso contrario la probabilidad es alta.

1.3.2.2 Incertidumbre

Los modelos actuales son deficientes en la representación de fenómenos que ocurren en la atmósfera y los océanos.

Tipos de incertidumbre:

- ❖ Variabilidad y heterogeneidad estadística (incertidumbre aleatoria o exógena).
- ❖ Incertidumbre de modelo o por parámetro.
- ❖ Incertidumbre profunda.

La variabilidad y heterogeneidad se refieren a las variaciones naturales del ambiente, del medio de exposición y de la susceptibilidad de las subpoblaciones, siendo inherentes a todo estudio por lo cual, desafortunadamente, no pueden ser controladas por la toma de decisiones, ni se pueden reducir con la recopilación de más información. La estimación empírica debe ser estudiada a detalle y se recomienda cuantificar con técnicas estadísticas estándar, aunque podría ser necesario reunir más datos.

La vulnerabilidad en esta tesis se reconoce como una variable involucrada en el riesgo; sin embargo, no se estima un valor de la vulnerabilidad, porque en comparación con el peligro, la vulnerabilidad requiere que el estudio sea realizado con una mayor resolución espacial.

2 La zona costera

Parte fundamental del manejo integral de las zonas costeras ha sido la definición sobre cuáles son los límites físicos en los que suceden los procesos hidrodinámicos que dejan huella en la morfología costera y que dan lugar al complejo sitio a definir como zona costera, como un intento por aceptar una definición universal.

El manual del CERC, 2000 define a la zona costera como la *zona de transición entre el ambiente marino y terrestre, directamente bajo la influencia de los procesos hidrodinámicos marinos o lagunares, extendiéndose desde la plataforma continental en el límite oceánico, hasta el primer cambio topográfico importante por encima del alcance máximo del oleaje de tormenta*. La perspectiva de la definición es en dirección de mar hacia tierra.

La definición propuesta por SEMARNAT en el Programa de Manejo Integral de la Zona Costera se basa en la definición de Ambientes Costeros de la Política Ambiental Nacional para el Desarrollo Sustentable de Océanos y Costas de México (SEMARNAT, 2006). *Zona costera es el área comprendida por todos los municipios con frente de costa y hacia mar adentro hasta las 12 millas de Mar Territorial*. Lo que se considera como zona costera tiene una perspectiva política y de manera general pudiera entenderse que muchos procesos actúan, aunque nunca se mencionan.

En el presente estudio se consideró como zona costera a la franja localizada entre el mar abierto y la superficie terrestre, de constante transformación originada por la interacción de la gran actividad entre los procesos terrestres, marinos y atmosféricos. Esta definición permite alternar la perspectiva, es decir se puede hacer de tierra hacia mar o viceversa.

Se ha establecido que las costas son dominadas por procesos energéticos debidos al oleaje, mareas o ríos, entre otros; además, algunas costas pueden ser dominadas por la combinación de oleaje-marea, oleaje-río y marea-río. El sedimento y la forma de la zona costera en parte son reflejo del proceso energético dominante, por lo tanto también influye en la génesis de ecosistemas costeros.

Davies y Moses, 1964 proponen tres categorías de las costas, según el rango de la marea; a) micromareal (<2 m), b) mesomareal ($2 - 4$ m) y c) macromareal (>4 m). Posteriormente Hayes, 1979 subdividió en 5 categorías como un refinamiento a la clasificación original; a) micromareal (<1 m), b) mesomareal – baja ($1 - 2$ m), domina el oleaje en este tipo de costas, c) mesomareal – alta ($2 - 3.5$ m), d) Macromareal – baja ($3.5 - 5$) y e) Macromareal – alta (>5 m).

De manera general, en esta tesis se distinguen tres subregiones de la zona costera (Figura.- 1): la subregión supralitoral, intermareal e infralitoral, las cuales según el rango de marea y/o el tipo de oleaje adquieren su morfología.

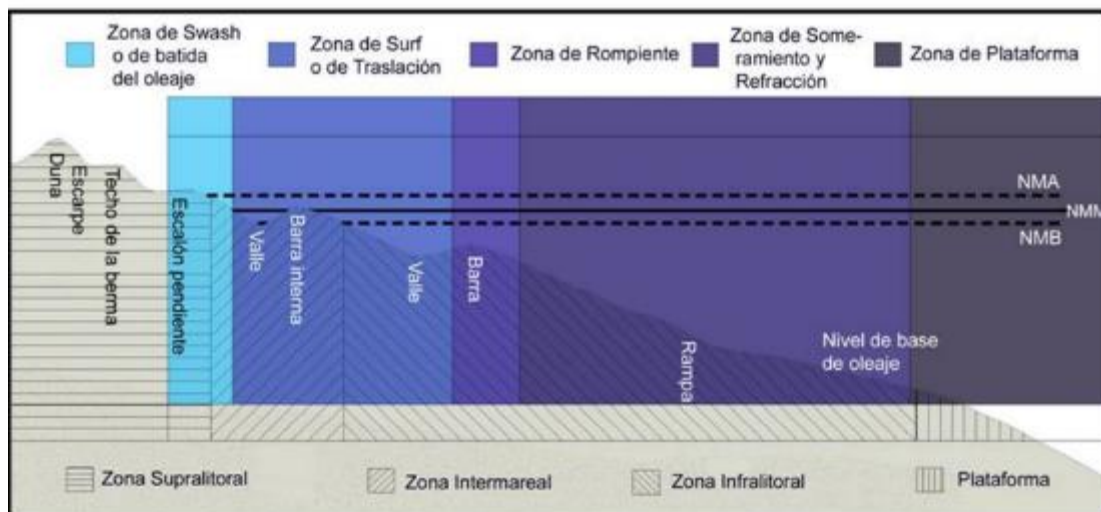


Figura.- 1 Regiones de la zona costera.

Subregión supralitoral, se ve afectada en condiciones de tormenta y su límite superior se caracteriza por un cambio brusco de la pendiente o en la composición

y disposición del material. Sus formas más características son dunas y bermas (Davis Jr, 1985), las cuales se extienden tierra adentro cuando existen cuerpos de agua superficiales, como lagunas costeras. Los límites de esta subregión, se determinan entonces por el alcance de los ecosistemas adyacentes, como marismas o humedales, o de la cuña salina, en caso de que exista descarga de ríos a la laguna.

Subregión intermareal, comprendida entre los alcances superior e inferior de la marea astronómica en condiciones normales. Puede presentar escalón y sucesión de barras de arena y surcos (Guillén y Díaz, 1990).

Subregión infralitoral, se extiende desde la base de la subregión intermareal hasta el límite inferior de la acción del oleaje durante los temporales (Maldonado y Zamarreño, 1983). Las formas características de esta zona son las barras sumergidas de arena.

Es importante reconocer los ambientes costeros que se encuentran en cada tipo de costa según el proceso que las domina. Por este motivo, en la presente tesis se describen tratando de seguir las definiciones que se encuentran en la literatura y que se pueden aplicar en las costas mexicanas, para reconocer a gran escala cuál es su distribución respecto al peligro.

2.1 Costas Micromareales (<1 m)

La morfología de este tipo de costas suele asociarse a playas rectas, algunas con presencia de barras en la zona intermareal e inframareal. Las playas son dominadas por el oleaje, estando el límite de zona costera en el lado mar, asociadas generalmente a la profundidad de cierre. Hallermeier, 1981 sugiere que la profundidad de cierre está relacionada al promedio anual de la altura de ola significativa y al periodo de ola asociado

$$h_{cl} = [\overline{H_{sig}} - 0.3\sigma_{sig}]T_{sig} \sqrt{\frac{g}{5000d_{50}}}$$

h_{cl} = Profundidad de cierre.

H_{sig} = Altura de ola significativa.

T_{sig} = Periodo de ola significativa.

g = Valor de la gravedad.

d_{50} = Valor del diámetro característico del sedimento de la playa.

Del lado tierra, en la región supralitoral donde las dunas costeras predominan, el oleaje de tormenta es el que tiene contacto directo y el que rige el tipo de vegetación y tamaño de sedimento; la zona costera tiene como límite a las dunas estabilizadas, lo cual puede ser variable según las condiciones.

2.2 Costas mesomareales – bajas (1 – 2 m)

Las costas de este tipo presentan fuentes de sedimento de origen marino, pero predominan las fuentes terrígenas las cuales generalmente están influenciadas por la presencia de desembocaduras de ríos de cuencas pequeñas. Existe la presencia de flechas donde el proceso dominante es el oleaje y en presencia de tormentas, el oleaje llega a rebasar las flechas abriendo bocas intermitentes que después de las tormentas son parcialmente o totalmente cerradas por la acción del oleaje o por las mareas. En México son conocidas las costas del Sur de Chiapas y parte de Oaxaca, donde el proceso dominante de las costas es el oleaje.

2.3 Costas mesomareales – altas (2 – 4 m)

Costas mesomareales altas, presentan rangos de marea relativamente constantes. Este tipo de costas permiten la presencia de estuarios, deltas y lagunas que por su tamaño y forma limitan la salida de agua hacia el mar (Figura .- 2). El proceso dominante es atribuido a la marea y la energía debida al oleaje se entiende que es baja; sin embargo en temporada de tormentas suele generar barras, pero en cuestión de tiempo las mareas movilizan tanto sedimento que pueden reubicar y modificar la geometría de las barras, lo cual frecuentemente trasladan espacialmente las zonas de someramiento y rotura (Oertel, 1977). En México se tiene conocimiento que este tipo de costas se presentan en los estados de Sonora y Baja California.



Figura .- 2 Playa mesomareal en el estado de Chiapas, tomado de Google earth (lat. 14.861909N, long. 92.571521W).

2.4 Costas Macromareales bajas (3.5 – 5 m)

En costas macromareales la marea moviliza al sedimento hacia los canales deltaicos haciendo que su capacidad hidráulica disminuya; sin embargo, en otros deltas el comportamiento hidrodinámico de los canales deltaicos es diferente ya

que la duración de llenado (fase de inundación de las mareas) es más corta que la duración de la fase de marea de vaciado. Como resultado en algunos sitios de los márgenes de los canales deltaicos se deposita sedimento fino, que el manglar toma como sustrato. En el caso de estuarios, cuando las costas son relativamente viejas geológicamente y cuando el sedimento fluvial disminuye, morfológicamente se crea una planicie costera donde el sedimento se mueve libremente, predominando el sedimento fino que puede ser de tipo orgánico al ser retenido por la vegetación.

2.5 Costas Macromareales altas (> 5 m)

En muchas latitudes, la presencia de deltas y estuarios es muy común en este tipo de costas; sin embargo, en México por el rango de marea, sólo se puede encontrar el delta del Colorado.

2.6 Ambientes dominados por la marea

En ambientes dominados por la marea los cambios que ocurren no son bien conocidos debido a la complejidad de los procesos; tal es el caso de la hipersincronicidad en el comportamiento de la marea, lo que significa que la amplitud de marea se incrementa en dirección a tierra debido a la geometría de los canales que comprende a los estuarios o deltas. Se tiene conocimiento que las zonas con las corrientes mareales de orden menor son las bocas, pero no en la transición río-delta y la parte central del delta que son las zonas donde ocurren las mayores corrientes mareales. Tal configuración puede hacer que el sedimento se reparta en dos zonas debido a la marea y en esas dos zonas la granulometría es muy semejante. Los ambientes dominados por mareas se caracterizan por tener una red compleja de canales y barras.

La zona de transición entre ambientes terrestres y marinos es un lugar donde se producen infinidad de cambios ya sea por erosión o sedimentación. Entre los factores que amplifican o atenúan los cambios se consideran los siguientes:

- La batimetría y geomorfología
- La fuente de energía física responsable del movimiento del sedimento
- La frecuencia resultante y la dirección del movimiento del sedimento
- La salinidad del agua.

Las mareas son dominantes si las corrientes mareales mueven más sedimento que las corrientes de los ríos y el oleaje. Geomorfológicamente, la dominancia de las mareas se observa en las costas que presentan barras alongadas y redes de canales algunas más por ausencia de costas rectas o playas.

Los tres procesos físicos que deben considerarse son: corrientes de los ríos, corrientes mareales y oleaje.

2.6.1 Corrientes de los ríos

En deltas y estuarios, debido a la disminución del gradiente hidráulico, la corriente de los ríos en dirección al mar tiene menor influencia a medida que se adentra al mar. La división de la corriente principal en los canales de los estuarios y deltas contribuye al decremento de la influencia de los ríos.

2.6.2 Corrientes mareales

La conexión directa de los estuarios y deltas con el mar está sujeta a la acción de las mareas que producen una actividad alternante de inundación y vaciado, generando corrientes mareales. El rango de marea y las corrientes mareales se incrementan en magnitud a medida que atraviesan los deltas y estuarios en dirección de mar hacia tierra, porque la marea entrante se comprime progresivamente en una sección transversal más angosta por lo que la onda se propaga llegando a un límite impuesto por la fricción; como resultado la velocidad máxima de la corriente mareal se presenta en la parte central del

estuario y/o en los deltas entre la entrada y la parte central de la planicie deltaica.

2.6.3 Dirección de transporte de sedimentos

Dalrymple y Choi, 2007, mencionan que la resultante de las velocidades de las corrientes es la suma de la marea y de las corrientes de los ríos; en tal caso se ignora la circulación de las masas de agua debido a la densidad, que aplica a estuarios angostos; también se tiene que incluir el efecto del viento. En el río, la velocidad de las corrientes varía lentamente en escala de tiempo de semanas hasta meses, según sea el grado de afectación en la descarga del río por tormentas o variaciones estacionales. Los ríos que tienen tránsito de avenidas bastante rápido, presentan variaciones en la velocidad de magnitud pequeña en comparación con la variación por mareas semidiurnas.

Si se recorre un delta o estuario en dirección de tierra a mar, en el caso de la influencia mareal, se registra primero una modulación mareal producto del flujo del río en dirección al mar (la corriente del río se dirige siempre hacia el mar) aunque la velocidad varía según el ciclo de marea, es decir, si la marea está inundando, la velocidad de la corriente del río disminuirá y si la marea está vaciando la velocidad de la corriente del río se acelerará. A medida que uno se acerca más al mar, gradualmente se incrementa la fuerza de las mareas y la corriente del río disminuye; si la corriente mareal aumenta, la corriente en el río cambia de dirección hasta llegar al máximo límite de ascenso de la marea que se localiza aguas arriba.

El máximo límite de ascenso no se puede definir, ya que varía según la magnitud de la corriente o bien por los cambios en los rangos de marea que se presentan en distintas épocas del año, así en estuarios o deltas con influencia estacional en estiaje, las mareas pueden alcanzar un ascenso mucho más considerable que épocas de avenidas, teniendo influencia en una gran área.

En la transición fluvial-marítima dominada por el río, el movimiento de agua y sedimento neto es transportado hacia el mar donde la marea domina y el transporte de sedimento neto puede ser en dirección del mar o tierra según el ciclo de marea.

Al entrar en un estuario o delta, la deformación de la onda de marea ocurre por la profundidad del sistema ya que experimenta mayor fricción, lo que provoca que la marea en inundación tenga una duración corta y las velocidades sean mayores en comparación con las velocidades en vaciado. El transporte de sedimentos es en dirección a tierra en las partes más cercanas al mar.

Todos los sistemas dominados por la marea tienen un punto donde el transporte de fondo converge, pudiendo localizarse en la parte más cercana al proceso que domina y dependiendo si se trata de un estuario o un delta. En un estuario dominado por la marea el sedimento converge en dirección a tierra en la parte media del estuario. En el caso del delta, el sedimento converge en el área de la boca y en las barras que crean los canales tributarios, es decir en dirección al mar.

2.6.4 Morfología de canales y barras

Todos los ambientes costeros dominados por mareas tienen canales, siendo muy semejantes a los sistemas fluviales con meandros. Los márgenes de los meandros y la parte central de los canales tienden a experimentar una mayor sedimentación, debido a las corrientes de la marea. Las barras que caracterizan a los sistemas dominados por mareas generalmente tienen su génesis por erosión.

Las observaciones modernas sobre los ecosistemas dominados por mareas indican que el sistema de canales y barras cambia de forma sistemática a través de la transición fluvial - marítima. El control primario de los cambios es el predecible incremento en el flujo de agua del lado mar que sucede en los canales, así la marea mueve la mayor cantidad de agua y ejerce control en la zona de transición fluvial marítima. En el lado mar, el flujo de la marea incrementa como

resultado del incremento progresivo en el área a ser inundada o drenada en cada ciclo de marea y como consecuencia todos los canales con fuerte influencia mareal muestran un incremento de su área transversal en el lado mar. Los canales en la parte del lado mar generalmente son más rectos en comparación del lado tierra, tal característica se asocia con la magnitud de las corrientes (Schumm y Khan, 1972). Así mismo, los canales dominados por mareas se vuelven más sinuosos en dirección a tierra debido a que la velocidad de las corrientes disminuye en dirección a tierra.

Los canales de estuarios y deltas tienen comportamientos diferentes: estuarios dominados por mareas presentan meandros angostos donde converge el sedimento del fondo por lo que esta zona representa la menor energía hidráulica localizada entre la parte fluvial y mareal del estuario. En deltas dominados por marea, el radio de curvatura no es tan angosto como los meandros de los estuarios, los canales son menos sinuosos del río hacia el mar.

Los cambios longitudinales en la anchura del canal y la curvatura tienen una influencia fuerte en la naturaleza de las barras que se forman. En los canales más sinuosos (característicos del lado tierra de los sistemas mareales), las barras son pequeñas y no representan un obstáculo para el flujo de agua, en cambio en el lado mar las barras separan el flujo desviándolo hacia los canales. En las áreas del lado tierra donde el flujo es dominado por el vaciado de la marea, las barras son protegidas por los meandros, pero en flujo por inundación las barras están demasiado expuestas al flujo de vaciado provocando que tengan una forma larga con conexión a los canales rectos cercanos al lado mar.

Las barras largas pueden ser cortadas oblicuamente por canales pequeños, dichos cortes ocurren en el lugar donde las barras han crecido tanto que impiden el flujo a través del canal y por tanto el crecimiento de las barras tiene una correlación con la disminución de la profundidad. Las barras crecen lateralmente por dos razones, la primera es que crecen en la zona interior de las curvas de un canal y generan sedimentación sucesiva y la segunda porque las barras largas están

orientadas en un ángulo oblicuo respecto a las corrientes predominantes y por lo tanto su lado expuesto es erosionado y el lado protegido genera sedimentación.

2.7 Zona fluvial

Por definición esta zona no experimenta gran influencia de las mareas, por tanto se puede despreciar el efecto de las mareas en las corrientes de los ríos. En esta zona el sedimento es grueso con una capa delgada de finos que permite la formación de rizos; así mismo, cuando el rango de marea es mayor según la estación del año, las formas de fondo se ven afectadas.

2.7.1 Zona fluvial marítima

El final de esta zona representa el punto donde la acción de la marea deja huella sobre el sedimento el cual se conoce como límite de la marea. En estuarios el límite de la marea se encuentra en la zona final donde es dominado fluvialmente. En estuarios es en el lado mar donde la anchura es la que permite la formación de barras largas. La zona fluvial - marítima puede abarcar kilómetros porque es muy dinámica, siendo la sinuosidad de los canales incrementada del lado mar en el caso de estuarios y disminuida en deltas en el lado mar. En el caso de la distribución de la salinidad del agua, va de dulce a salada en dirección de tierra a mar.

2.7.2 Canales deltaicos activos

Esta zona se extiende desde la bifurcación de los canales tributarios hasta la boca del lado mar, se consideran solo los canales que reciben suficiente aporte de los ríos terrestres y representan la porción activa de la planicie deltaica. Los canales tienen influencia de las corrientes de los ríos y de la marea, pero las mareas dominan energéticamente, sin embargo, el transporte neto de sedimento es hacia el mar. Del lado mar, la sinuosidad es tan baja que hasta pueden considerarse rectos, siempre y cuando la descarga de los ríos sea estacional; la granulometría

presenta variaciones según las estaciones, en estaciones con presencia de tormentas la forma y tamaño del sedimento es diferente que cuando el sedimento es transportado por escurrimientos regulares. Algunas veces en los canales se presenta la velocidad máxima de la corriente de la marea, que da forma a los canales reacomodándolos según sea el caso de la marea, este proceso se considera cíclico, pero en la época del año que se presentan las mareas vivas, las formas que se hayan construido antes tienden a erosionarse. En la marea muerta las capas de sedimento fino pueden compactarse, generando una nueva capa de sedimento que sólo el oleaje en presencia de tormentas puede erosionarlas.

2.7.3 Estuario medio

Esta área del estuario ocuparía la misma región que la planicie deltaica de canales tributarios. Algunos canales deltaicos se consideran estuarios porque no tienen influencia de las descargas de los ríos y porque los canales modifican su forma por efecto de las mareas. Esta zona contiene la máxima marea y la máxima velocidad de la marea; el transporte neto de sedimento es en dirección a tierra (opuesto al transporte de los deltas) y la influencia de la descarga de los ríos es despreciable en todos sentidos.

Existen dos tipos de estuarios según su génesis, los que están situados en valles amplios y que favorecen la inundación periódica por el efecto de la marea y los estuarios que aprovechan los canales abandonados de los deltas y que la marea domina. En todos los estuarios se distingue que los canales se vuelven más sinuosos en dirección a tierra donde se presenta la transición fluvial – marítima que es la zona donde los ríos disipan toda la carga hidráulica que traen de aguas arriba.

2.7.4 Barras tributarias localizadas en las bocas

El área de barras tributarias de un delta se localiza en la parte más baja del flujo de agua, donde el sedimento de los deltas es el más fino de todo el sistema. En

magnitud, la corriente de la marea es más fuerte que la corriente de los ríos, por lo que se produce canales por donde el agua fluye y es el lugar donde la fuerza del oleaje incide sobre el sistema deltaico.

2.7.5 Barras externas de estuario

Las barras que se producen en la parte externa en lado mar de los estuarios, son las barras que continuamente se erosionan debido al flujo de las mareas y a la incidencia del oleaje (Figura .- 3). El tamaño de los granos de arena en las barras suele ser más grueso que en la parte media del estuario; esto influye en la manera en la que el sedimento es depositado y en el transporte del mismo en los estuarios que es en dirección a tierra. También se reconocen las dunas que se forman en los extremos del estuario, en parte por la convergencia de sedimento en esa zona.

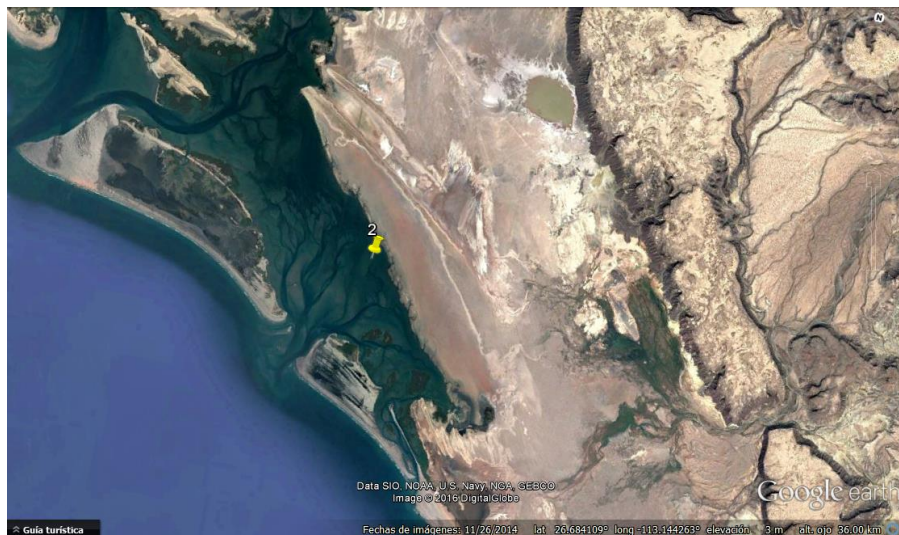


Figura .- 3 Barras externas de estuario situado en el estado de Baja California Sur. Tomado de Google earth (lat. 26.684109N, long. 113.144263W).

2.7.6 Plataforma marina dominada por marea

El área de la corteza marina dominada por las mareas tiene un comportamiento diferente al frente de los deltas, ya que las mareas erosionan a la corteza marina y

el sedimento es transportado hacia tierra; en el caso que exista presencia de tormentas, el oleaje incrementa el poder erosivo de las mareas.

2.7.7 Frente deltaico y prodelta

Los depósitos del frente deltaico presentan un proceso de depositación característico en el cual los granos más gruesos permiten que los granos finos y el material de tipo arcilla se vayan colocando por capas unos encima de otros, siendo muy lento. La Figura.- 4 muestra un ejemplo de frente deltaico.



Figura.- 4 Frente deltaico localizado en el estado de Guerrero. Tomado de Google earth (lat 16.7081N, long 99.612125W).

2.8 Caracterización de las Costas mexicanas

Para obtener el conocimiento holístico de una zona costera, es necesario, como primer punto, tener una visión general y clara de las partes y propiedades que la componen, es decir llevar a cabo una descripción completa de la zona. Como respuesta a ello surge la necesidad de determinar sus atributos particulares, es decir, aquellos que la distingan claramente de otras áreas, realizando así su caracterización. Habiendo descrito y caracterizado la zona en cuestión, después de conocer su problemática y plantear los objetivos de manejo, es posible

determinar de una manera adecuada las estrategias y alternativas para resolver dicha problemática de una forma sustentable, en donde sustentable se refiere al balance y equilibrio entre los intereses ecológicos, económicos y sociales a largo plazo.

La caracterización presentada en este trabajo pretende contribuir a los avances logrados en estudios como son el Atlas de México (Ortiz-Pérez y Lanza-Espino, 2006), Capital Natural de México (Sarukhán y Soberón, 2008), la Política Nacional Ambiental para el Desarrollo Sustentable de Océanos y Costas de México (SEMARNAT, 2006) y la Propuesta Metodológica para la Regionalización de los Mares Mexicanos (Espejel, Bermúdez et al., 2009), entre otros.

Siguiendo la metodología propuesta por (Espejel, Bermúdez et al., 2009), el proceso de clasificación y regionalización de la costa se realiza desde el punto de vista geográfico, de tal forma que el espacio se clasifica utilizando atributos geomorfológicos, hidrodinámicos y ecológicos.

2.8.1 Relieve costero mexicano

En México se encuentran sistemas montañosos, altiplanos, sistemas intermontañas y planicies costeras y dentro de estos sistemas se desarrollan los ecosistemas son restringidos, en extensión, por variables externas como el clima y la topografía (Figura.- 5).

En Baja California, el relieve predominante es el montañoso, en sitios donde existen los movimientos verticales se han creado terrazas y depósitos aluviales en las costas de la península. Los procesos de meteorización son episódicos debido al clima y a la precipitación, en cuestión de clima predomina el desértico y la precipitación varía de 500 mm en las partes altas a 10 mm en las planicies costeras.

Al norte de la península, las montañas que se extienden son continuación de la Sierra Nevada de Estados Unidos, las rocas intrusivas predominan y en menor proporción están las rocas sedimentarias, metamórficas y volcánicas.

Las planicies costeras son resultado de la erosión de las montañas y por acumulación de sedimento fluvio - marinos, lacustres, fluviales y eólicos.

Sonora es una región geológica antigua (Hubp, 1990), predomina una planicie costera sobre la que se asientan montañas, se reconocen cuatro unidades de relieve (El desierto de Altar, La planicie aluvial, Las cadenas montañosas transicionales a la Sierra Madre Occidental y El campo volcánico el Pinacate). De la costa hasta los 500 m.s.n.m., el relieve consiste en una planicie con sedimentos aluviales provenientes de rocas intrusivas, metamórficas y en menor proporción volcánicas. Algunas terrazas se reconocen en la costa de Sonora, este tipo de terrazas en algunos sitios han evolucionado a lagunas debido al ascenso del nivel del mar, este proceso es reconocido en una escala geológica.

Desde Sinaloa hasta la parte Norte de Jalisco se encuentra la Planicie de Occidente, que es una región dinámica del tipo fluvial. En las desembocaduras de los ríos Mayo, Fuerte y Yaqui se generan deltas y estuarios, en esta región se localiza Marismas Nacionales el cual es un sistema marítimo – fluvial.

La Sierra Madre del Sur se localiza desde Bahía de Banderas en Jalisco hasta el Istmo de Tehuantepec en Oaxaca. Presenta una actividad sísmica intensa, la costa en esta región es joven en escala geológica. La cadena montañosa es paralela a la costa y las playas que existen en esta región son depósitos fluviales a causa de los ríos de montaña que descargan en el Pacífico, el clima es sub – tropical y presenta tormentas y huracanes en verano, lo que incrementa las descargas de los ríos, en temporada invernal también hay precipitación en esta región, pero no de la misma magnitud que en verano. Las rocas son de tipo volcánico y calizas en las montañas más altas, las rocas metamórficas y granitoides se encuentran frente a las costas de Guerrero y Oaxaca.

En Chiapas existe una planicie costera donde se depositan los sedimentos de los distintos ríos de las sierras montañosas (Sierra del Soconusco y la Sierra Norte de Chiapas) que descargan al Océano Pacífico. La planicie costera se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta Tonalá; la influencia fluvial permite la presencia de lagunas costeras, estuarios, barras y flechas. En todo Chiapas se pueden apreciar distintas fallas debido a la gran actividad sísmica sumado a la actividad de dos volcanes (El Chichón y el Tacaná).

La Sierra del Soconusco de rocas graníticas se extiende paralela a la Costa de Chiapas, la red fluvial es muy densa y provee de sedimento a la planicie costera, la precipitación pluvial alcanza valores superiores a los 1500 mm.

La planicie costera del Golfo de México está situada en los estados de Tamaulipas, Veracruz, Tabasco y Campeche, es una región con yacimientos petroleros, en Tamaulipas la acumulación aluvial y marina ha permitido la presencia de lagunas, deltas y estuarios. Los procesos marinos en la parte Norte de Veracruz son muy activos y como consecuencia se desarrollan las barras en esta región. En la parte central de Veracruz los procesos eólicos y marinos han permitido la presencia de dunas. Al sur en la región de Tabasco y Campeche, predominan los procesos de acumulación fluvial, la precipitación ayuda mucho al proceso de erosión de las partes altas ya que la media anual llega a rebasar los 2000 mm. En esta planicie existen pantanos, lagunas y barras litorales.

La península de Yucatán es un conjunto de rocas sedimentarias, limita con las montañas de Chiapas y se extiende hasta el Golfo de México. En la península no existe una red fluvial, sin embargo, sí tiene una red de ríos subterráneos por las rocas de tipo kárstico que predominan en la región.

Hubp, 1990, reconoce tres unidades de relieve, 1) la planicie costera que cuenta con una franja de depósitos marinos y acumulación, 2) la planicie interior, que presenta una pendiente hacia la costa y 3) la porción meridional con escasos lomeríos.

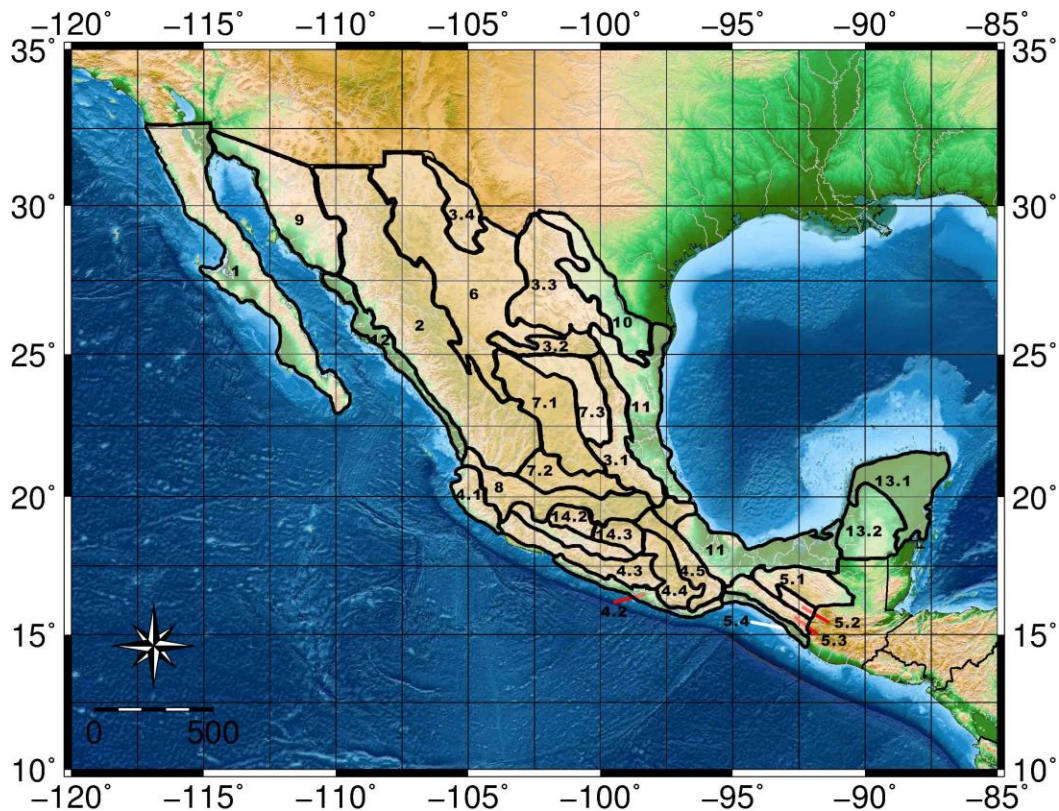


Figura .- 5 Regionalización geomorfológica de México, tomado de Hubp, 1990. 1 Península de Baja California. 2 Sierra Madre Occidental. 3 Sierra Madre Oriental (montañas plegadas). 3.1 Sierra Alta. 3.2 Sierras Transversales. 3.3 Sierras y Bolsones menores de Coahuila. 3.4 Sierras Paralelas de Chihuahua. 4 Sierra Madre del Sur (Montañas bloque y plegadas). 4.1 Montaña bloque de Jalisco. 4.2 Vertiente Costera. 4.3 Cordillera de Colima – Oaxaca. 4.4 Montañas y Altiplano de la Mixteca. 4.5 Sierras Orientales de Oaxaca. 5 Chiapas (sistemas montañosos de bloque y plegamiento). 5.1 Sierras y Altiplano Plegados del Norte de Chiapas. 5.2 Depresión central de Chiapas. 5.3 Montañas bloque Cristalinas del Soconusco. 5.4 Planicie Costera Marginal. 6 Provincia Sierras y valles. 7 Mesa central. 7.1 Planicies y montañas plegadas. 7.2 Planicies y sierras volcánicas. 7.3 Sierras plegadas y valles intermontanos. 8 Cinturón neovolcánico transversal.

2.8.2 Relieve marino mexicano

En esta tesis se consideran tres subambientes que conforman el ambiente marino, subambiente profundo, subambiente poco profundo y subambiente continental.

El subambiente poco profundo, considera a la plataforma continental la cual es muy corta en anchura en algunos sitios, pero en otros la plataforma se extiende a más de 300 km y hasta profundidades que van desde el nivel de marea muerta hasta cerca de los 200 km.

La plataforma continental, según Hubp, 1990 se ha delimitado con la isobata de 200 m, pero indica que no es correcto; ya que en algunos sitios la plataforma se une con el talud continental en la profundidad de 40 a 300 m de profundidad, tal variedad lleva a clasificar la plataforma continental en estrecha, ancha e intermedia.

En el Golfo de California, existe una fosa profunda que es resultado del movimiento horizontal de separación de la península de Baja California respecto al continente, la profundidad varía de norte a sur, en sitios de la península el hundimiento es evidente asociado a la tectónica de placas. La plataforma continental es estrecha y se tiene conocimiento de las fosas Delfín (-880 m), Salsipuedes (-1660 m), San Pedro Mártir (-1080 m), Guaymas (-2180 m), del Carmen (-2960 m), Farallón (-3480 m) y Pescadero (-4060 m).

La planicie abisal de la cuenca nororiental del Pacífico, se encuentra entre los 3500 a 4000 m de profundidad, cuenta con fracturas (Molokai y Clarión) y cordones de montañas submarinas, así como dorsales antiguas.

La dorsal del Pacífico mexicano se localiza frente a las costas de Jalisco y de Los Cabos en Baja California, creando las fracturas de Rivera y de Tamayo que a su vez son delimitadas por montañas submarinas.

La planicie abisal de la placa de Rivera, se considera como una mesa delimitada por la fractura de Rivera y el valle de la dorsal.

Dentro de la placa de Cocos también existe una planicie abisal, que se delimita por la dorsal del Pacífico oriental, la trinchera Mesoamericana y ramificaciones de la Dorsal hacia Costa Rica – Panamá.

En el Golfo de México la Plataforma continental se considera ancha, posterior a la plataforma continental se ha caracterizado el talud continental, el pie del continente y la planicie abisal. La plataforma continental es ancha frente a la costa de Tamaulipas y se va haciendo estrecha hasta la costa sur de Veracruz, después de esta región (San Andrés Tuxtla) la plataforma continental se vuelve a ensanchar hasta la costa de Yucatán. El talud continental presenta un relieve característico según la región, al Norte el talud es estrecho, en dirección perpendicular al centro de la costa de Veracruz el talud es ancho, al Sur de la costa de Veracruz el talud presenta formaciones montañosas con cañones como el cañón de Campeche de 45 km de largo. Y frente a las costas de Yucatán el talud vuelve a ser estrecho. El pie del continente rodea a la planicie abisal y es muy estrecho, se encuentra a profundidades cercanas a los 3800 km de profundidad.

Finalmente, la cuenca del mar Caribe que tiene una plataforma continental estrecha, la base del talud se encuentra a una profundidad de 12 a 230 km. La Figura.- 6 muestra los subsistemas del relieve marino mexicano.

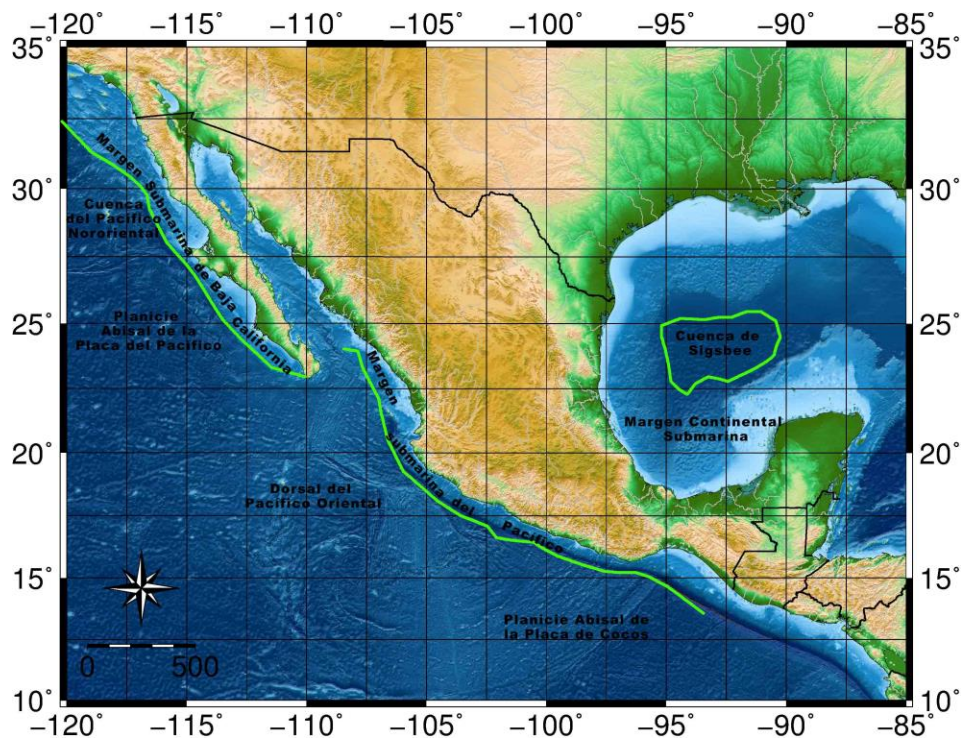


Figura.- 6 Relieve marino mexicano, modificado de Hubp (1990).

3 Peligro por terremotos y tsunamis en la costa mexicana sur, vertiente del Pacífico

3.1 Introducción

El estudio de los peligros por tsunamis y terremotos, es fundamental para determinar el riesgo y su probabilidad asociada. El análisis probabilístico tiene como resultado la estimación de curvas de peligro en un sitio en particular o mapas de excedencia para una probabilidad dada.

El análisis determinístico está basado en la modelación de un escenario y su propósito es desarrollar medidas precautorias contra tsunamis. En el manejo integral de las zonas costeras para poder cumplir con los múltiples objetivos de mitigación de peligros es conveniente que se realice los análisis a nivel probabilístico y determinístico.

Entre las fuentes que causan un tsunami se encuentran: impacto por asteroides, deslizamientos y desprendimientos de tierra submarinos, erupciones volcánicas y movimiento de las placas tectónicas.

En este estudio se consideran sólo los terremotos y tsunamis de origen local, es decir, los eventos distantes y tsunamis transoceánicos son despreciados debido a su baja intensidad y a que dependen de variables y parámetros que hacen muy compleja la caracterización; en adición la aleatoriedad en su ocurrencia hace más difícil el análisis.

Un método para definir la ocurrencia de tsunamis es por medio de las elevaciones registradas en las estaciones mareográficas; y por los registros de líneas de agua marcadas en los árboles. De los registros de las estaciones mareográficas

vinculados a sismos, se consideran sólo aquellas elevaciones mayores a 0.1 m, por los efectos que pueden llegar a tener.

Los tsunamis son originados por el desplazamiento de un gran volumen de agua, tal desplazamiento es inducido por el movimiento súbito de una masa sólida. El origen más frecuente es asociado a los terremotos que se concentran en los límites de las placas tectónicas.

Los terremotos de mayor magnitud son consecuencia de los movimientos de las placas tectónicas (fallas normales o de deslizamiento, fallas de reversa o cabalgadura). En las zonas de subducción, el movimiento de la placa oceánica que se encuentra en un proceso de subducción, genera una acumulación de energía que se proyecta en una deformación elástica de la placa oceánica que está en subducción. El desplazamiento de terreno provoca el movimiento de la masa de agua generando una gran oscilación marina que se propaga hasta llegar a las costas más cercanas.

En las zonas donde se presenta el movimiento de extensión, se produce un distanciamiento entre las placas. Al lugar donde divergen las placas tectónicas se les conoce como dorsales.

El territorio mexicano se encuentra dividido entre cinco placas tectónicas (Figura.- 7). La mayor parte se encuentra sobre la de Norteamérica. Esta gran placa contiene a todo Norteamérica, parte del Océano Atlántico y parte de Asia. La península de Baja California se encuentra sobre otra gran placa, la placa del Pacífico. El sur de Chiapas se encuentra dentro de la placa del Caribe; esta pequeña placa contiene a las islas del Caribe y los países de Centroamérica, otras dos pequeñas placas oceánicas conforman a México la de Cocos y Rivera que son oceánicas y se encuentran bajo el Océano Pacífico.

La placa del Caribe se mueve hacia el Este respecto a la de Norteamérica, a lo largo del sistema de fallas Polochitl – Motagua, el movimiento es transcurrente, al igual que el movimiento entre la del Pacífico y la de Norteamérica en el Norte

de Baja California. Las placas de Rivera y Cocos chocan con la placa de Norteamérica a lo largo de la fosa Mesoamericana, produciendo una compresión (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). Los sismos superficiales (localizados a profundidades menores a 40 km), que en su mayoría ocurren en las fronteras de las placas.

En México la zona de subducción comprende desde Puerto Vallarta en el estado de Jalisco hasta Tapachula en el estado de Chiapas. La longitud de ruptura de los sismos de subducción va de 50 a 200 km, las placas que interactúan por roce generalmente son sismos someros entre los 5 y 35 km de profundidad.

Hay regiones que se consideran asísmicas como la costa de Colima, costa grande de Guerrero y Tehuantepec; estas regiones se denominan brechas sísmicas, por su ausencia de grandes sismos (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

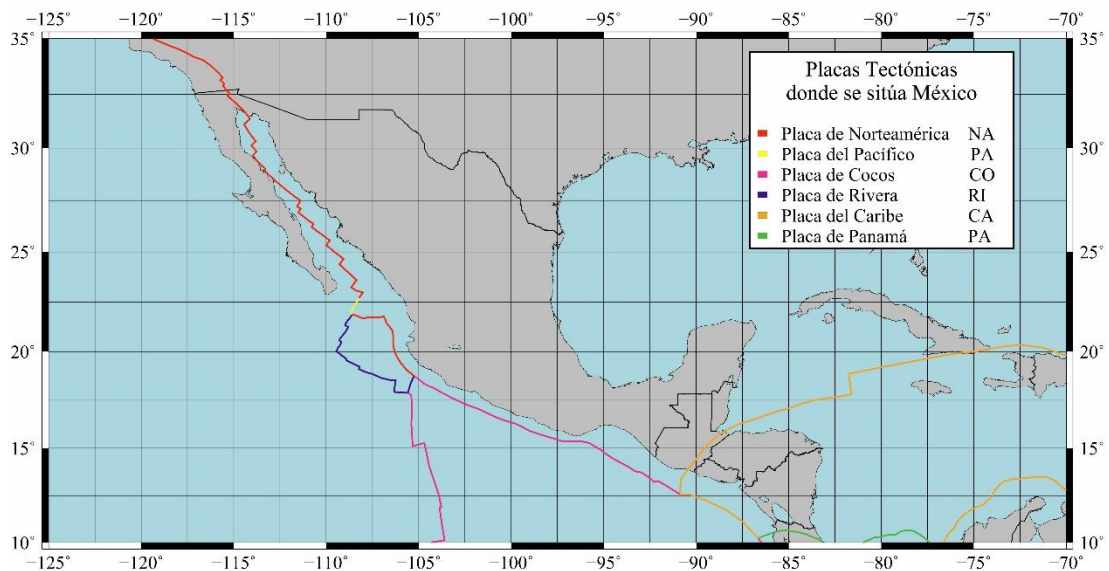


Figura.- 7 Localización de México en las placas tectónicas

3.1.1 Teoría de origen y propagación de tsunamis

La teoría de dislocación elástica propuesta por Steketee, 1958 junto con los modelos de Okada (Okada, 1985) y Geist, 1999, Geist y Dmowska, 1999, se

utilizan para forzar la propagación inicial de la ola del tsunami. La teoría de dislocación pretende describir geoméricamente el comportamiento de la falla que ocasiona la deformación del fondo marino; ubicando el ángulo de movimiento respecto del norte geográfico, la inclinación, la dirección del movimiento, el área y el desplazamiento de la falla (strike ϕ_s , dip δ y rake λ); ver Figura.- 8.

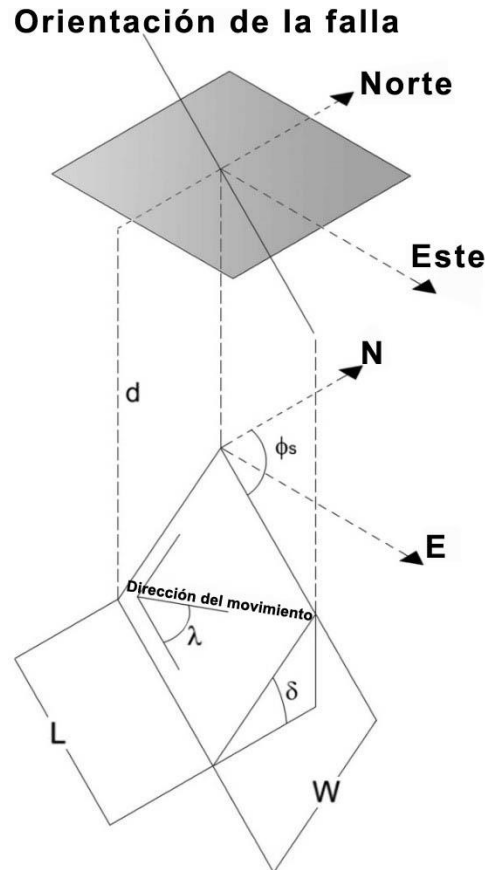


Figura.- 8 Modelo de Okada (Modificado de Okada, 1985).

Los parámetros de la falla necesarios para calcular la deformación de la superficie libre son la localización del hipocentro, la geometría de la falla (orientación de la falla ϕ_s , inclinación de la falla δ_s y la dirección del movimiento λ), las dimensiones del plano de falla (A), el desplazamiento medio de los bloques (dislocación u), el momento sísmico M_w y el módulo de rigidez al cortante μ (Figura.- 8).

ϕ_s Ángulo con respecto al Norte geográfico en sentido horario.

λ Ángulo de la dirección del movimiento en el plano inclinado de la falla en sentido anti-horario.

δ Ángulo de inclinación de la falla con respecto al plano horizontal.

d Profundidad del plano de falla.

A (W)(L) Dimensiones del plano de falla.

El momento sísmico M_w es función de la geometría de la falla (A), del desplazamiento medio de los bloques (u) y del módulo de rigidez al corte (μ).

$$M_w = \mu u A$$

El momento sísmico se relaciona con la magnitud del terremoto M_s a través de la expresión:

$$M_s = \frac{2}{3} \log M_w - 9.05$$

La hidrodinámica de los tsunamis está basada en tres leyes fundamentales de la física:

- Conservación de la materia. Al no considerar cambios químicos en el fluido, la ley se reduce a la conservación de la masa.
- Conservación del movimiento. Basada en la segunda ley de Newton, la cual establece que un cuerpo no modifica su estado de reposo o movimiento a menos que una fuerza externa sea aplicada.
- Conservación de la energía. La ley específica que la energía no puede ser creada ni destruida, sólo transformada.

3.2 Metodología para simular Terremotos y Tsunamis

La base de datos de los terremotos considerados en este estudio para el periodo de 1950 a 2015, se obtuvo del portal del United States Geological Survey (USGS, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>), dicho portal provee datos de los terremotos acontecidos en todo el mundo, con la fecha y hora, la localización, magnitud, profundidad, momento tensor, mecanismo focal, entre otros.

La recopilación de la base de datos para el periodo de 1950 a 2015 de los tsunamis registrados en las costas mexicanas, se realizó mediante la búsqueda en el portal del Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS Tsunami Laboratory, Novosibirsk, Russia (<http://tsun.sbcc.ru/tsunami-database/>).

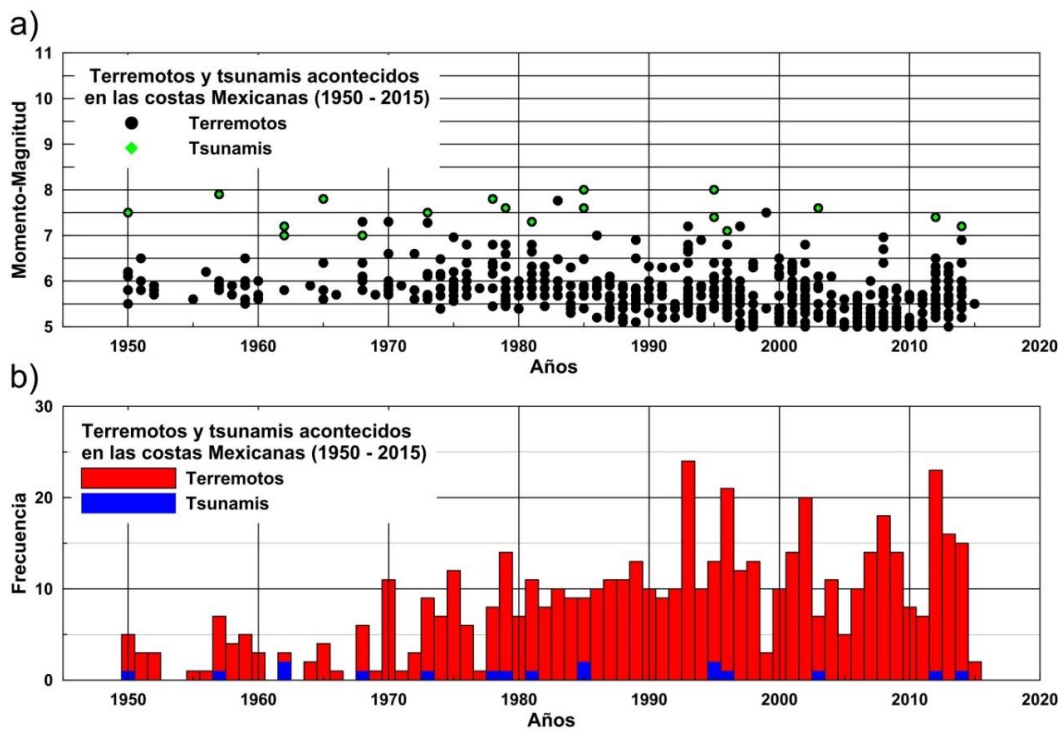


Figura.- 9 Histórico de tsunamis y terremotos acontecidos en México durante el periodo de 1950 – a 2015.

De la Figura.- 9-a se observa el registro de terremotos y tsunamis acontecidos durante el periodo considerado; se han superpuesto los terremotos que generaron tsunamis o por lo menos de los que hay registros. La Figura.- 9-b muestra la frecuencia de terremotos y tsunamis que se han registrado, dado que la frecuencia de terremotos es alta y la frecuencia de tsunamis es baja, se considera que los tsunamis acontecidos son consecuencia de terremotos con magnitudes que exceden los 7 grados en magnitud.

Los terremotos están agrupados en el tiempo y espacio y son sobredispersos a la ley de Poisson ($\text{Var}(x) > E(y)$). Existen numerosas metodologías para tratar este problema y desagrupar el catálogo de terremotos, sin embargo, estas metodologías siguen reglas *ad-hoc* (Kagan, 2010).

Kagan, 2010 menciona que la distribución Binomial Negativa ha sido usada para aproximar el número de terremotos de un catálogo que presenta una varianza más grande que la ley de Poisson, resultado de la naturaleza del proceso de agrupación descendiente de la ocurrencia de terremotos.

En este trabajo se realizó la desagrupación del registro de terremotos para estimar el número de terremotos principales dentro del periodo de tiempo considerado. La distribución de los terremotos subsecuentes y anteriores al terremoto principal no forma parte de este estudio. Conociendo la estimación de los terremotos principales se determina a los grupos de terremotos acontecidos y la ocurrencia de los grupos se aproxima mediante un proceso Poisson (Ogata, 1989) aun teniendo conocimiento que existe sobredispersión de los datos.

La distribución de Poisson define la probabilidad de observar k eventos en un periodo de tiempo como:

$$f(k) = \frac{l^k e^{-l}}{k!}$$

Una propiedad de la función de probabilidad tipo Poisson es que su media y la varianza son iguales, siempre y cuando l sea constante, l se propone como el promedio de las tasas medias de terremotos por intervalo de tiempo (Δt).

$$l = \frac{n\Delta t}{T}$$

3.2.1 Desagrupación del catálogo de terremotos (1950 – 2015)

Para la desagrupación del catálogo de terremotos se siguió la metodología expuesta por Kagan y Knopoff, 1976, en la cual los grupos están definidos por su magnitud, sin embargo, la desagrupación es estocástica y depende en todo momento de las simplificaciones que se hacen para tomar en cuenta las conexiones de eventos de menor magnitud con los de mayor magnitud. En este sentido, es complicado que exista concordancia entre las formulaciones teóricas y los resultados empíricos, sólo similitudes entre el comportamiento de las distribuciones pueden ser observadas (Kagan, 2010).

Las simplificaciones para desagrupar el catálogo de terremotos son las siguientes:

- ❖ Un grupo o familia se define como los eventos en conjunto con terremotos predecesores de menor magnitud, un terremoto principal y terremotos posteriores de menor magnitud.
- ❖ La magnitud de los terremotos predecesores siempre será ascendente y si existe uno inmediato de menor magnitud se asocia directamente al terremoto principal.
- ❖ Existe un terremoto principal que puede ser precedido por una secuencia de terremotos de menor magnitud o bien no puede existir tal secuencia.

Existen terremotos posteriores (réplicas) del terremoto principal, siempre en orden descendente en magnitud y cuando existe una secuencia de mayor magnitud se asocia directamente al terremoto principal.

La Tabla 1 muestra la frecuencia de terremotos dependientes y terremotos principales, como terremotos dependientes se contabilizaron aquellos que se definieron como terremotos anteriores a un principal y los posteriores a éste.

La Figura.- 10-a muestra la distribución de no excedencia de terremotos dependientes y la Figura.- 10-b muestra las frecuencias de terremotos dependientes para un mejor entendimiento de la Tabla 1.

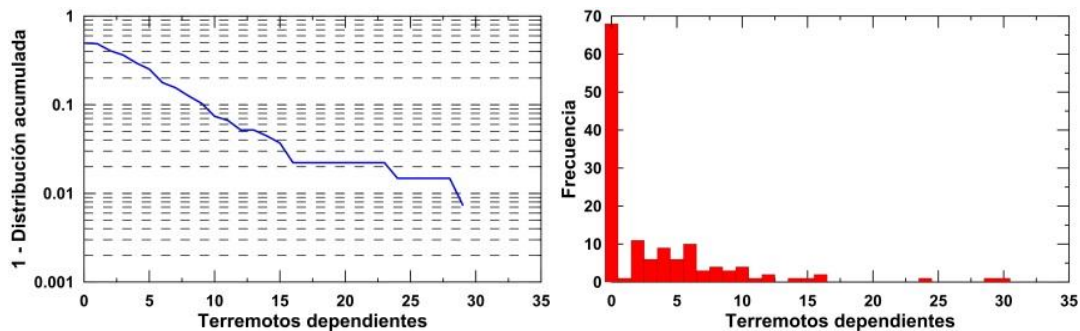


Figura.- 10 Distribución de no excedencia de terremotos dependientes Frecuencia de terremotos dependientes.

Tabla 1 Terremotos acontecidos en México de 1950 al 2015

Terremotos dependientes	frecuencia	Distribución discreta	Distribución acumulada
0	68	0.5037037	0.5037037
1	1	0.00740741	0.51111111
2	11	0.08148148	0.59259259
3	6	0.04444444	0.63703704
4	9	0.06666667	0.7037037
5	6	0.04444444	0.74814815
6	10	0.07407407	0.82222222
7	3	0.02222222	0.84444444
8	4	0.02962963	0.87407407
9	3	0.02222222	0.8962963
10	4	0.02962963	0.92592593
11	1	0.00740741	0.93333333
12	2	0.01481481	0.94814815
13	0	0	0.94814815
14	1	0.00740741	0.95555556
15	1	0.00740741	0.96296296
16	2	0.01481481	0.97777778
17	0	0	0.97777778
18	0	0	0.97777778
19	0	0	0.97777778
20	0	0	0.97777778

Terremotos dependientes	frecuencia	Distribución discreta	Distribución acumulada
21	0	0	0.97777778
22	0	0	0.97777778
23	0	0	0.97777778
24	1	0.00740741	0.98518519
25	0	0	0.98518519
26	0	0	0.98518519
27	0	0	0.98518519
28	0	0	0.98518519
29	1	0.00740741	0.99259259
30	1	0.00740741	1

3.2.2 Estimación de la distribución acumulada de ocurrencia de sismos por zona

La ocurrencia de los terremotos y tsunamis, por sus características, se subdividió en 8 zonas (Figura.- 11), registrando sólo aquellos eventos que se localizan sobre la trinchera mesoamericana y donde el proceso de subducción entre la placa de Cocos y Norteamérica es considerablemente activo.



Figura.- 11 Zonas sísmicas determinadas a lo largo de la trinchera mesoamericana.

Después de definir las zonas, se registró en una tabla las frecuencias de ocurrencia de terremotos y tsunamis según el criterio de sobre elevación mayor a

0.1 m. para cada zona y finalmente se estimó su distribución de probabilidad acumulada (Figura.- 12-b).

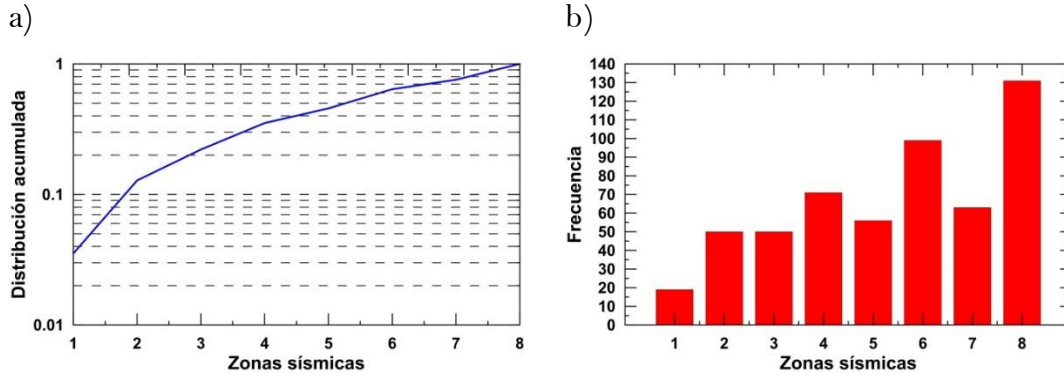


Figura.- 12 Distribución empírica de tsunamis acontecidos por zona sísmica.

De la base de datos del USGS, se tomaron todos los terremotos acontecidos en el periodo de 1950 a 2015 y que su magnitud registrada sea mayor o igual a 5, el umbral de 5 grados en magnitud se eligió porque los terremotos que están por debajo del umbral no generan daños estructurales ni sobre elevación del mar mayor a 0.1 m.. De los 539 terremotos en la Figura.- 13-a, se muestran la distribución acumulada y la frecuencia de los eventos según la magnitud.

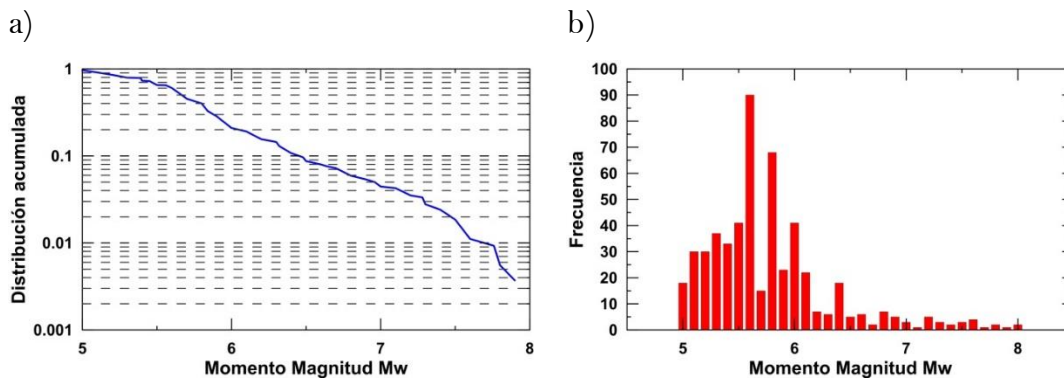


Figura.- 13 Distribución empírica de los terremotos acontecidos en México por Momento – Magnitud.

En cuanto a la ocurrencia de los tsunamis en el periodo de tiempo considerado, se tienen registrados 18 tsunamis, todos generados por terremotos de magnitud mayores o igual a 7 (Tabla 2).

El periodo de 1950 a 2015 se subdividió en intervalos de 2500 días, el valor del intervalo se definió para registrar la ocurrencia de por lo menos un tsunami y así evitar tener intervalos sin evento. El periodo de 65 años en días es equivalente a 23490 días. La media de tsunamis es 0.2769 Tsunamis/año (aprox. 1 Tsunami cada 4 años).

En la Tabla 2 se muestran los tsunamis acontecidos.

Tabla 2 Registro de tsunamis en México.

Año	Mes	Día	Hora	Min	Long	Lat	Mag	Zona
1950	12	14	14	15	-98.22	16.48	7.5	5
1957	7	28	8	40	-99.09	16.5	7.9	4
1962	5	11	14	11	-99.74	17.2	7	5
1962	5	19	14	58	-99.73	17.2	7.2	5
1965	8	23	19	46	-95.87	16.3	7.8	6
1968	8	2	14	6	-97.74	15.6	7.3	5
1973	1	30	21	1	-103	18.48	7.5	2
1978	11	29	19	52	-96.59	16.01	7.8	6
1979	3	14	11	7	-101.28	17.81	7.6	3
1981	10	25	3	22	-102.08	18.08	7.3	3
1985	9	19	13	17	-102.53	18.2	8	3
1985	9	21	1	37	-101.65	17.8	7.6	3
1995	9	14	14	4	-98.6	16.8	7.4	5
1995	10	9	15	35	-104.21	19.05	8	1
1996	2	25	3	8	-98.07	15.97	7.1	6
2003	1	22	2	6	-104.1	18.77	7.6	2
2012	3	20	18	2	-98.23	16.49	7.4	5
2014	4	18	14	27	-100.97	17.55	7.2	4

La Figura.- 14 muestra las distribuciones empíricas de la ocurrencia de tsunamis cada 2500 días.

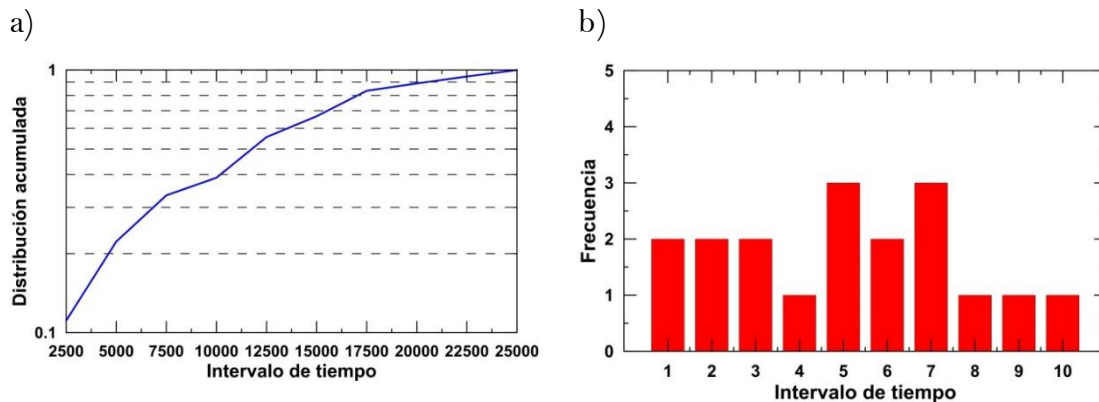


Figura.- 14 Distribución empírica de tsunamis ocurridos en México por intervalo de tiempo.

Para evaluar el peligro por tsunamis se llevó a cabo un estudio probabilístico. El análisis probabilístico por peligro de tsunamis (PTHA, Probabilistic Tsunami Hazard Assesment) por sus siglas en inglés, es una metodología que integra modelación numérica de tsunamis y técnicas estadísticas desarrolladas para evaluar el peligro por sismos (PSHA, Probabilistic Seismic Hazard Assesment). La limitación de este estudio recae en que no se modeló la inundación tierra adentro por el efecto del tsunami y sólo se considera la sobreelevación del mar frente a la costa. La metodología presentada en este estudio. Originalmente Cornell, 1968 desarrolló la metodología (PSHA) para evaluar el riesgo por sismo para una región, posteriormente Lin y Tung, 1982, Rikitake y Aida, 1988 y Downes y Stirling, 2001 modificaron PSHA para desarrollar la metodología PTHA.

Para aplicar la metodología PTHA en la costa del Pacífico mexicano es necesario crear un árbol lógico, posteriormente mediante la técnica de Monte Carlo se amplía el registro de tsunamis, el periodo de ampliación se limita según los recursos computacionales disponibles. Para esta tesis el periodo de tsunamis se amplió con 5 000 tsunamis (eventos) espaciados según la media de tsunamis de 3.61 tsunamis/año por serie. Mediante la técnica de Monte Carlo se simularon 350 series de datos sintéticos.

Al crear el árbol lógico se definieron los escenarios de los sismos que según la dinámica de las placas tectónicas representarían los casos más desfavorables y que generan tsunamis dentro de las 8 zonas sísmicas sobre la trinchera mesoamericana según su distribución empírica. Se propusieron 142 sismos (Tabla 3) para ser modelados mediante el módulo GeoClaw del programa Clawpack4.6.3 (LeVeque, 2011).

De las 142 simulaciones de los sismos que generan tsunamis se filtraron aquellas localidades que registraron una sobreelevación frente a la costa mayor o igual a 10 cm, con el objetivo de considerar aquellas localidades que se encuentran expuestas a tsunamis.

Tabla 3 Sismos que generan tsunamis modelados.

Zona S.	M.	# Sismos	Zona S.	M.	# Sismos	Zona S.	M.	# Sismos	Zona S.	M.	# Sismos
1	7.56	21	1	7.73	18	1	8.03	8	1	8.13	7
2	7.56	11	2	7.73	8	2	8.03	3	2	8.13	2
3	7.56	8	3	7.73	8	3	8.03	3	3	8.13	2
4	7.56	11	4	7.73	8	4	8.03	3	4	8.13	2
5	7.56	13	5	7.73	10	5	8.03	3	5	8.13	3
6	7.56	15	6	7.73	12	6	8.03	5	6	8.13	4
7	7.56	5	7	7.73	12	7	8.03	7	7	8.13	6
8	7.56	9	8	7.73	9	8	8.03	4	8	8.13	3

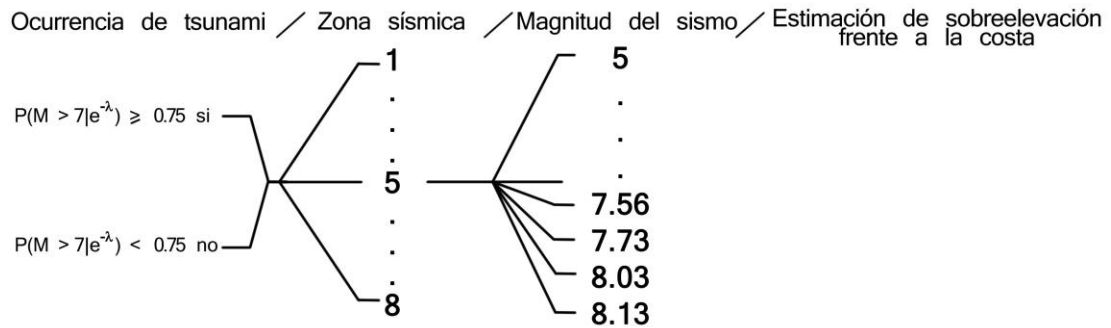


Figura.- 15 Diagrama de árbol lógico diseñado para obtener la probabilidad conjunta de la ocurrencia de tsunami dado la ocurrencia de un evento Poisson (terremoto mayor a 7 de Momento magnitud).

El árbol lógico puede ser usado para evaluar la incertidumbre que existe dentro del estudio probabilístico de peligro por tsunamis (Annaka, Satake et al., 2007). Dos tipos de incertidumbre son consideradas, epistémica y aleatoria. La incertidumbre aleatoria es aquella debida a la naturaleza de ocurrencia de los

terremotos y sus efectos. La incertidumbre epistémica es debida a la falta de conocimiento de los terremotos, la falta de datos entre otros.

La Figura.- 15 muestra el árbol lógico que se creó para realizar las 350 series sintéticas que contienen 5000 eventos.

3.2.3 Sobre la generación de la magnitud, el espaciamiento entre tsunamis y la zona sísmica donde se origina el sismo.

3.2.3.1 Espaciamiento entre tsunamis

Como punto de partida se tiene el árbol lógico para simular las 350 series, que significa obtener el epicentro del sismo que generará tsunami y que finaliza con la modelación del módulo GeoClaw.

La ocurrencia de tsunami sigue aproximadamente una distribución tipo Poisson si se aceptan las siguientes propiedades.

- En un lapso arbitrariamente seleccionado, el número de tsunamis que ocurre es independiente del que se presenta en todos los demás lapsos que no tienen algún punto en común.
- La probabilidad de ocurrencia de un número dado de tsunamis es la misma para todos los intervalos de tiempo de la misma longitud.
- La probabilidad de que ocurran dos o más eventos en un lapso seleccionado es muy pequeña.
- En el caso de lapsos muy pequeños, la probabilidad de ocurrencia de un tsunami es proporcional a la longitud del intervalo.
- El número de tsunamis (N) que ocurren en un intervalo dado ($[t_0, t_0 + t]$) es completamente independiente de la magnitud de cada tsunami.

El lapso entre tsunamis sigue una distribución exponencial, cuya función de distribución es de la forma:

$$F_T(t) = 1 - e^{-lt} \text{ y } l = \frac{N}{T}$$

donde:

N Número de tsunamis,

T Longitud del registro en años.

El espaciamiento se realiza de la siguiente manera:

1. Se genera un número aleatorio con distribución uniforme entre 0 y 1 (u_a) el cual se iguala a $F_T(t)$.

$$u_a = 1 - e^{-lt}$$

2. Se despeja el valor de t

$$t = \frac{1}{l} \ln(1 - u_a)$$

El número de lapsos generados, t , dependerá del tamaño del registro que se desee obtener.

3.2.3.2 Origen del sismo que genera tsunami

Para determinar la zona sísmica donde se origina el sismo, se recurre a la curva empírica de la Figura.- 12a, y se procede de la siguiente manera:

1. Se genera un número aleatorio con distribución uniforme entre 0 y 1 (v_a) el cual se busca en qué intervalo se encuentra y que corresponde a una de las ocho zonas sísmicas.

En este apartado se ha determinado si ocurre un sismo, su espaciamiento y la zona sísmica.

3.2.3.3 Magnitud del sismo que genera tsunami

La magnitud del sismo que genera un tsunami se determinó mediante la distribución modificada de Gutenberg – Richter (Vere-Jones, Robinson et al., 2001).

$$F(M) = (M_t/M)^\beta \exp[M_t - M/M_c]$$

Dónde

$$\beta = 2/3 \text{ Kagan 1997, 1999.}$$

M_t = límite inferior del momento magnitud del sismo generador de tsunami, para esta tesis se determinó como 7.13.

M_c = límite superior del momento magnitud del sismo generador de tsunami, para esta tesis se determinó como 8.56.

1. Se genera un número aleatorio con distribución uniforme entre 0 y 1 (k_i) el cual se iguala a $F(M)$.

En la Tabla 3 se describen los 142 sismos que representan las condiciones más desfavorables para generar tsunamis frente a la costa del pacífico mexicano. Se encuentran distribuidos en las ocho zonas sísmicas por magnitud y número de sismos, a cada sismo por zona se le asignó la misma probabilidad y de esta manera se genera un número aleatorio entre 0 y 1 que se relaciona con el sismo de la zona sísmica dado una magnitud.

3.3 Resultados, peligro por tsunamis en la vertiente del Pacífico mexicano

Las curvas de peligro obtenidas para los estados, son resultado de realizar una integración sobre las incertidumbres aleatorias, mediante la técnica de Montecarlo.

La Figura.- 16 muestra los tsunamis acontecidos según una serie sintética, para el estado de Chiapas. El cálculo del periodo de retorno se estimó tomando el tiempo promedio de la ocurrencia entre cada tsunami.

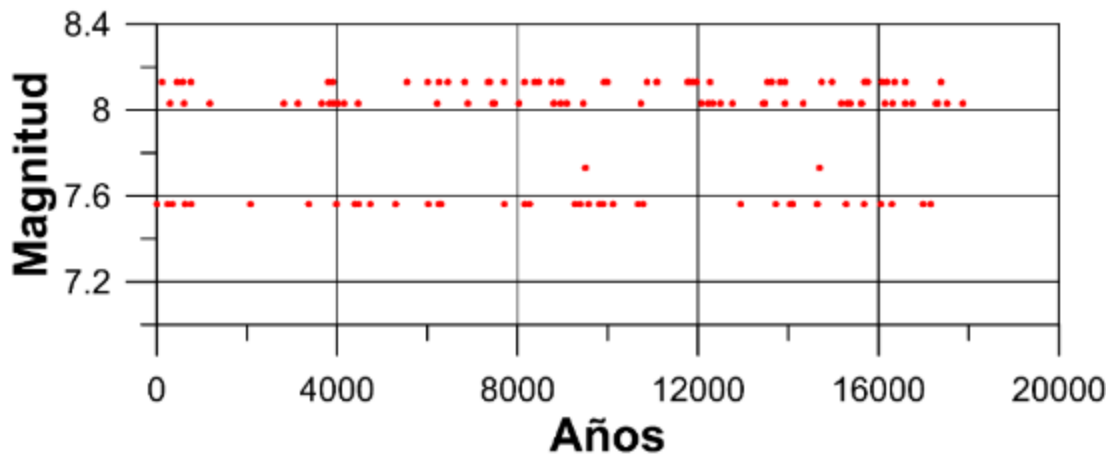


Figura.- 16 Resultado de una serie sintética, simulada mediante la técnica de Montecarlo para estimar la ocurrencia de tsunamis del estado de Chiapas.

La siguiente tabla (Tabla 4) muestra los resultados del periodo de retorno, de las 10 primeras series sintéticas.

Tabla 4 Periodo de retorno de las 10 primeras simulaciones de Montecarlo, del estado de Chiapas

T	p=1/T	1-p
151.681177	0.006593	0.993407
138.336326	0.007229	0.992771
139.492651	0.007169	0.992831
129.116785	0.007745	0.992255
135.402759	0.007385	0.992615
137.795656	0.007257	0.992743
118.771390	0.008420	0.991580
132.300858	0.007559	0.992441
171.807959	0.005820	0.994180
132.527109	0.007546	0.992454

La probabilidad anual de ocurrencia de un tsunami se estima como el inverso del periodo de retorno ($p=1/T$). La probabilidad acumulada de que ocurra un tsunami en los próximos años (o el próximo año) se calcula como el producto de las probabilidades $(1-p)$. También se debe considerar que la ocurrencia del suceso sólo se producirá una vez en el periodo de tiempo considerado.

Tabla 5 Probabilidad de ocurrencia de un tsunami en un periodo de tiempo, para la primera simulación de Montecarlo del estado de Chiapas.

AÑO	$P=(1-p)^{\text{año}}$	$1-P$
0	1	0.000000
10	0.935994	0.064006
20	0.876085	0.123915
30	0.820011	0.179989
40	0.767525	0.232475
50	0.718399	0.281601
60	0.672417	0.327583
70	0.629379	0.370621
80	0.589095	0.410905
90	0.551389	0.448611
100	0.516097	0.483903

La columna 3 de la Tabla 5 es la estimación de la probabilidad de que ocurra un Tsunami según el año de la columna 1.

De las 350 series sintéticas cada una presenta un periodo de retorno, por eso se consideró calcular los intervalos de confianza al 95 % del periodo de retorno y de la probabilidad acumulada de que ocurra un tsunami en cierto periodo de tiempo.

El concepto de intervalo de confianza se caracteriza por estimar un intervalo de valores en el cual se encuentra cierta parte de la población incluida la media.

Considerando la distribución Normal estándar, el nivel de confianza al 95 % es:

$$-1.96 \leq \left(\frac{\bar{X} - \mu}{\sigma} \right) \sqrt{N} \leq 1.96$$

La probabilidad conjunta de que ocurra un tsunami y que genere una sobreelevación frente a la costa se presenta en las siguientes figuras.

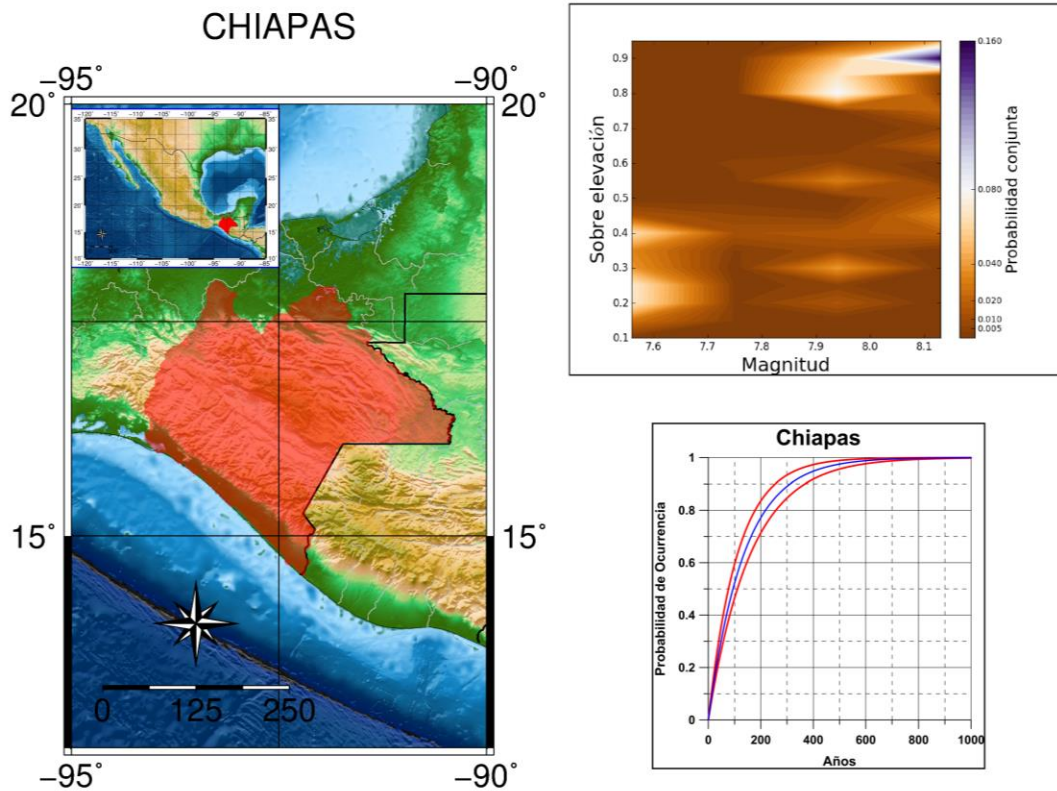


Figura.- 17 Curva de probabilidad de ocurrencia de un tsunami en los próximos años y probabilidad conjunta de sobreelevación frente a la costa Vs magnitud del sismo, para el estado de Chiapas

Para el estado de Chiapas, la Figura.- 17 describe gráficamente el peligro por tsunamis, se puede observar que la probabilidad de que ocurra un tsunami en los próximos años es relativamente baja, pero en la medida que se incrementan los años, se afirma la ocurrencia del evento. Ante la posible ocurrencia de un tsunami generado por sismos mayores a 7 grados en escala de Richter, se puede observar que la sobreelevación frente a la costa es cercana al metro de altura cuando se modelaron los sismos mayores a 8 grados en escala de Richter. En este trabajo no se consideró el run-up y no se puede inferir hasta que cotas topográficas del estado de Chiapas se pudiera propagar el metro de sobreelevación frente a la

costa, sin embargo, el objetivo principal de la tesis sí se cumple porque a gran escala es posible inferir el grado de peligro al que se encuentra expuesto el estado de Chiapas, que en comparación con el resto de los estados frente a la trinchera de Mesoamérica el peligro es menor.

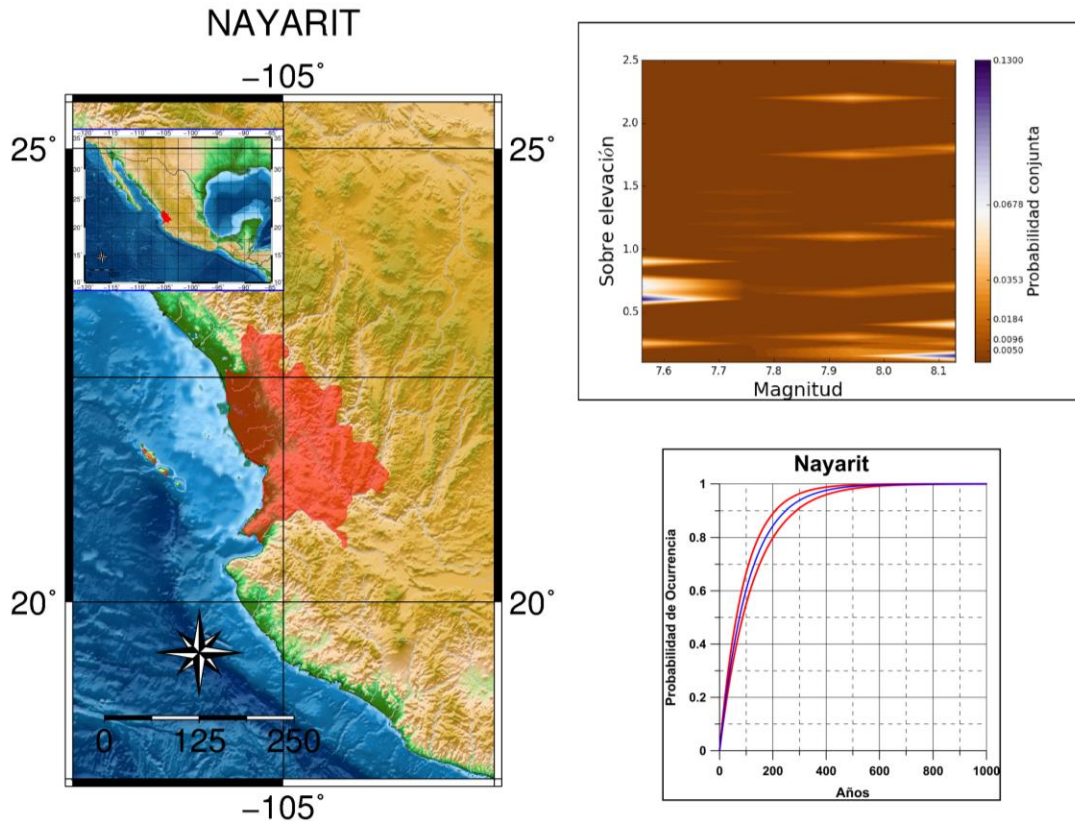


Figura.- 18 Curva de probabilidad de ocurrencia de un tsunami en los próximos años y probabilidad conjunta de sobre elevación frente a la costa Vs magnitud del sismo, para el estado de Nayarit

En el caso del estado de Nayarit, que es el otro extremo de la trinchera de Mesoamérica (Figura.- 18) es posible observar que la ocurrencia de tsunamis que pueden incidir sobre las costas del estado es muy similar al estado de Chiapas y que entre más amplio sea el tiempo a considerar, la ocurrencia del evento es más probable. En cuanto a la sobre elevación frente a la costa, en el estado de Nayarit las que rondan los 2 metros de altura son consecuencia de sismos mayores a los 8

grados Richter, aunque la probabilidad es baja debido a la actividad sísmica de la zona.

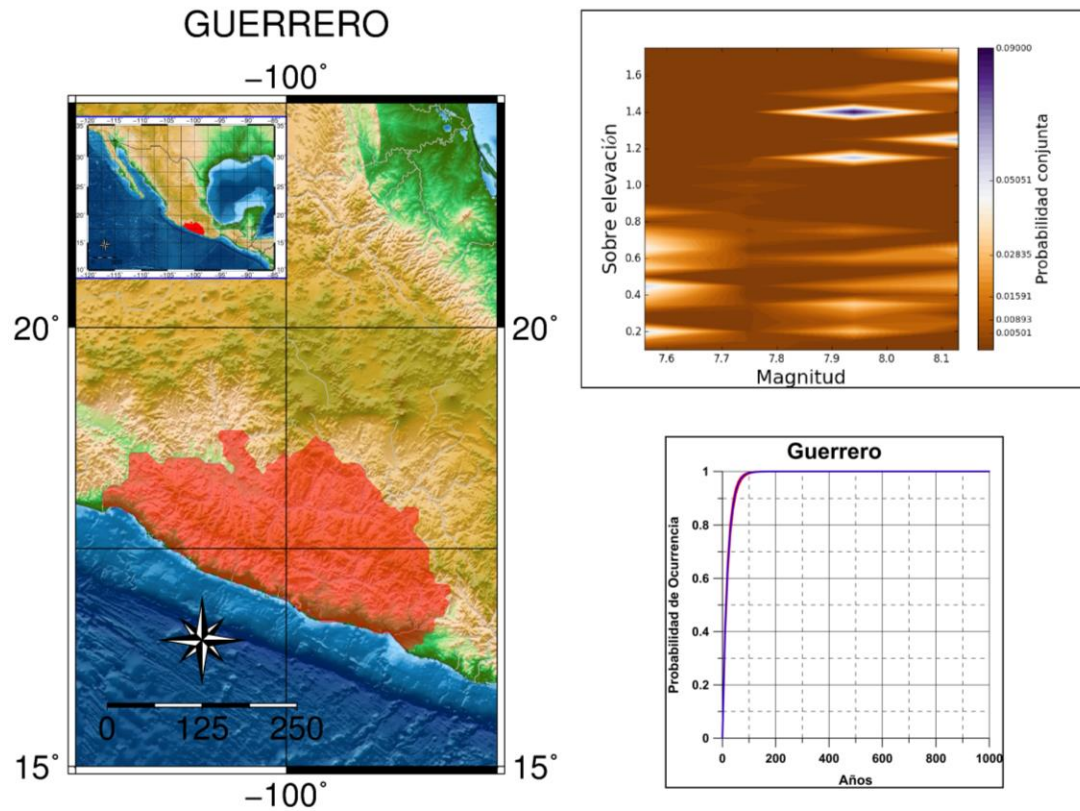


Figura.- 19 Curva de probabilidad de ocurrencia de un tsunami en los próximos años y probabilidad conjunta de sobrelevación frente a la costa Vs magnitud del sismo, para el estado de Guerrero

El estado de Guerrero se localiza al frente de la región sísmica más activa de la trinchera de Mesoamérica. Como se observa en la Figura.- 19, la probabilidad de que ocurra por lo menos un sismo y que genere un tsunami es alta si se consideran los próximos 50 años. Así mismo la sobrelevación frente a la costa es mayor cuando los sismos que generan tsunamis exceden los 8 grados en escala de Richter. El conjunto que conforman los estados de Guerrero, Michoacán, Jalisco y Colima son los que se localizan en la zona sísmica más activa de México y, por lo tanto, donde los tsunamis adquieren una probabilidad alta de ocurrencia con una alta exposición al peligro.

4 Peligro por Nortes, Huracanes y Tormentas Tropicales en las costas de la República mexicana

4.1 Introducción

Los huracanes que se forman en el Océano Pacífico son meteoros organizados y compactos que se forman en los océanos tropicales alrededor de un centro de baja presión barométrica, generando rotación en sentido antihorario (ciclónico) en el hemisferio norte. La escala Saffir-Simpson define la nomenclatura de estos meteoros, que se basa en su intensidad. Se tiene registro que la generación de tormentas y ciclones tropicales comprende el periodo de finales de mayo al inicio de noviembre, en México durante los meses de julio, agosto, septiembre y octubre se han presentado los huracanes de mayor intensidad y que han resultado ser muy severos para las costas mexicanas.

Los nortes son frentes fríos causados por aire polar que viaja del Norte hacia el Sur, la incidencia de los nortes en el territorio mexicano comprende los meses de noviembre, diciembre, enero, febrero, marzo y abril.

La caracterización del oleaje generado por estas tormentas permite reconocer los patrones que se presentan en un periodo de tiempo además de describir al oleaje como un peligro para el litoral, dado que el oleaje es una fuente de peligro que se propaga por los océanos e incide en el litoral modificando su forma y sea debido a un proceso de erosión o de acumulación de sedimento.

En esta tesis los datos de oleaje obtenidos, son el resultado de un re-análisis del clima marítimo de la República mexicana realizado en el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Ruiz-Martínez, Silva-Casarín et al., 2009). Los modelos que se usaron para el re-análisis son el Wave Model (WAM) que resuelve la ecuación de transporte de energía y el modelo de predicción de oleaje con viento ciclostrófico

(Hurac). La malla de cálculo comprende el Golfo de México, el Mar Caribe, el Pacífico mexicano y el Mar de Cortés.

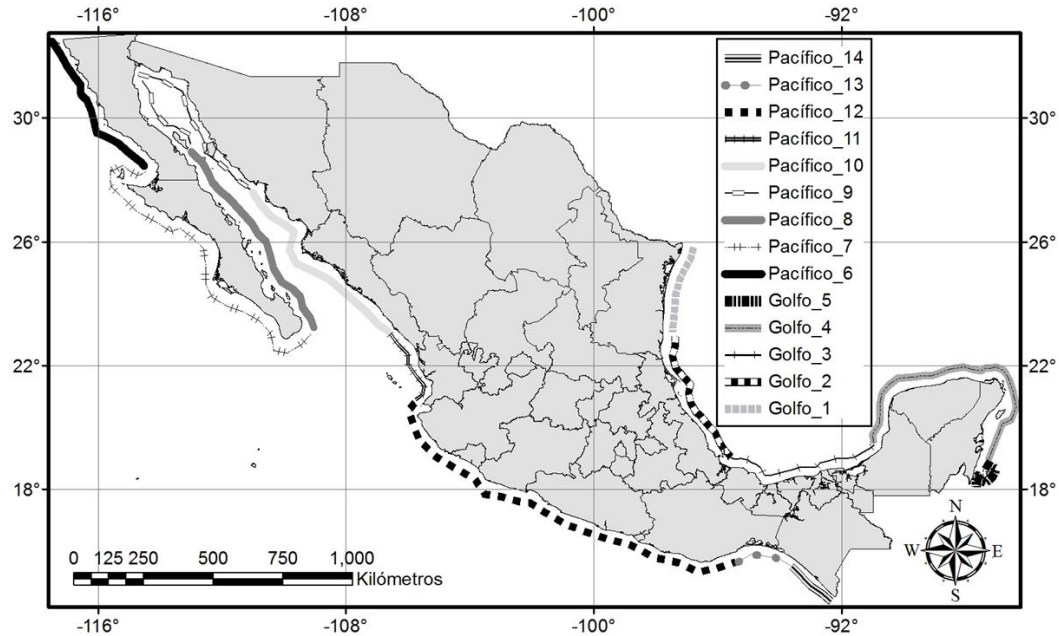


Figura.- 20 Regiones del litoral mexicano, tomado de Silva-Casarín, Villatoro-Lacouture et al., 2011.

Para esta tesis se consideran los datos de las celdas que corresponden al litoral mexicano de las vertientes del Océano Pacífico y del Océano Atlántico. Y se toma en cuenta la regionalización de (Ortiz-Pérez y Lanza-Espino, 2006).

4.2 Metodología, Teoría de Valores Extremos, Picos sobre un umbral (POT)

Para modelar los valores que se separan mucho de la media con baja probabilidad de ocurrencia surge la teoría de valores extremos. Los valores que son muy altos o muy bajos son de gran interés porque se traducen en pérdidas o ganancias, tal es el caso del análisis hidrometeorológico que se presenta en esta tesis que considera la altura de ola frente a la costa ya sea por tormentas tropicales, huracanes o nortes.

La teoría clásica de valores extremos se basa en la distribución de valores límite identificada por Fisher y Tippett, 1928, la típica aplicación consiste en ajustar los valores anuales máximos de una serie a la distribución de Gumbel (Gumbel, 1958).

La utilización de los Picos sobre un umbral es una metodología que ha sido de amplio interés y aplicación en la hidrología durante los últimos 40 años. La metodología consiste en ajustar un modelo estocástico a cualquiera de los valores que exceden un umbral, entre los trabajos que marcaron la pauta para establecer como metodología a Picos sobre un umbral se encuentran Todorovic y Zelenhasic, 1970 y Todorovic y Rousselle, 1971.

Los modelos más simples de excedencias sobre un umbral se basan en un proceso Poisson de excedencias en el tiempo, combinado con excesos independientes sobre el umbral de magnitud (Davison y Smith, 1990).

La metodología usada en esta tesis para el análisis de valores extremos de altura de ola es Picos sobre un umbral (POT por sus siglas en inglés). Los Picos sobre un umbral consiste en registrar los valores que exceden un valor mayor a la media durante un periodo de tiempo, por ejemplo un mes o meses, según la disponibilidad de datos. Al valor establecido que deben exceder los valores para ser registrados se le llama umbral.

La distribución Generalizada de Pareto se asocia a la metodología Picos sobre un umbral.

$$H_{\varepsilon}(x) = \begin{cases} 1 - (1 + \varepsilon x)^{-1/\varepsilon}, & \varepsilon \neq 0 \\ 1 - e^{-x}, & \varepsilon = 0 \end{cases}$$

Si $x \geq 0$ para $\varepsilon \geq 0$; $0 \leq x \leq -1/\varepsilon$ para $\varepsilon < 0$ y

$$H_{\varepsilon}(x) = \begin{cases} 0, & x < 0 \\ 1, & x > -1/\varepsilon \end{cases}$$

para $\varepsilon < 0$ en el último caso.

La selección de un umbral para registrar los eventos extremos, es una manera de balancear el registro con la varianza ya que un umbral alto significa tener un número menor de extremos. Un umbral bajo significa no registrar los valores extremos representativos de la muestra.

En esta tesis la elección del umbral varía según la región del litoral mexicano es decir si la región se localiza en la vertiente del Pacífico o del Atlántico. Cada región contiene cierto número de celdas con la información del oleaje para un periodo de 60 años y su orientación varía según la extensión que posee. Para elegir un umbral representativo de cada región, se agruparon las celdas que mantienen una orientación similar.

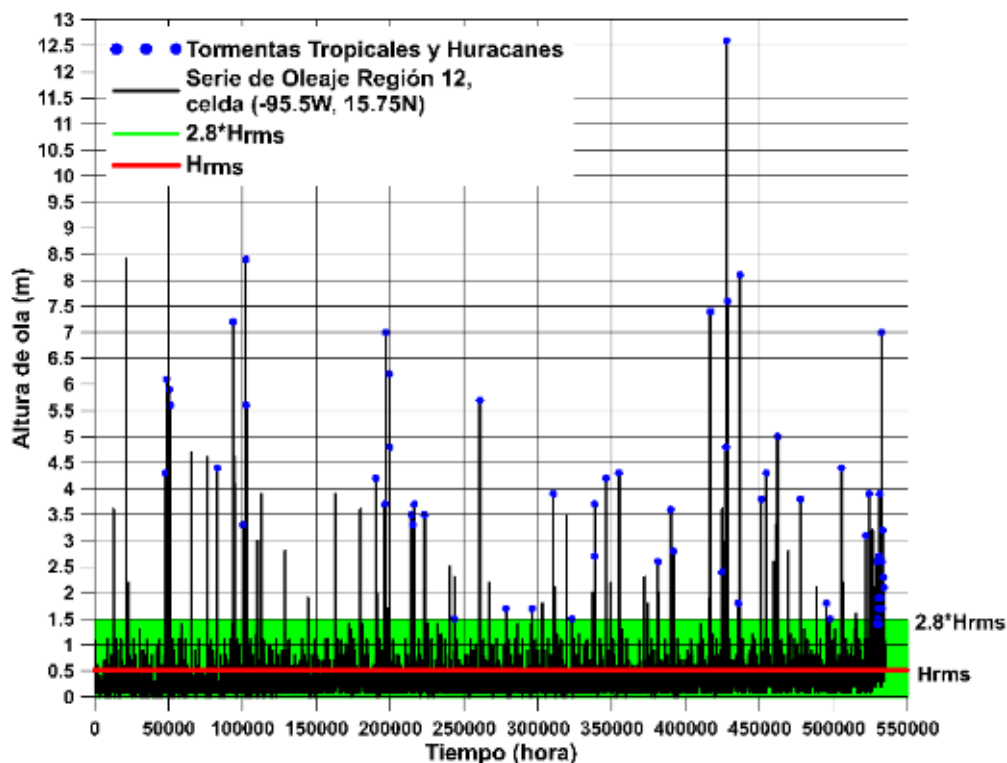


Figura.- 21 Serie de oleaje correspondiente a la región 12, celda (-95.5W, +15.75N), valores de H_{rms} y umbral propuesto.

Ruiz-Martínez, 2010, define como umbral el valor 1.5 de la altura de ola cuadrática media (H_{rms}), González-García, 2014 realiza un análisis de la elección del umbral considerando 1.5 veces la altura de ola cuadrática y concluye que la elección del umbral no es la adecuada debido a que sub-estima los valores extremos. En esta tesis el umbral se define como $2.8H_{rms}$ y los valores que exceden el umbral se proponen como valores extremos (Figura.- 21).

Para considerar evento extremo a una tormenta, debe mantener durante 24 horas una excedencia del umbral en el caso de tormentas tropicales y huracanes que se presentan en los meses de Mayo a Noviembre. En el caso de nortes la duración es de 12 horas.

4.3 Resultados, Peligro por tormentas tropicales, huracanes y nortes

En este apartado es posible reconocer el peligro al que está expuesto el litoral mexicano en las vertientes del Pacífico como del Atlántico debido a la presencia de tormentas tropicales, Huracanes y Nortes.

México, como se ha mencionado antes, es paso de fenómenos de baja presión que se denominan tormentas tropicales o huracanes según la velocidad del viento y de acuerdo con la escala Saffir-Simson. Las masas de aire polar también cruzan por el territorio mexicano, esto demuestra porque el interés de reconocer el peligro y de estimar las alturas de ola asociadas a un periodo de retorno según la región del litoral del País.

La región 14 (Figura.- 22), se localiza en la vertiente del Pacífico en la frontera sur del país y en términos políticos corresponde al estado de Chiapas. Esta región tiene una gran influencia de tormentas tropicales y huracanes que, para un periodo de retorno de 100 años, el valor de ola asociado es cercano a los 8 m.

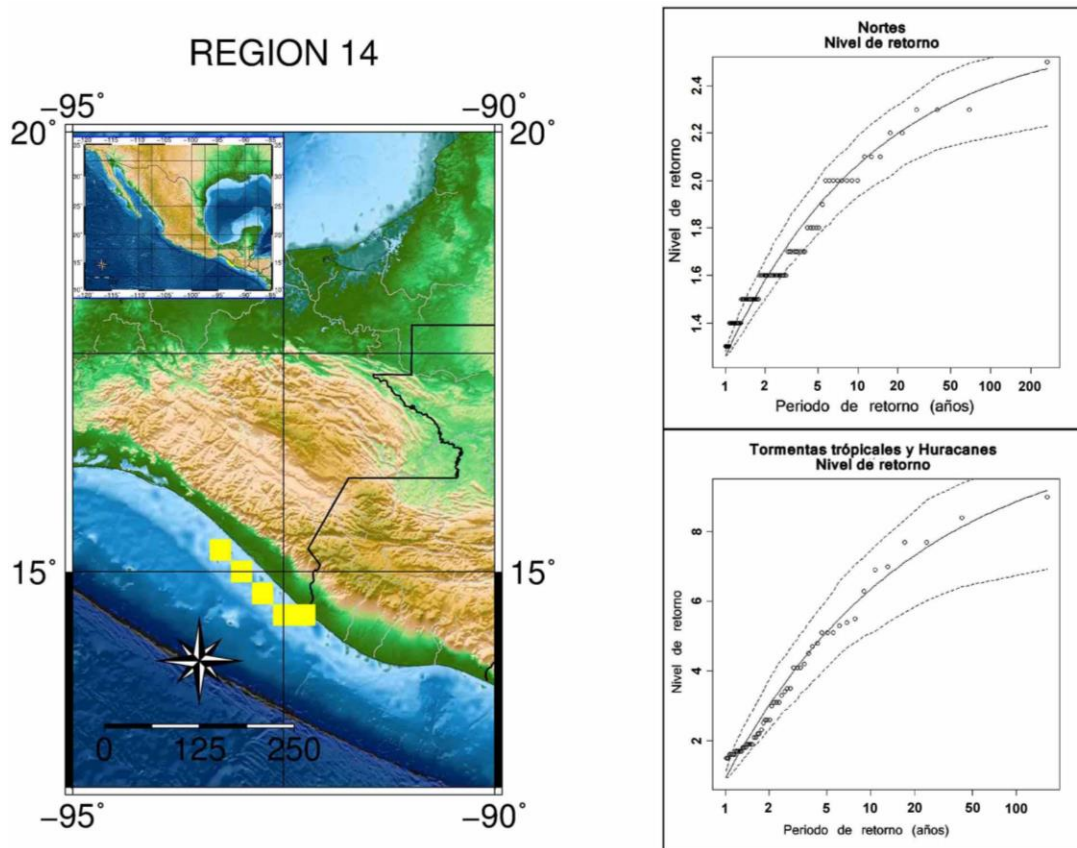


Figura.- 22 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 14.

Para el periodo de nortes la región 14 tiene una altura de ola cercana a los 2.4 m, para periodos de retorno de 50 y 100 años que se pueden considerar para evaluar el peligro a gran escala.

La región 12 es la más extensa del litoral mexicano, se localiza en la vertiente del Pacífico. La Figura.- 23 corresponde a los estados de Jalisco y Nayarit, en esta subregión cada año son recurrentes las tormentas tropicales y los huracanes, considerando un periodo de retorno de 100 años el valor asociado a la altura de ola es próximo a los 12 m, lo cual representa un peligro alto para esta subregión. La altura de ola por nortes también tiene peligro considerable para esta región.

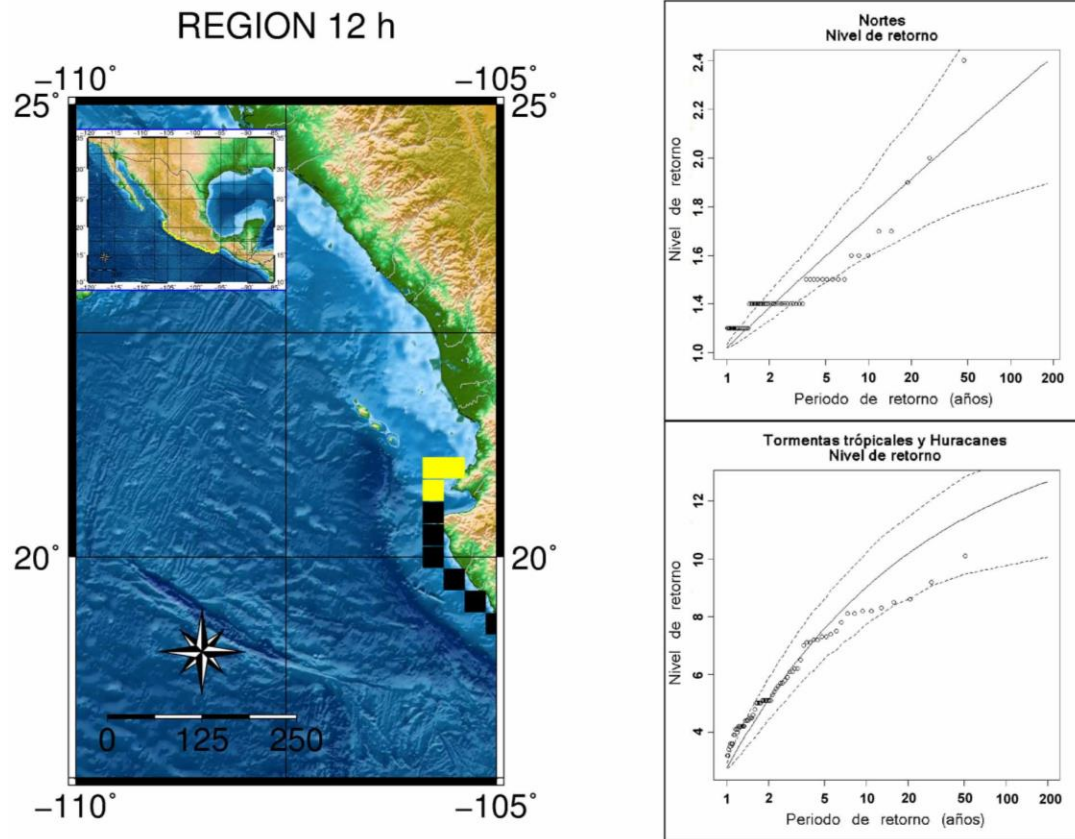


Figura.- 23 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12h.

La región 9b (Figura.- 24) que se localiza en el Golfo de California, es de las regiones que presenta menores alturas de ola para periodos de retorno de 50 años, las tormentas tropicales y huracanes tienen poca incidencia sobre esta región además que la Península de California actúa como una barrera. Para la temporada de Nortes la subregión se ve afectada, tanto que las alturas de ola alcanzan alturas de ola cercanas a los 3.5 m. El peligro en esta subregión es menor para la temporada de tormentas tropicales y huracanes, no así para la temporada de nortes que es mayor; si se compara con otras regiones del Pacífico mexicano.

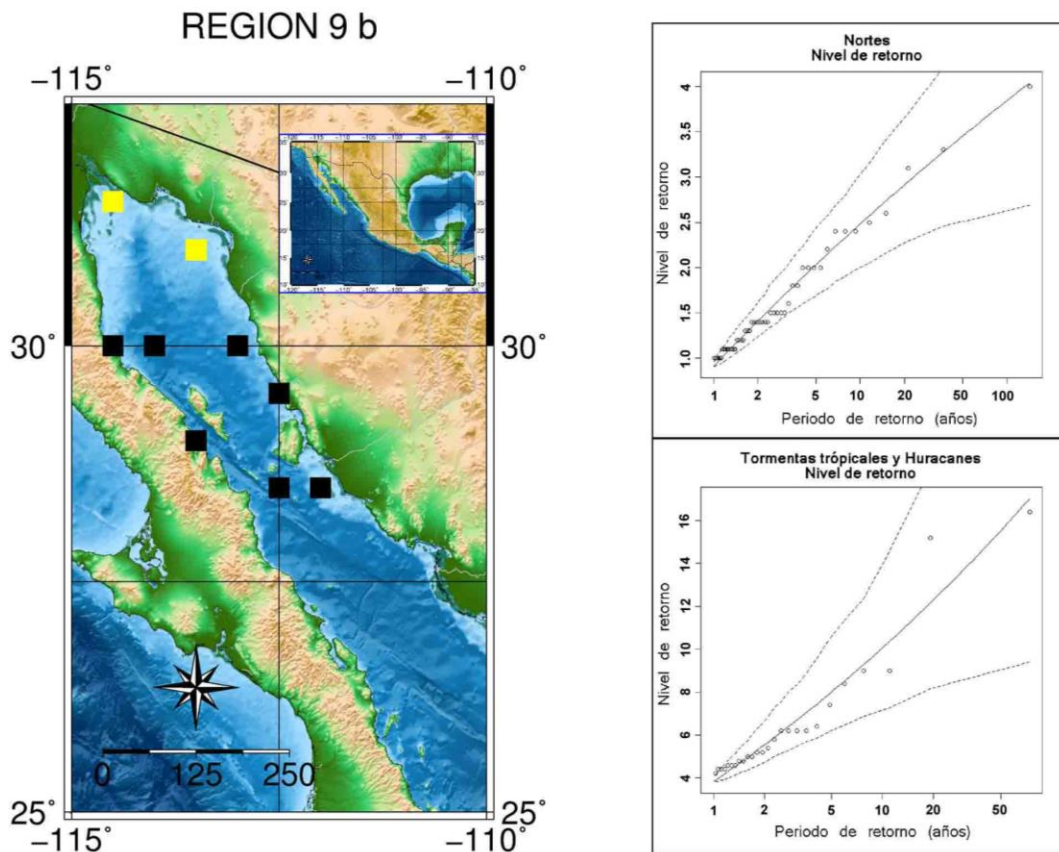


Figura.- 24 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9b.

La subregión 6f (Figura.- 25) presenta alturas de ola menores a las demás regiones del Pacífico mexicano para la temporada de tormentas tropicales y huracanes; sin embargo en el periodo de nortes las alturas de ola llegan a ser altas en comparación con el Pacífico central mexicano.

Las figuras que se presentan en este apartado tienen el objetivo de ilustrar la metodología propuesta para ajustar los valores extremos de datos de altura de ola en temporada de tormentas tropicales y de nortes. Se ha elegido la distribución generalizada de Pareto porque es conocida como la Función de distribución de excesos, ya que reduce el espacio muestral a aquellos valores que sobrepasan el umbral definido. En general la distribución generalizada de Pareto

es una buena herramienta para ajustar los valores extremos de la base de datos de la vertiente del Pacífico mexicano, también la elección del umbral es adecuada.

La vertiente del pacífico está dividida en 5 regiones que a su vez también se subdividieron según la orientación de la costa y el ajuste de los datos con la distribución de Pareto sea adecuado.

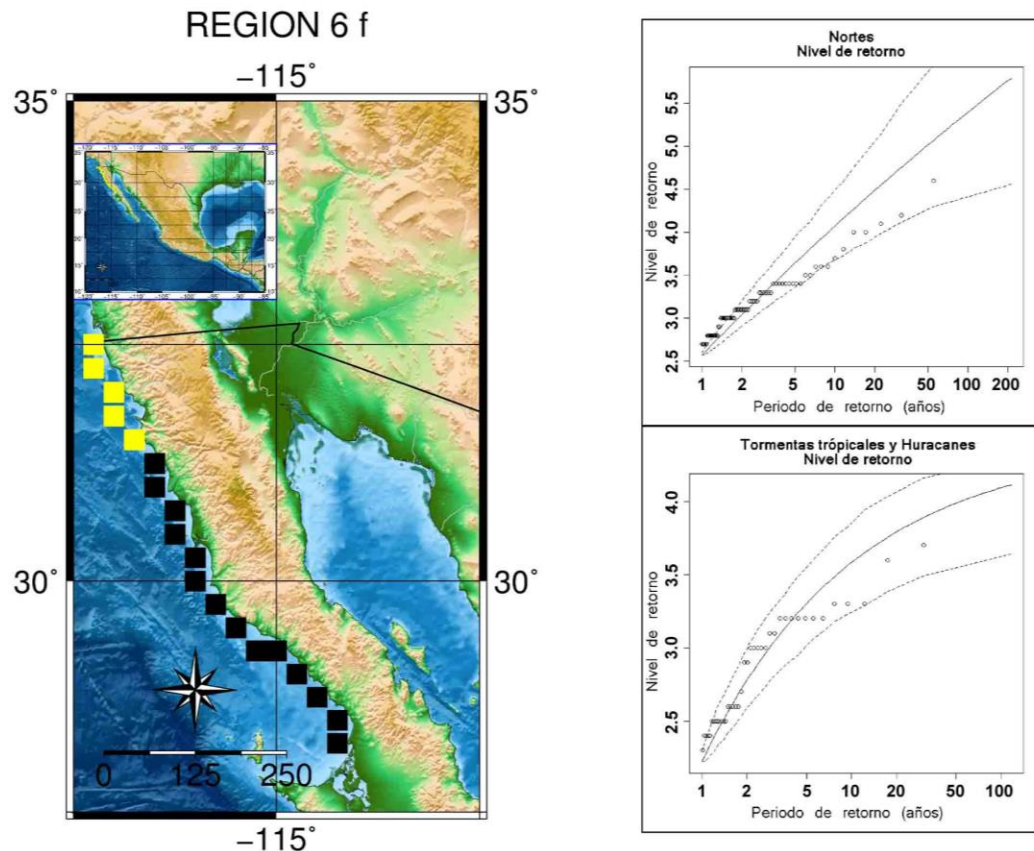


Figura.- 25 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6f.

La vertiente del Atlántico también tiene presencia de tormentas tropicales, huracanes y nortes, la subregión 1a (Figura.- 26), políticamente localizada en el estado de Tamaulipas con periodos de retorno de 50 y 100 años presenta una ola asociada cercana a los 12 metros de altura. Los nortes también representan una fuente de peligro dado que las alturas de ola asociadas para los periodos de retorno de 50 y 100 años rebasan los 5 metros de altura.

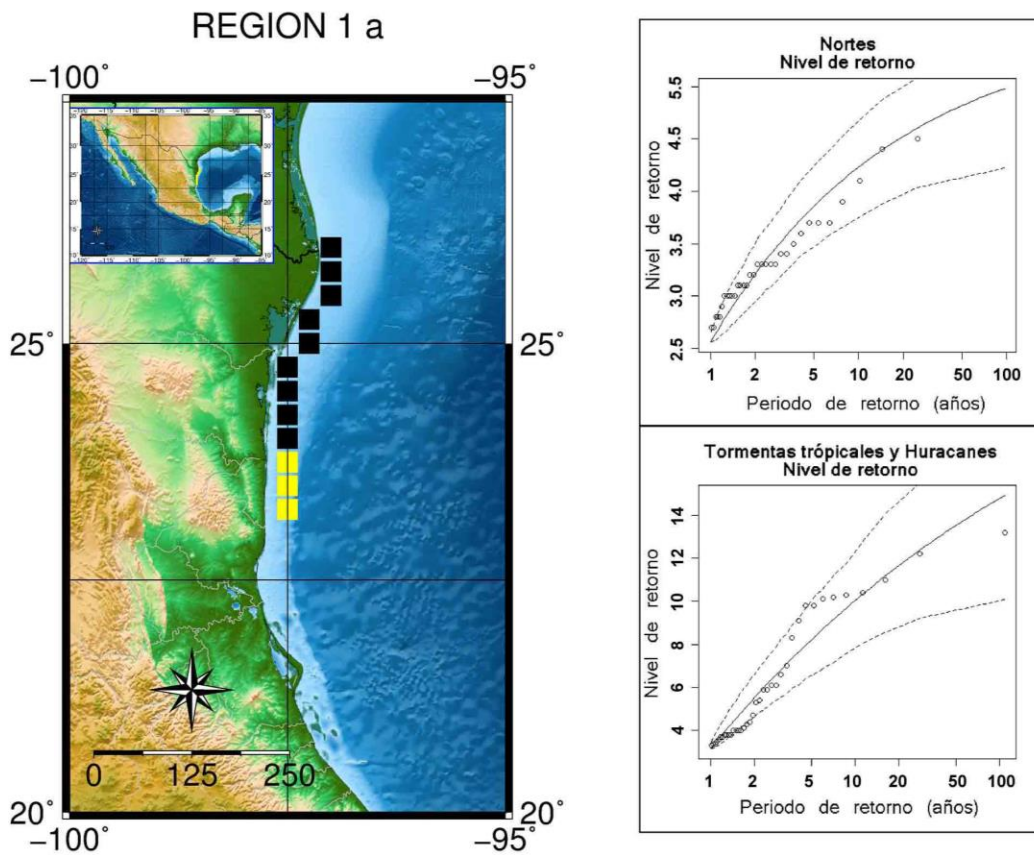


Figura.- 26 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 1 a.

El caribe mexicano es representado en la Figura.- 27, de la cual se puede concluir que para el periodo de tormentas tropicales y huracanes la región es totalmente afectada con alturas de ola mayores a 14 metros

El periodo de nortes también es considerable. Es importante reconocer que para completar el estudio es necesario evaluar las condiciones de la costa, la manera en que el peligro se puede propagar y las consecuencias de que el peligro incida con cierta magnitud.

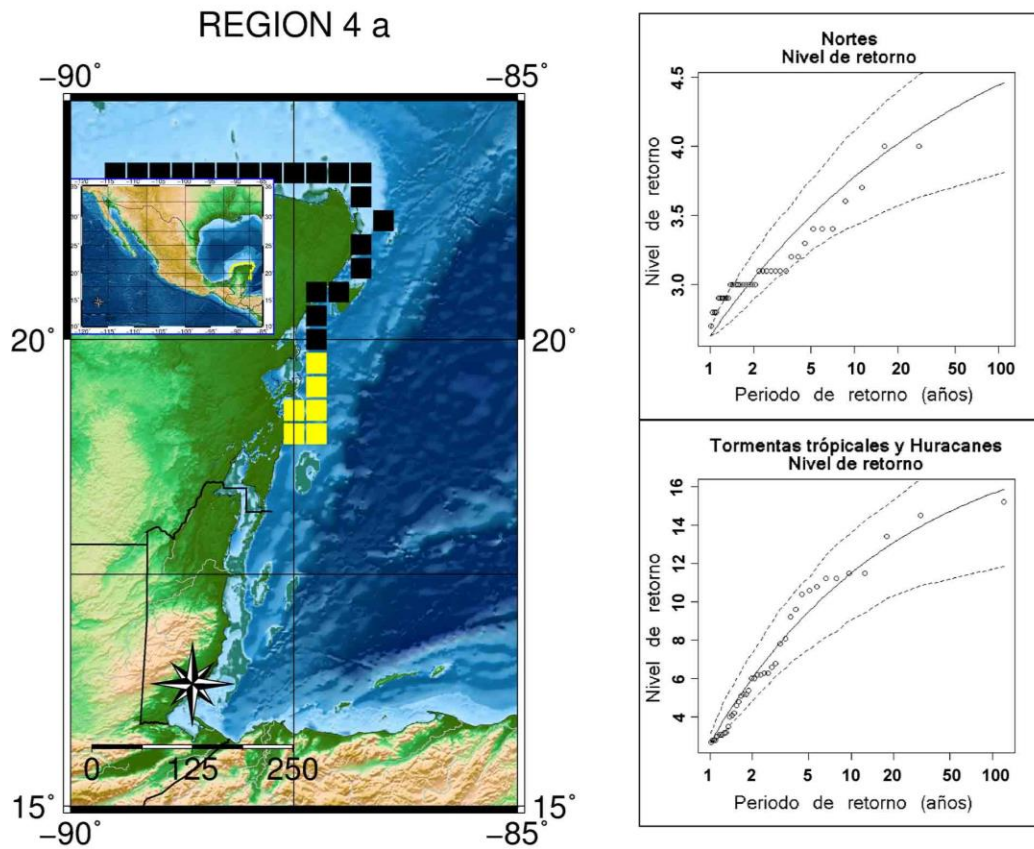


Figura.- 27 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4a.

El tiempo de duración de un evento, ya sea norte o tormenta tropical es importante porque la altura de ola se mantiene por arriba del umbral propuesto durante un periodo de tiempo (horas) de esta manera se puede llegar a caracterizar el peligro en una resolución mayor al estimar valores como el run-up que es un valor importante para zonas costeras vulnerables a inundarse. También con la duración para cada evento se puede estimar la energía de las tormentas si consideramos el periodo del oleaje. En esta tesis se reconoce la importancia de la duración; sin embargo dado la resolución del estudio sólo se considera para reconocer si el evento se puede considerar extremo.

5 Peligro por Lluvias en las cuencas costeras de la República Mexicana.

5.1 Introducción

Aunque no es lo común, se ha incorporado el efecto de las precipitaciones en virtud que normalmente los causes de los ríos son una fuente de sedimentos y nutrientes muy importante, particularmente cuando se presentan avenidas de gran envergadura. Los fenómenos hidrometeorológicos de temporada o episódicos son una fuente de peligro cada año. Como ya se ha dicho el territorio mexicano es paso de huracanes y/o tormentas tropicales durante los meses de mayo a noviembre y en los meses de diciembre a abril se presentan frentes fríos. Al seguir su trayectoria por el territorio mexicano, dichos fenómenos inciden sobre las cadenas montañosas, provocando lluvias que en ocasiones llegan a ser severas, además de escurrimientos que descargan en el océano.

Para realizar el estudio de las lluvias, en esta tesis se considera como unidad a la región hidrológica que propone CONAGUA y se subdivide por cuenca, considerando que este estudio es a gran escala y que la unidad mínima a considerar es la cuenca hidrológica.

Los datos de precipitación se descargaron de la base de datos <http://clicom-mex.cicese.mx/>, la cual es de acceso libre y cuenta con la información de más de 25 y menos de 25 años efectivos de las estaciones climatológicas de toda la República. Algunas estaciones climatológicas tienen “huecos” en la información y aunque no es necesario rellenarlos, en esta tesis se estimaron los registros anuales de las estaciones con datos faltantes aplicando un método de interpolación para estimar los registros mensuales desde 1949 hasta el 2012. La mayoría de los métodos requieren de la información de las estaciones

climatológicas próximas a las que no tienen información y sólo difieren en el grado de complejidad.

5.2 Metodología

5.2.1 Métodos de Interpolación, para estimar datos faltantes en Estaciones Climatológicas

5.2.1.1 Método del promedio aritmético

En este método se promedian los valores de la precipitación de las estaciones circundantes y se aplica este valor a la estación con datos faltantes.

$$P_x = \frac{\sum_{i=1}^N a_i P_i}{\sum_{i=1}^N a_i}$$

P_i = precipitación de la estación i .

a_i = factor de contribución de la estación i .

5.2.1.2 Método del radio normal

Si cualquiera de las estaciones vecinas tiene una precipitación anual normal excediendo del 10%, entonces el método del radio normal puede ser usado. Este método pesa o contrasta el efecto de cada estación vecina; es uno de los más simples y de amplio uso.

$$P_x = \frac{1}{m} \left(\frac{N_x}{N_1} P_1 + \frac{N_x}{N_2} P_2 + \dots + \frac{N_x}{N_m} P_m \right)$$

P_i = precipitación de la estación i .

N_i = precipitación normal anual de la estación i .

5.2.1.3 Método de la distancia inversa

Se estima el peso de las estaciones vecinas con base a sus distancias respecto a la estación con datos faltantes.

El peso de cada estación se estima como:

$$a_i = \frac{1/D_i^2}{\sum_{i=1}^N 1/D_i^2}$$

$$P_x = \sum_{i=1}^N a_i P_i$$

5.2.1.4 Método Estación – Año

Este método combina los registros de un número de estaciones en un solo registro, los registros deben corresponder al mismo o diferente periodo.

El método estación años deberá satisfacer las siguientes restricciones:

- a) Los registros deberán ser independientes
- b) El área de los registros será meteorológicamente homogénea, (un indicador de la homogeneidad es que las precipitaciones anuales sean semejantes)
- c) La distribución de las frecuencias deberá ser similar en todas las estaciones

5.2.1.5 Método de regresión lineal múltiple

Se consideran los valores de las estaciones próximas a la estación con datos faltantes. La interpolación es una combinación lineal de las estaciones vecinas más un término independiente.

$$Y = b_0 + b_1 * x_1 + b_2 * x_2 + \dots + b_n * x_n + j$$

Los coeficientes se estiman de manera que la suma de los cuadrados entre los valores de las estaciones con datos y los valores interpolados sea mínima.

También se puede escribir en forma matricial.

$$Y = X * B + J$$

5.2.2 Interpolación de datos faltantes de las estaciones climatológicas de la República mexicana

La interpolación para estimar datos faltantes es muy importante, ya que se pueden tener registros bastante amplios, como es el caso de la red de estaciones climatológicas de la República mexicana. En esta tesis se hace uso del método de las distancias inversas, pero con la modificación realizada por Ahrens, 2005, que en vez de considerar la distancia geográfica aplica lo que llama una distancia estadística de tal manera que se densifica la disponibilidad de información de la red de estaciones climatológicas. El método de interpolación modificado por Ahrens, 2005 es el siguiente:

$$\gamma_{0\alpha} = \frac{1}{2T} \sum_{t=1}^T ((P_{t0} - m_0) - (P_{t\alpha} - m_\alpha))^2$$

T Tamaño de la serie de tiempo

m promedio de las precipitaciones por estación, solo considerando los días con lluvia

Solo los días t con precipitación en las dos estaciones 0 y α son considerados.

$$P_0 = \frac{\sum_{\alpha=1}^n P_\alpha \omega_\alpha}{\sum_{\alpha=1}^n \omega_\alpha}$$

$$\omega_{\alpha} = 1/\gamma_{0\alpha}^2$$

Para determinar qué estaciones son homogéneas entre si y poder realizar la interpolación, en esta tesis de manera original se han propuesto cuatro parámetros que deben cumplir las estaciones,

- Que las estaciones se encuentren dentro de un radio de 150 km
- Que el desnivel topográfico entre estaciones no exceda los 50 m
- Que el coeficiente de correlación R^2 sea mayor o igual a 0.7.

$$r = \frac{S_{XY}}{S_X S_Y} = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

- Que la diferencia de los coeficientes de variación entre la estación con datos faltantes con la estación propuesta, sea menor o igual a 0.3.

$$cv = \frac{\sigma}{\bar{x}}$$

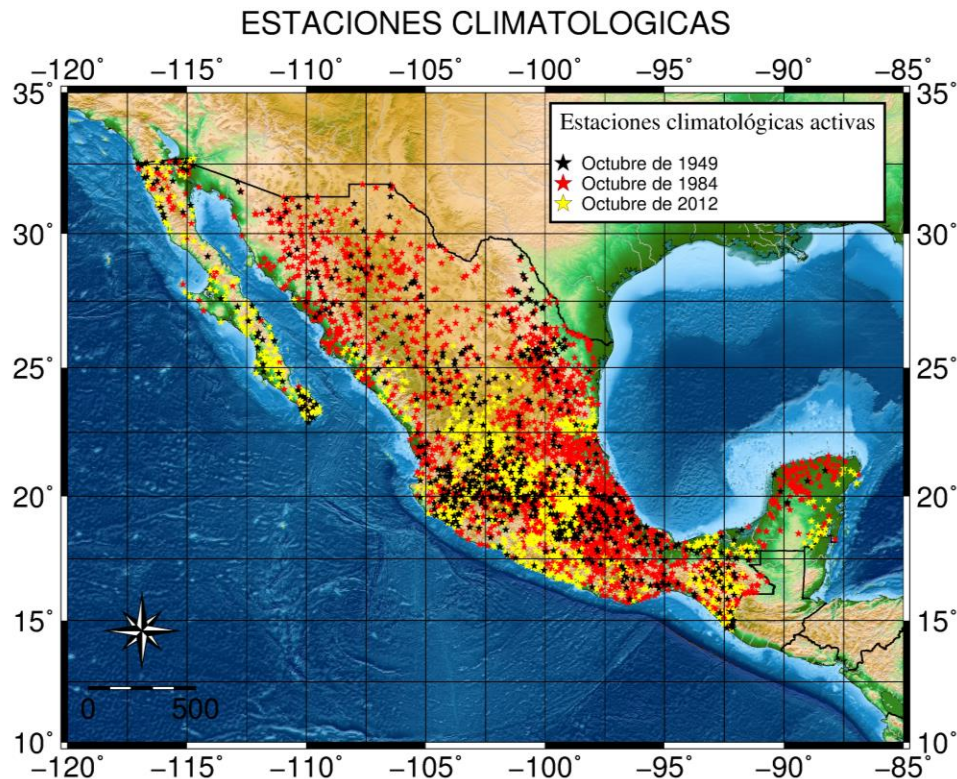


Figura.- 28 Estaciones climatológicas activas durante los años 1949, 1984 y 2012 en el territorio mexicano.

Finalmente, para obtener los archivos raster interpolados por mes para el periodo de 1949 a 2012, se usó el SIG de acceso libre GRASS GIS 7, disponible en la página <https://grass.osgeo.org/>.

5.3 Resultados, Peligro por lluvias

La caracterización del peligro por lluvias consistió en estimar el valor máximo de lluvia precipitada por mes para las cuencas que conforman las regiones hidrológicas y empleando la metodología de máximos por bloques para ajustar a una distribución de valores extremos y de tal forma obtener los valores asociados de precipitación acumulada según el periodo de retorno.

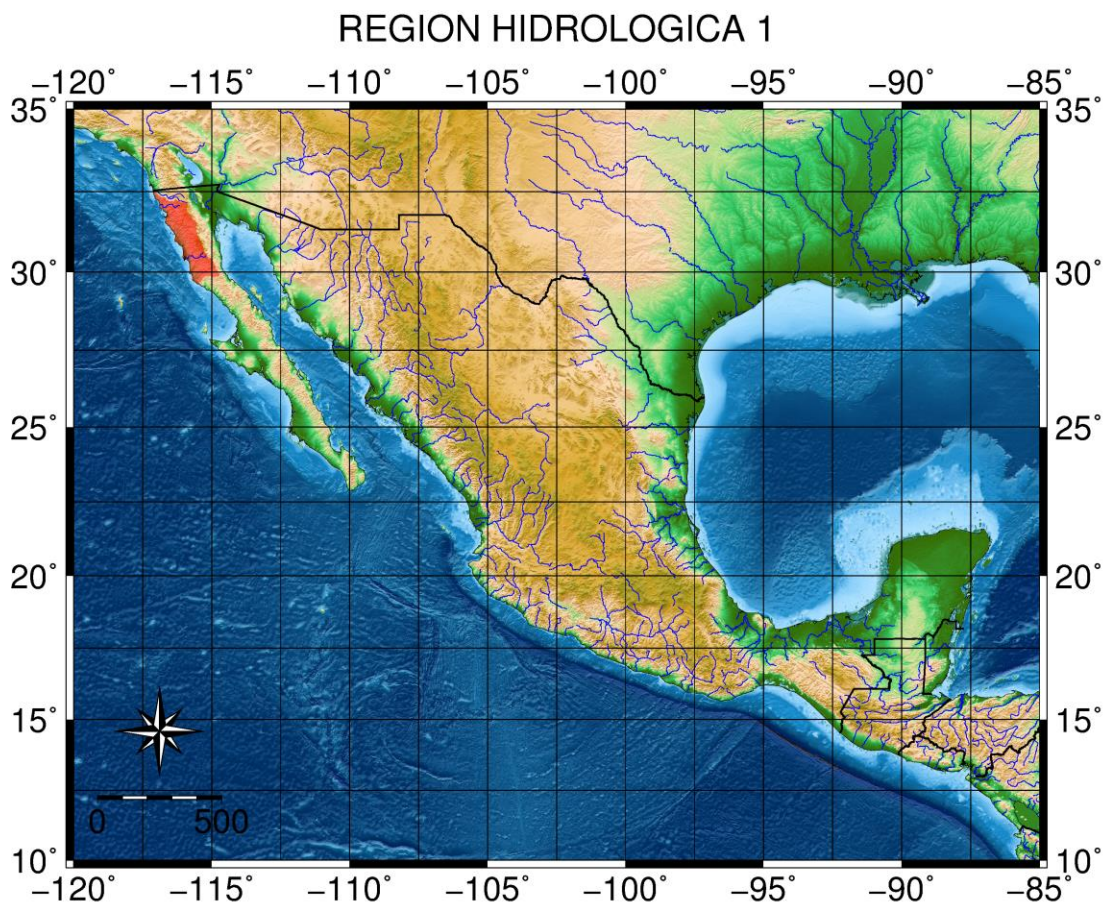


Figura.- 29 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 1.

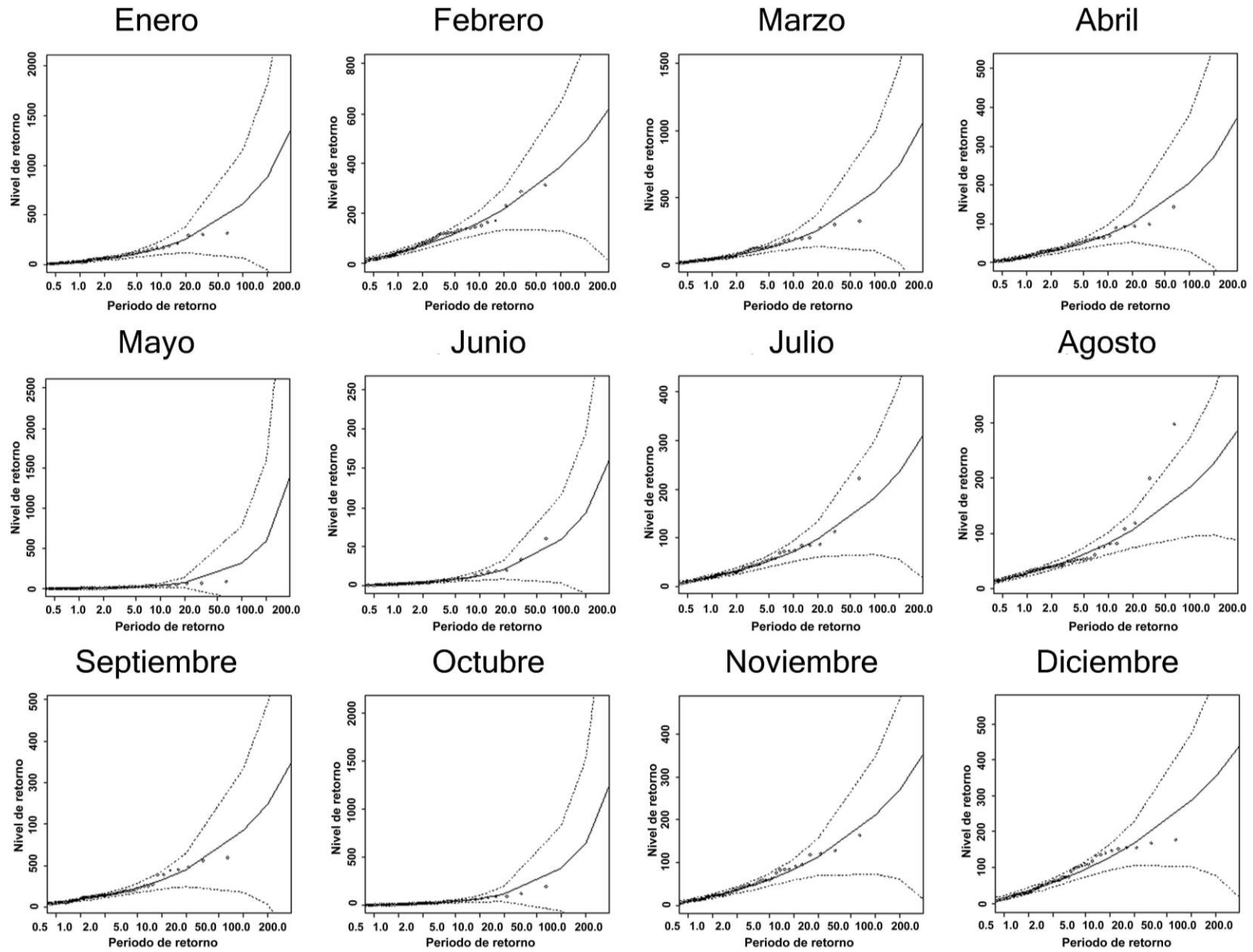


Figura.- 30 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 1.

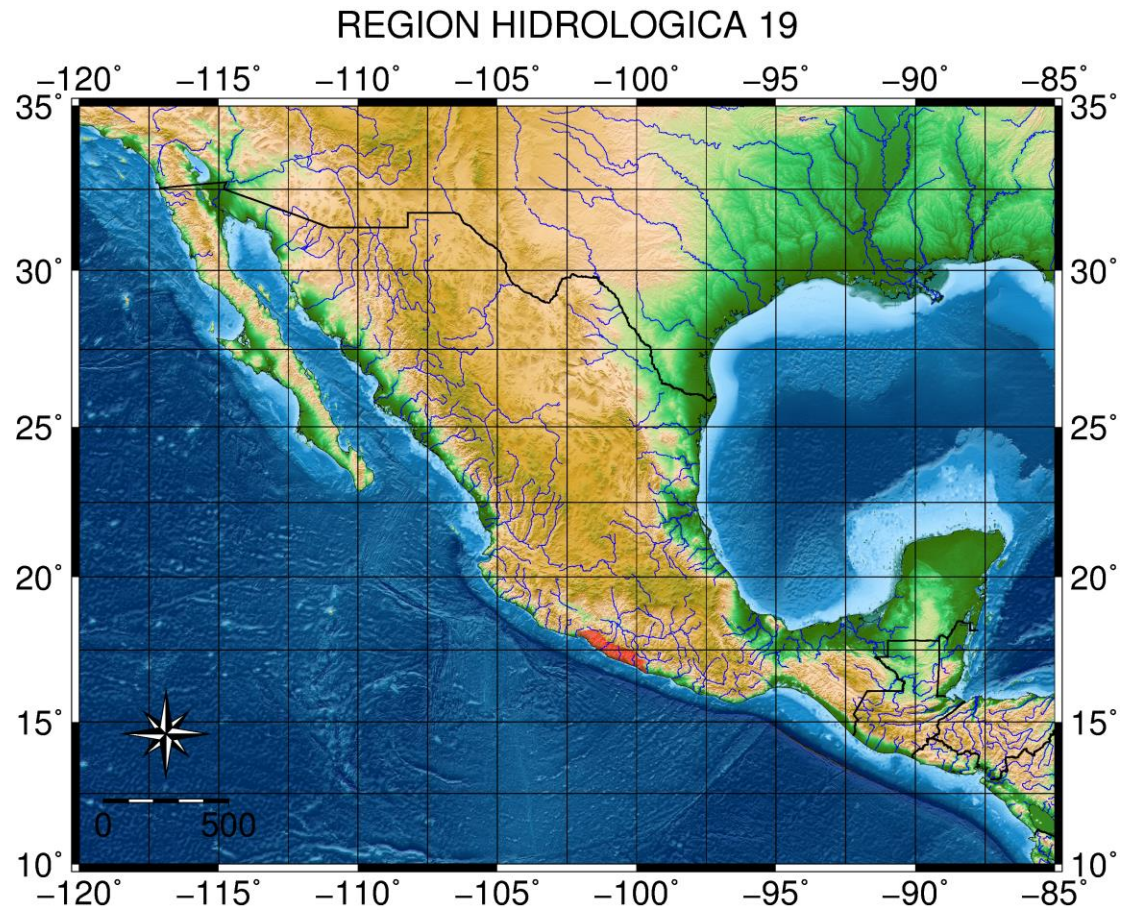


Figura.- 31 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 19.

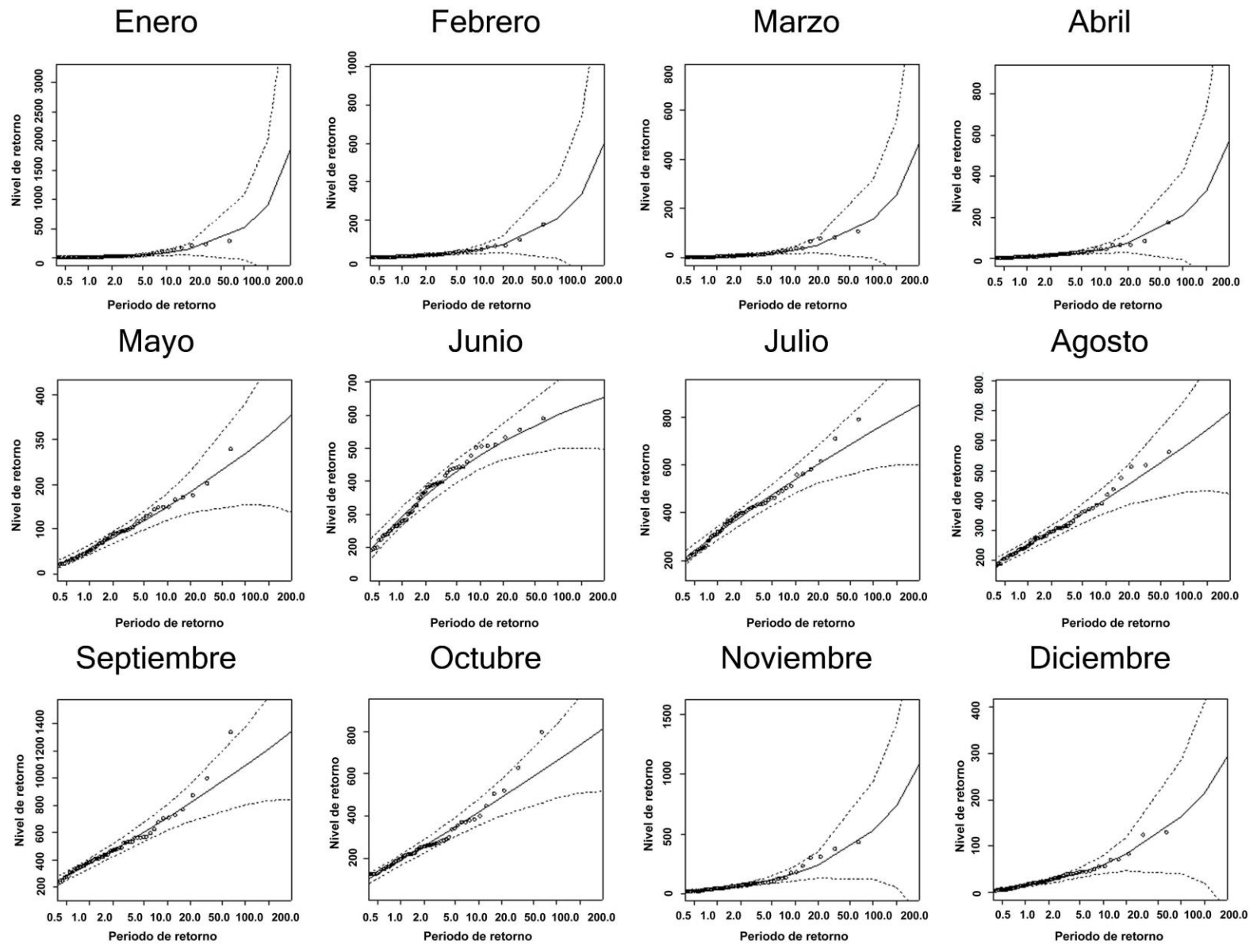


Figura.- 32 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 19.

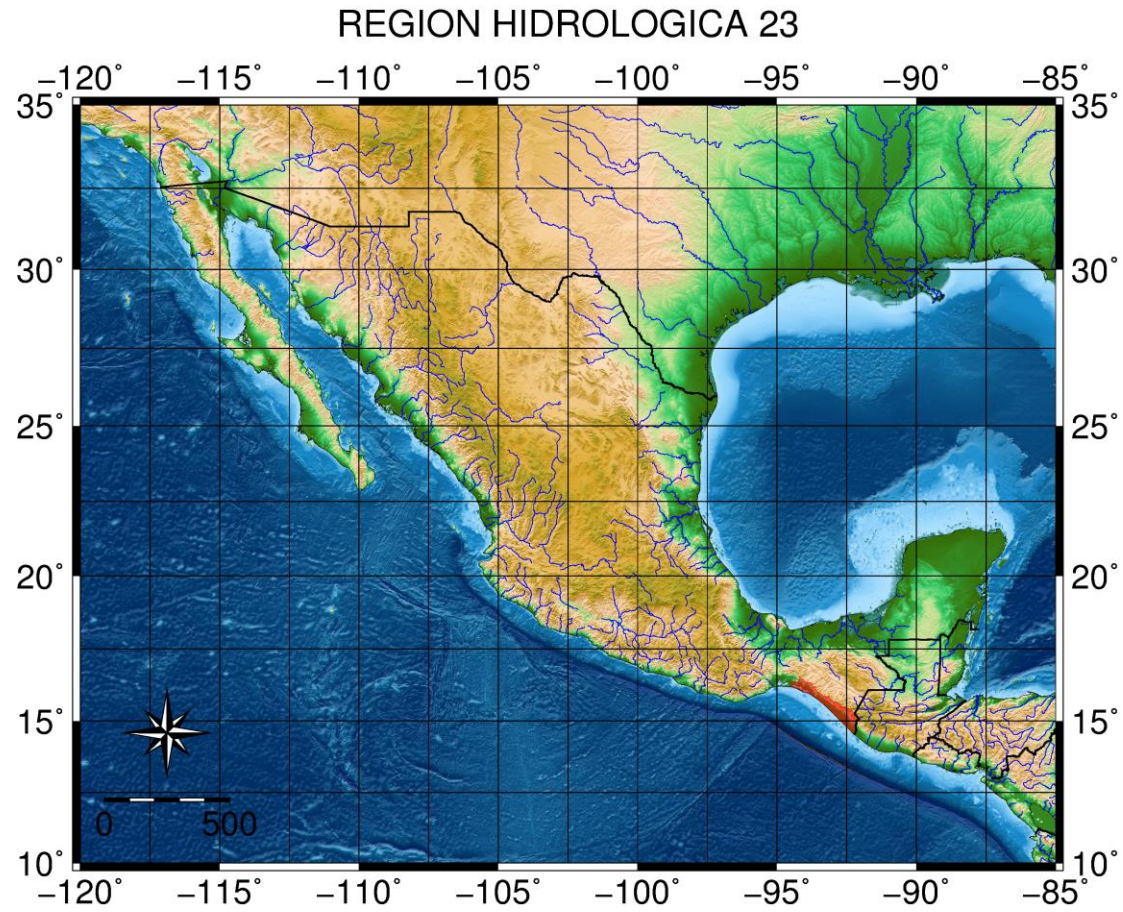


Figura.- 33 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 23.

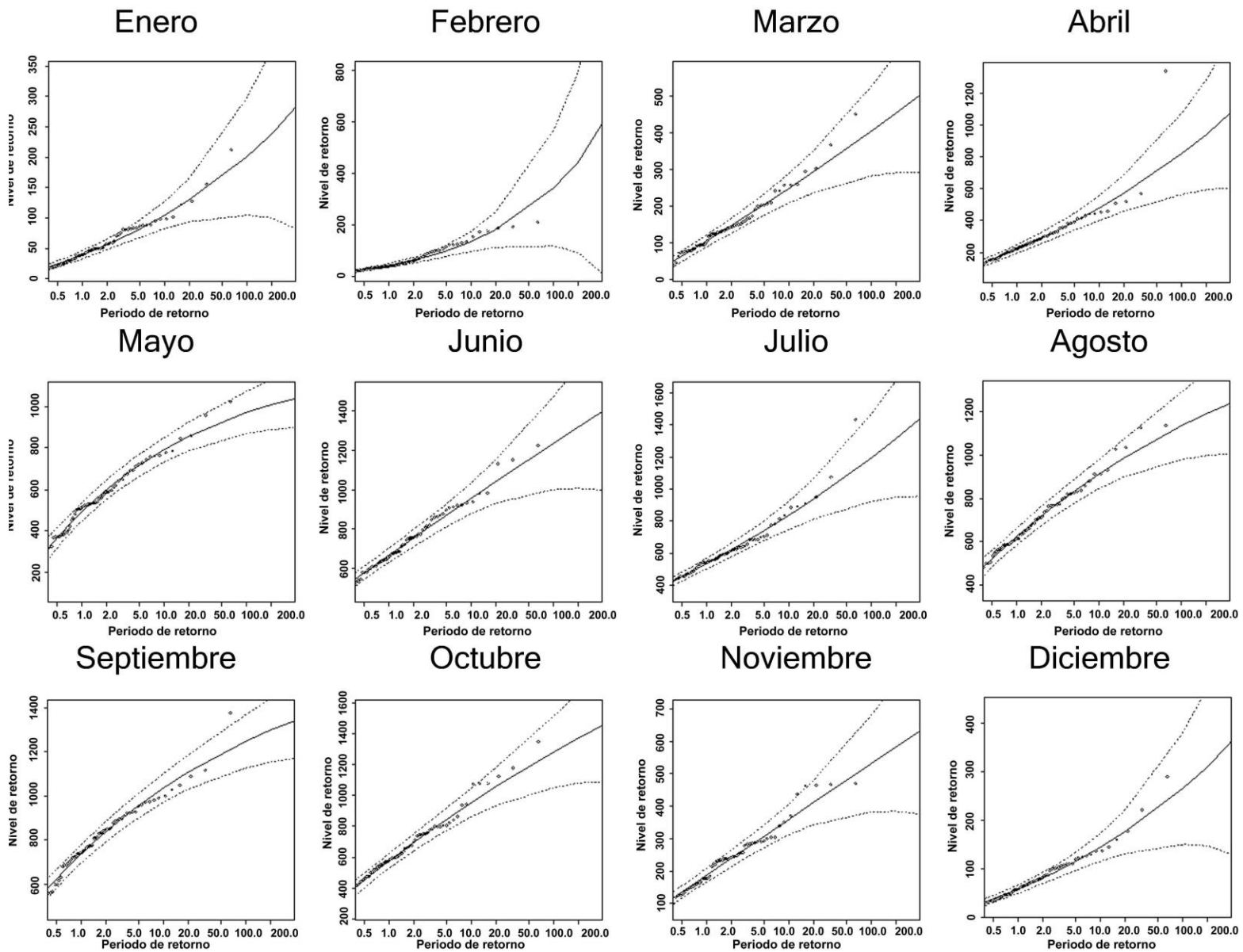


Figura.- 34 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 23.

En la Figura.- 30 que corresponde a la región hidrológica número 1, se puede estimar que esta región incrementa los valores para cada periodo de retorno en los meses de enero y octubre que son los meses en que los huracanes, tormentas tropicales y nortes afectan a la región hidrológica; sin embargo dichos valores son relativamente bajos lo cual hace pensar que estas zonas son demasiado secas, influyendo bastante en el tipo de ecosistema costero que se pudiera presentar además de las fuentes de sedimento. En esta región y extendiéndose a gran parte de la península de Baja California los ríos son episódicos es decir cuando llueve puede precipitarse una gran cantidad de lluvia en un solo día y parte del año están secos.

De la Figura.- 32 de la región hidrológica 19 se puede observar que los meses de mayor precipitación corresponden a la temporada de tormentas tropicales y huracanes, siendo septiembre el mes con mayor precipitación acumulada y con el mayor número de inundaciones de esta región. En temporada de nortes propiamente en invierno la precipitación en esta región es baja, lo cual representa al periodo de secas y estiaje de la región.

La región 23 (Figura.- 34) también es severamente influenciada por la presencia de tormentas tropicales y huracanes, siendo los meses de mayo a octubre los que tienen una mayor precipitación acumulada por mes, en los meses de octubre a noviembre por la influencia de los frentes fríos en la región las lluvias también son significantes, de diciembre a abril es la temporada de estiaje que representa el periodo con las precipitaciones acumuladas por mes más bajas.

México, al estar situado entre las latitudes Norte 10 y 35°, experimenta un clima tropical principalmente en las latitudes menores a los 23.5°. La influencia de las estaciones climáticas en la precipitación distingue entre la temporada de sequías y de lluvias, lo cual es muy semejante en las latitudes menores a los 23.5°. En temporada de lluvias, los escurrimientos pueden erosionar los suelos y descargar al océano una gran cantidad de sedimento, tal como es el caso de las cuencas de la región 23 (Figura.- 34) y que por las características del suelo mayormente

conformado por roca metamórfica, la erosión es mayor en la temporada de lluvias. En el caso de la región 19 (Figura.- 32), las cuencas son deformadas por procesos de erosión y por la severa actividad de las placas tectónicas.

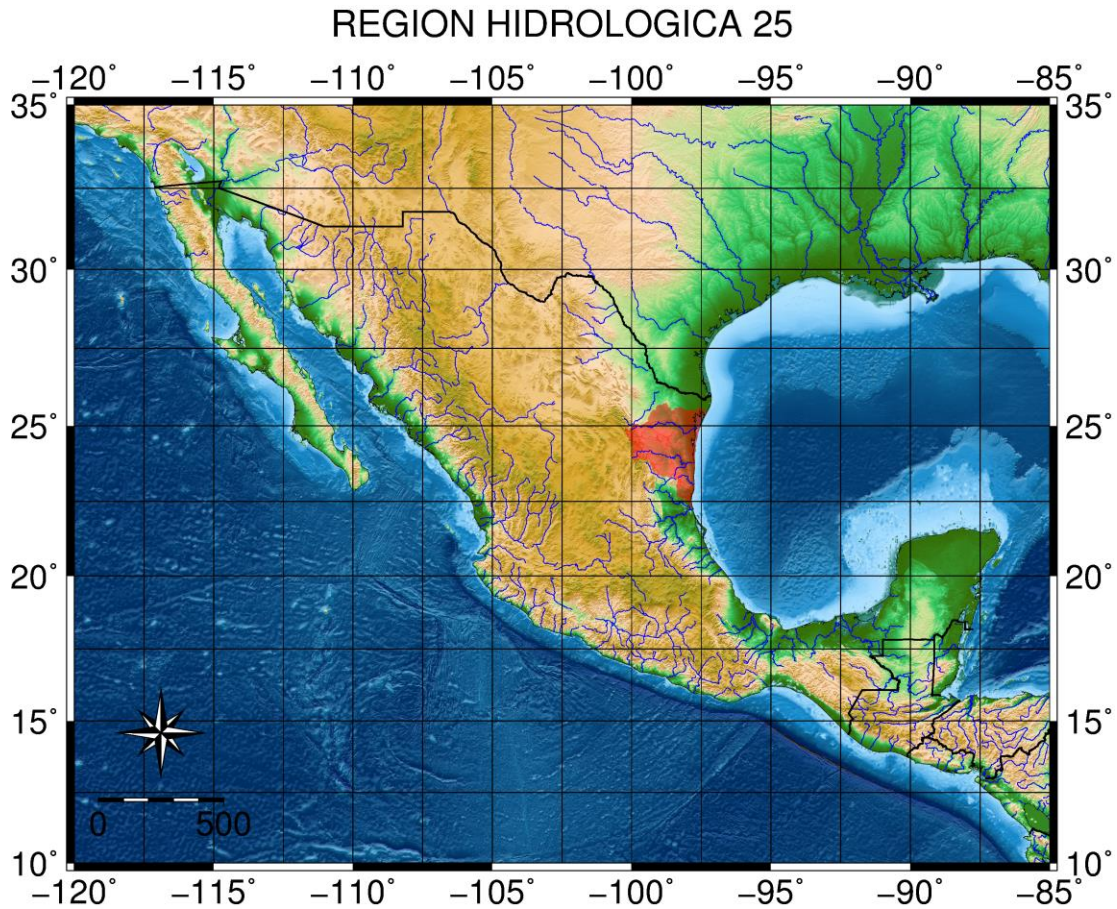


Figura.- 35 Localización en el territorio mexicano de la región hidrológica 25.

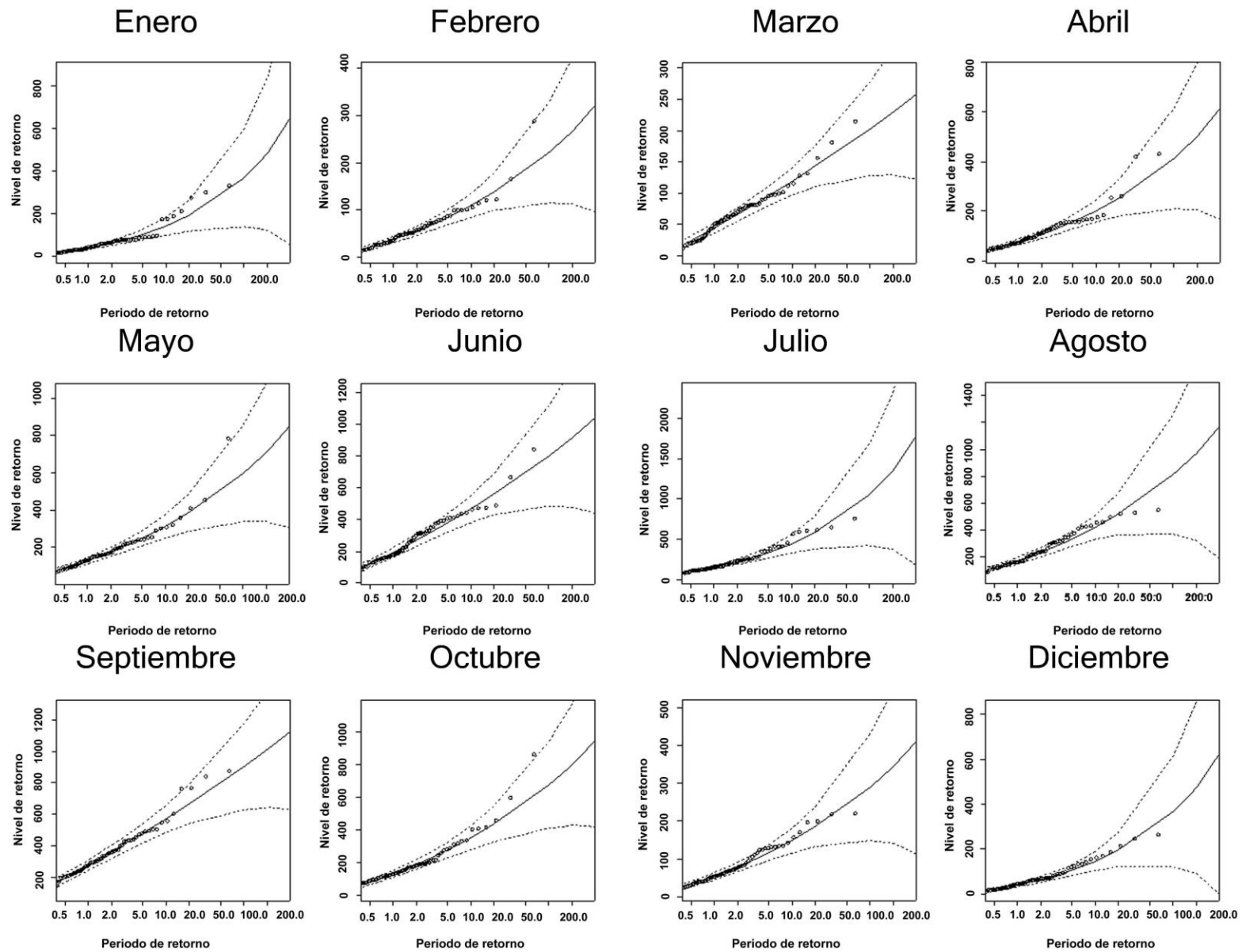


Figura.- 36 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 25.

En la región 25 (Figura.- 36), la precipitación en temporada de nortes es mayor que en las regiones que están por debajo del Trópico de Cáncer, sin embargo, en temporada de tormentas tropicales y huracanes la región también tiene cierta influencia, como sucede en las demás regiones del país.

6 Consideraciones sobre el riesgo

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos de los peligros costeros asociados a un periodo de retorno de 50 años.

6.1 Vertiente Pacífico

6.1.1 Península de Baja California

Con base a la regionalización de las costas mexicanas presentada en esta tesis, las regiones 6, 7, 8 y 9 que corresponden a la península de Baja California y las regiones hidrológicas 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 8 no existe registro de tsunamis de origen local generados por terremotos con epicentro en la trinchera mesoamericana y por lo tanto se puede despreciar tal peligro. El registro que se tiene de tsunamis para esta región es por el efecto de tsunamis de origen lejano (Farreras, 1997).

Al considerar un periodo de retorno de 50 años las sobreelevaciones frente a la costa debido a nortes no exceden los 5.50 m. El valor de 5.50 m está asociado a la región 6, la cual se localiza al norte de la península. El valor de 5.50 m se considera alto para valores generados por nortes. La sobreelevación debido a tormentas tropicales y huracanes, considerando el periodo de retorno de 50 años en la parte sur de la región en ocasiones es paso de tormentas tropicales y huracanes y por lo tanto se presentan valores de hasta 10 m de altura.

En lo referente a peligro por lluvias, y considerando el periodo de retorno de 50 años, la región se considera seca ya que los registros de lluvias acumuladas por mes apenas alcanzan los 500 mm. Durante los meses de invierno y verano, en estos meses es posible registrar eventos episódicos con peligro de inundación.

6.1.2 Zona norte Pacífico (mar de Cortés)

Las regiones 9 y 10 comprenden los estados de Sonora y Sinaloa; de manera semejante a la península de Baja California estas regiones no se ven afectadas por tsunamis de origen local, sin embargo, la sobreelevación frente a la costa debido a tormentas tropicales muestra un valor alto, de hasta 12 m para un periodo de retorno de 50 años.

6.1.3 Zona Centro y Sur Pacífico

La región 11, en comparación con las regiones de la península de Baja California y con las regiones de la zona norte Pacífico, presenta registros de tsunamis de origen local que aumenta el valor de la estimación total del peligro que está presente en la zona. Si no se toma en cuenta el efecto por tsunamis, el peligro por tormentas tropicales y huracanes se puede considerar alto, ya que la sobreelevación frente a la costa llega al valor de 12 m para un periodo de retorno de 50 años. Las precipitaciones en el mes de septiembre y por influencia de las tormentas tropicales, alcanzan valores acumulados de hasta 800 mm.

Las regiones 12, 13 y 14 por su ubicación frente a la trinchera de Mesoamérica son regiones con alta actividad sísmica además de que son trayectoria de tormentas tropicales y huracanes. El efecto de los nortes en estas regiones es mayor en los estados de Michoacán, Colima y Jalisco.

El estado de Guerrero donde se traslapan la región 12 y la región hidrológica 21, es el estado donde los peligros considerados en esta tesis tienen el valor más alto.

6.2 Vertiente Atlántico

6.2.1 Golfo de México Norte

La región 1 es trayectoria de tormentas tropicales y huracanes, el peligro se considera alto ya que el valor de la sobre elevación frente a la costa asociado al periodo de retorno de 50 años puede ser de 14 m. El peligro por nortes que tiene un valor de 6 m, asociado al periodo de retorno de 50 años el cual se considera alto en condición de nortes. La precipitación acumulada que se proyecta en los escurrimientos hacia la costa tiene valores altos en los meses en los que hay ocurrencia de tormentas tropicales y huracanes.

6.2.2 Golfo de México centro y sur

En estas zonas que comprenden las regiones 2, 3, 4 y 5 son en las que el oleaje representa un mayor peligro ya sea por tormentas tropicales, huracanes y/o nortes, lo cual se debe a que es una zona tropical. La región 4 que cubre la mayor parte de la península de Yucatán es la región que enfrenta los mayores peligros considerando el periodo de retorno de 50 años.

Finalmente es importante reconocer que los valores estimados de sobre elevación frente a la costa no son suficientes para representar el riesgo de las regiones ya que se requiere de la evaluación de la vulnerabilidad a gran escala para asignar un índice que pueda ser representativo del riesgo.

7 Conclusiones

En este trabajo se aborda el concepto de peligro a gran escala, en primera instancia fue necesario caracterizar la república mexicana para poder identificar los ecosistemas costeros presentes a lo largo del litoral, posteriormente se reconocieron los eventos externos que alteran sus condiciones y que presuponen ser una alteración a la resiliencia que poseen.

Una de las aportaciones principales de este trabajo son los resultados del análisis estadístico de la incidencia de tsunamis, extendiendo el registro de tsunamis con series sintéticas aplicando simulaciones de Montecarlo y realizando modelaciones numéricas con el módulo GeoClaw. El producto final del análisis estadístico es la estimación probabilística del peligro debido a tsunamis de origen local para la vertiente del Pacífico mexicano según las ocho zonas propuestas. Trabajos anteriores habían contribuido en modelaciones numéricas mediante modelos basados en la teoría de Boussinesq, sin embargo, sólo ampliaron el universo de herramientas posibles para estimar el peligro por incidencia de tsunamis, en este sentido este trabajo se apoya en los esfuerzos previos y va más allá al aplicar una metodología para estimar el peligro en términos probabilistas.

Durante la realización de esta tesis la disponibilidad de datos medidos antes de 1950, referentes a tsunamis, es escasa y los que se pueden encontrar son datos cualitativos debido al origen (entrevistas con pobladores, marcas de inundación en construcciones, rocas y vegetación), por tal motivo se decidió ampliar el registro de tsunamis que estrictamente inicio en México después de 1952 cuando se renovó la red sismológica nacional.

Para la modelación numérica se requiere de datos geométricos que están disponibles en las fuentes de datos, para la realización de esta tesis se propusieron esos datos los cuales representan la condición más desfavorable

según la teoría de dislocación elástica de placas y bien en este sentido no se consideraron las geometrías de las fracturas reportadas, ya que los datos de las geometrías difieren según la fuente de información.

De la estimación del peligro por tsunamis locales para la vertiente del Pacífico mexicano se concluye:

- La modelación numérica de un tsunami depende de los datos geométricos de las fallas, por lo tanto es necesario obtener datos geofísicos con una menor incertidumbre para modelar los eventos pasados.
- La simulación de Montecarlo, es una herramienta útil para ampliar el registro de tsunamis porque considera la probabilidad conjunta de que se genere un tsunami dado que se presentó un sismo mayor a 7 grados en escala de Richter y que se encuentra dentro de una de las 8 zonas.
- A pesar de que la ampliación del registro se acotó a eventos de tipo Poisson y en estricto sentido existe una sobredispersión de los datos históricos, se puede estimar la ocurrencia de eventos catastróficos como sismos y tsunamis y realizando un número grande de simulaciones (Montecarlo) es posible disminuir la incertidumbre y así estimar el peligro en términos probabilísticos.
- En esta tesis solo se considera el peligro por sobreelevación frente a la costa que no se debe confundir con el run-up.

Sobre el peligro por tormentas tropicales, huracanes y nortes, en esta tesis se utilizó la metodología propuesta por el Grupo de Ingeniería de Costas y Puertos de la UNAM; además de los datos del re-análisis de clima marítimo (Ruiz-Martínez, Silva-Casarín et al., 2009). La metodología propuesta se basa en el método de Picos sobre un Umbral (POT por sus siglas en inglés) para obtener los valores extremos de las series de oleaje de las celdas que conforman las regiones del litoral mexicano.

Del peligro por tormentas tropicales, huracanes y nortes se puede concluir lo siguiente:

- La elección del umbral para obtener los valores extremos se puede realizar gráficamente con la varianza de los valores que exceden el umbral y cuando los valores son estables se propone un rango para el umbral. En esta tesis se optó por proponer el umbral como 2.4 veces el valor de la altura de ola cuadrática media, logrando un mejor ajuste que el del umbral gráfico,
- Es posible determinar el grado de peligro con las curvas de periodo de retorno contra el nivel de retorno.
- Para caracterizar el peligro debido a tormentas tropicales, huracanes y nortes a gran escala fue necesario subdividir las regiones del litoral mexicano, de esta manera se pudo estimar la curva del periodo de retorno según la orientación de la costa, además que se identificaron las similitudes entre el número de tormentas que impactan cada sector de la región según su orientación.

El peligro por lluvias se analizó a la escala de cuenca. Los datos de precipitación se descargaron de la base de datos de CICESE-CLICOM. El acceso a los datos es libre y se pueden descargar sin complicaciones, para cada estación de la república mexicana. Algunas estaciones no cuentan con información y fue necesario completar el registro mediante una técnica estadística.

Sobre el peligro por precipitación se concluye lo siguiente:

- La técnica para completar el registro de datos faltantes es adecuada, siempre que se cumplan con los parámetros del coeficiente de variación, coeficiente de correlación y las distancias en altitud y radio de cercanía.
- Es posible completar el registro con técnicas de tipo multivariable, sin embargo, para la escala del estudio es suficiente con los valores de la precipitación de cada estación.

- Las regiones que están en latitudes inferiores a $+23.5$ presentan ciclos de precipitación para los meses influenciados por las tormentas tropicales y huracanes y la temporada de estiaje se extiende desde el invierno hasta la primavera que en algunas regiones la precipitación llega a ser alta por la influencia de los frentes fríos. Las regiones que están arriba de la latitud $+23.5$ presentan un ciclo de estiaje más amplio, con lluvias en los meses de diciembre a enero y con una mínima influencia por las tormentas tropicales y huracanes.

7.1 Futuras Líneas de Investigación

Al concluir esta tesis quedan abiertas las siguientes líneas de investigación:

- Modelar tsunamis de origen lejano, sobre todo de las zonas sísmicas que pudieran representar un peligro para las costas mexicanas.
- Estimar el run-up, por la incidencia de un tsunami en las costas mexicanas.
- Aplicar la metodología SPRC para cada región costera y para los peligros en esta tesis considerados y así obtener una estimación del riesgo.
- Modelar la marea de tormenta y estimar sus curvas de periodo de retorno para cada región del litoral mexicano.
- Para estimar el peligro por tormentas tropicales huracanes y nortes, sería conveniente ajustar los datos a un modelo multivariable y de tal manera caracterizar el peligro en términos del periodo del oleaje, la velocidad del viento y la altura de ola.
- Con la información de precipitación acumulada es posible realizar estimaciones del sedimento que se descarga a las costas para las cuencas costeras, lo cual permitiría reconocer aquellas cuencas que presentan un déficit de sedimento y están propensas a un problema de erosión.

- La estimación del peligro por sequías para cada región costera es un punto que también queda abierto como una línea de investigación.

Referencias bibliográficas

- Ahrens, B. (2005). "Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data." Hydrology and Earth System Sciences Discussions **2**: 1893-1922.
- Annaka, T., K. Satake, et al. (2007). Logic-tree approach for probabilistic tsunami hazard analysis and its applications to the Japanese coasts. Tsunami and Its Hazards in the Indian and Pacific Oceans, Springer: 577-592.
- Brouwer, R. y R. Van Ek (2004). "Integrated ecological, economic and social impact assessment of alternative flood control policies in the Netherlands." Ecological economics **50**(1): 1-21.
- Burzel, A., D. R. Dassanayake, et al. (2011). "Integrated flood risk analysis for extreme storm surges (XtremRisk)." Coastal Engineering Proceedings **1**(32): 9.
- CERC (2000). Coastal engineering manual. U. A. C. Engineers. Virginia, MA.
- Coninx, I. y M. El Kahloun (2007). "ADAPT-TOWARDS AN INTEGRATED DECISION TOOL FOR ADAPTATION MEASURES-CASE STUDY: FLOODS." Case study of the Dender basin. Focus on Geraardsbergen and Ninove. Belgian Science Policy, Brussels, Belgium.
- Cornell, C. A. (1968). "Engineering seismic risk analysis." Bulletin of the seismological society of America **58**(5): 1583-1606.
- Crichton, D. (1999). "The risk triangle." Natural disaster management: 102-103.
- Dalrymple, R. W. y K. Choi (2007). "Morphologic and facies trends through the fluvial marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation." Earth-Science Reviews **81**(3): 135-174.
- Davies, J. L. y C. A. Moses (1964). A morphogenic approach to world shorelines.
- Davis Jr, R. A. (1985). Beach and nearshore zone. Coastal sedimentary environments, Springer: 379-444.
- Davison, A. C. y R. L. Smith (1990). "Models for exceedances over high thresholds." Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological): 393-442.
- Downes, G. L. y M. W. Stirling (2001). Groundwork for development of a probabilistic tsunami hazard model for New Zealand. International Tsunami Symposium 2001.
- e Costa, C. A. B., P. A. Da Silva, et al. (2004). "Multicriteria evaluation of flood control measures: The case of Ribeira do Livramento." Water Resources Management **18**(3): 263-283.
- Escudero Castillo, M., E. Mendoza Baldwin, et al. (2012). "Characterization of risks in coastal zones: a review." CLEAN-Soil, Air, Water **40**(9): 894-905.
- Espejel, I., R. Bermúdez, et al. (2009). "Propuesta metodológica para la regionalización de los mares Mexicanos." Ordenamiento Ecológico Marino: Visión Integrada de la Regionalización: 151-224.
- Faber, M. H. y M. G. Stewart (2003). "Risk assessment for civil engineering facilities: critical overview and discussion." Reliability engineering & system safety **80**(2): 173-184.

- Farreras, S. (1997). "Tsunamis en México." Monografía(5): 73-96.
- Fisher, R. A. y L. H. C. Tippett (1928). Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, Cambridge Univ Press.
- Geist, E. L. (1999). "Local tsunamis and earthquake source parameters." Advances in Geophysics **39**: 117-209.
- Geist, E. L. y R. Dmowska (1999). Local tsunamis and distributed slip at the source. Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones, Springer: 485-512.
- González-García, I. (2014). Aplicación de la teoría de valores extremos en el análisis de eventos hidrometeorológicos. Tesis de Licenciatura en Actuaría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gornitz, V., R. Daniels, et al. (1997). "Multi Hazard-Identification and Risk Assessment, The Cornerstone of the National Mitigation Strategy." Federal Emergency Management Agency, New York.
- Guillén, J. y J. I. Díaz (1990). "Elementos morfológicos en la zona litoral: ejemplos en el delta del Ebro." Scientia Marina **54**(4): 359-373.
- Gumbel, E. (1958). "Statistics of extremes. 1958." Columbia Univ. press, New York.
- Guzmán-Speziale, M. y J. J. Meneses-Rocha (2000). "The North America - Caribbean Plate Boundary west of the Motagua - Polochic Fault System: a fault jog in southeastern Mexico. JS Am." Earth Sci **13**: 459-468.
- Hallermeier, R. J. (1981). "A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate." Coastal Engineering **4**: 253-277.
- Hayes, M. O. (1979). "Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime." Barrier islands: 1-27.
- Hubb, J. L. (1990). "El relieve de la República Mexicana." Revista mexicana de ciencias geológicas **9**(1): 82.
- Kagan, Y. y L. Knopoff (1976). "Statistical search for non-random features of the seismicity of strong earthquakes." Physics of the earth and planetary interiors **12**(4): 291-318.
- Kagan, Y. Y. (2010). "Statistical distributions of earthquake numbers: consequence of branching process." Geophysical Journal International **180**(3): 1313-1328.
- Kappes, M. S., M. Keiler, et al. (2012). "Challenges of analyzing multi-hazard risk: a review." Natural Hazards **64**(2): 1925-1958.
- Kostoglodov, V. y J. F. Pacheco (1999). Cien años de sismicidad en México, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.
- LeVeque, R. J. (2011). "CLAWPACK software." available from netlib. att. com in netlib/pdes/claw or on the Web at the URL <ftp://amath.washington.edu/pub/rjl/programs/clawpack.html>.
- Lin, I.-C. y C. C. Tung (1982). "A preliminary investigation of tsunami hazard." Bulletin of the seismological society of America **72**(6A): 2323-2337.
- Maldonado, A. y I. Zamarreño (1983). "Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo." Estudio oceanográfico de la plataforma continental. Sem Interdisc Hispanic-American Cooperative Research Project. Gráficas Buper, Barcelona: 25-83.

- Oertel, G. F. (1977). "Geomorphic cycles in ebb deltas and related patterns of shore erosion and accretion." Journal of Sedimentary Research **47**(3).
- Ogata, Y. (1989). "Statistical model for standard seismicity and detection of anomalies by residual analysis." Tectonophysics **169**(1): 159-174.
- Okada, Y. (1985). "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space." Bulletin of the seismological society of America **75**(4): 1135-1154.
- Ortiz-Pérez, M. A. y D. L. Lanza-Espino (2006). "Diferenciación del espacio costero de México: un inventario regional." Serie Textos Universitarios, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Oumeraci, H., J. Jensen, et al. (2009). "Flood risk analysis for a megacity: The German XtremRisk project." European and Global Communities combine forces on Flood Resilient Cities, Paris, France.
- Preuss, J. y G. T. Hebenstreit (1998). "Integrated tsunami-hazard assessment for a coastal community, Grays Harbor, Washington." US Geological Survey professional paper **1560**: 517-536.
- Rikitake, T. y I. Aida (1988). "Tsunami hazard probability in Japan." Bulletin of the seismological society of America **78**(3): 1268-1278.
- Rose, A., K. Porter, et al. (2007). "Benefit-cost analysis of FEMA hazard mitigation grants." Natural hazards review **8**(4): 97-111.
- Ruiz-Martínez, G. (2010). Determinación del estado morfodinámico de segmentos de playa que poseen obstáculos sumergidos y emergidos. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ruiz-Martínez, G., R. Silva-Casarín, et al. (2009). "Modelo híbrido para la caracterización del oleaje." Ingeniería hidráulica en México **24**(3).
- Samuels, P. (2009). Language of risk: project definitions, HR Wallingford.
- Sarukhán, J. y J. Soberón (2008). Capital natural de México, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- Schumm, S. A. y H. R. Khan (1972). "Experimental study of channel patterns." Geological Society of America Bulletin **83**(6): 1755-1770.
- SEMARNAT (2006). Política ambiental nacional para el desarrollo sustentable de océanos y costas de México - estrategias para su conservación y uso sustentable.
- Silva-Casarín, R., M. M. Villatoro-Lacouture, et al. (2011). Caracterización de la Zona Costera y Planteamientos de Elementos Técnicos para la Elaboración de Criterios de Regulación y Manejo Sustentable. México D.F., UNAM/SEMARNAT.
- Steketee, J. A. (1958). "Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations." Canadian Journal of Physics **36**(9): 1168-1198.
- Tkach, R. J. y S. P. Simonovic (1997). "A new approach to multi-criteria decision making in water resources." J. Geogr. Inf. Decis. Anal. **1**(1): 25-43.
- Todorovic, P. y J. Rousselle (1971). "Some problems of flood analysis." Water Resources Research **7**(5): 1144-1150.
- Todorovic, P. y E. Zelenhasic (1970). "A stochastic model for flood analysis." Water Resources Research **6**(6): 1641-1648.
- Vere-Jones, D., R. Robinson, et al. (2001). "Remarks on the accelerated moment release model: problems of model formulation, simulation and estimation." Geophysical Journal International **144**(3): 517-531.

Vittal Hegde, A. y V. Radhakrishnan Reju (2007). "Development of coastal vulnerability index for Mangalore coast, India." Journal of Coastal Research: 1106-1111.

Anexo 1

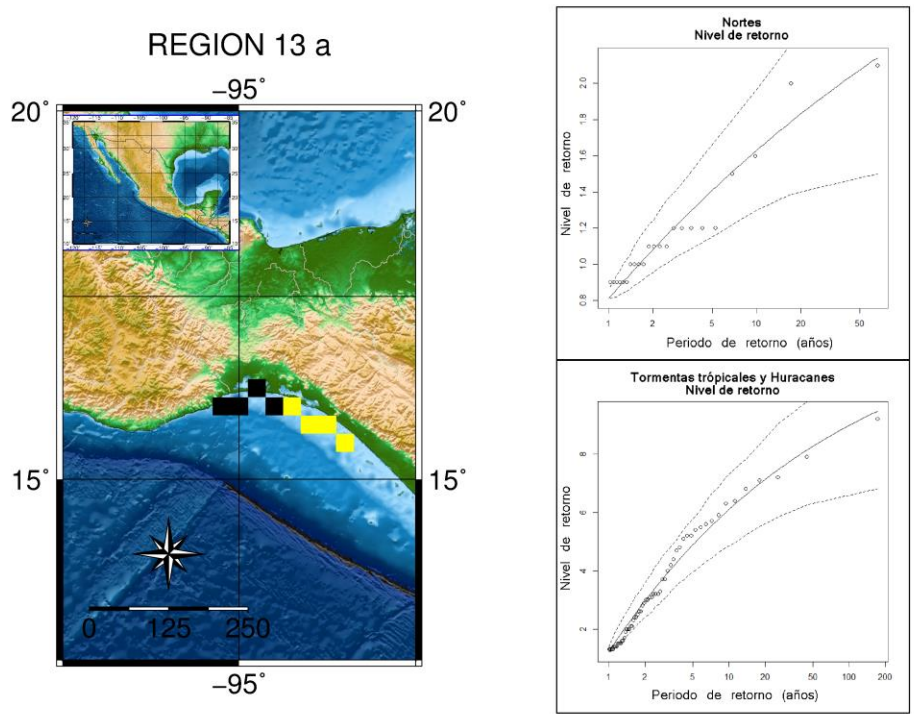


Figura.- 37 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 13 a.

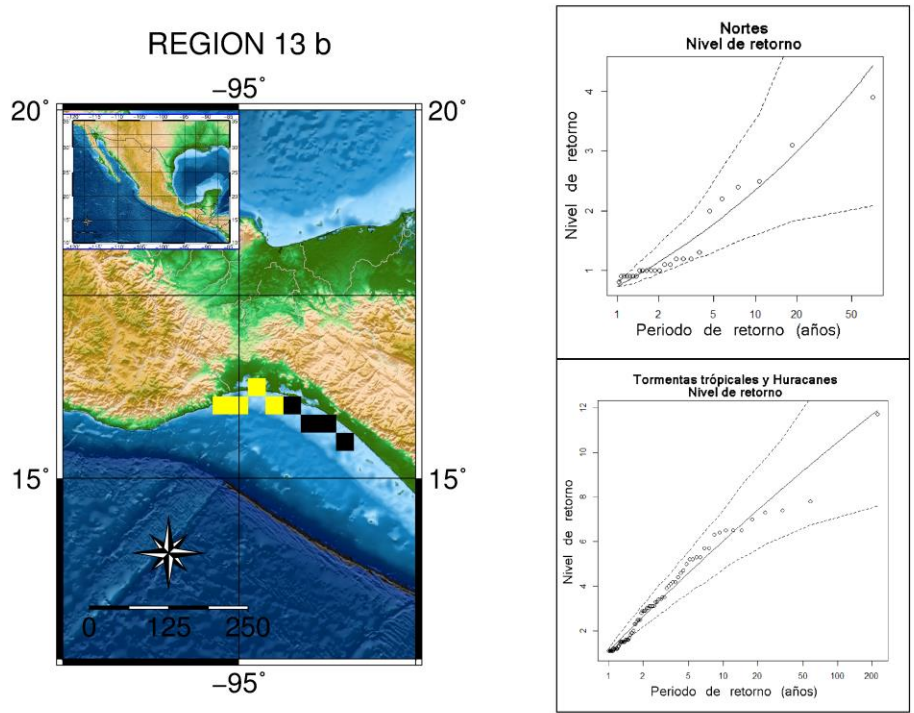


Figura.- 38 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 13 b.

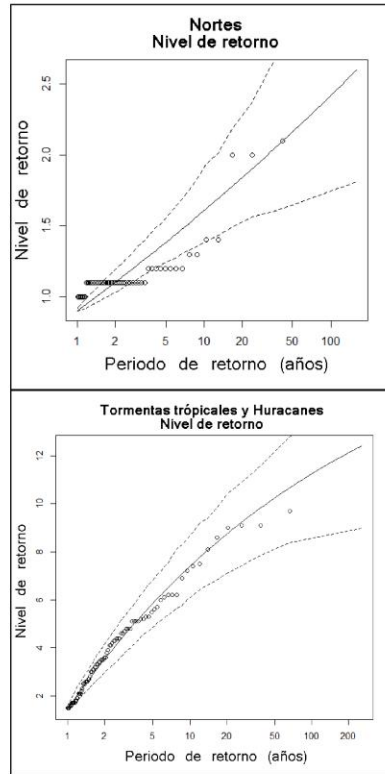
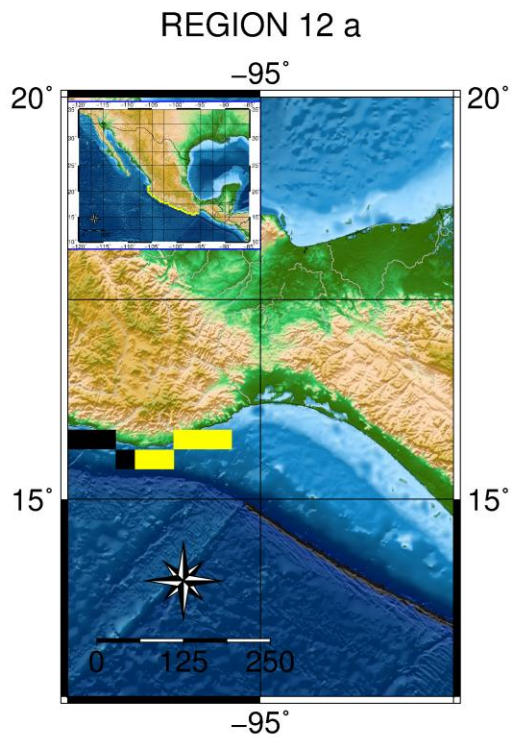


Figura .- 39 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 a.

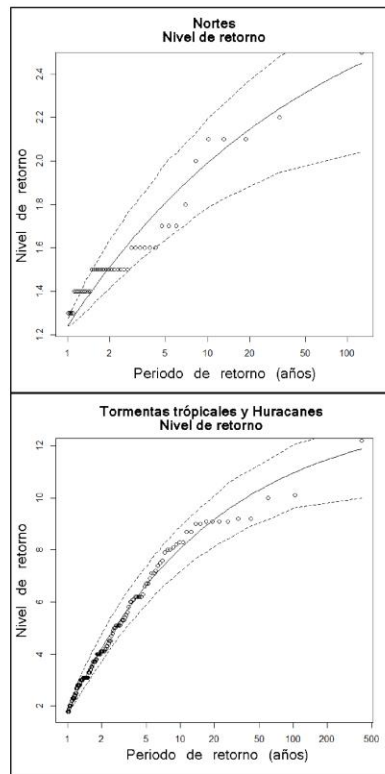
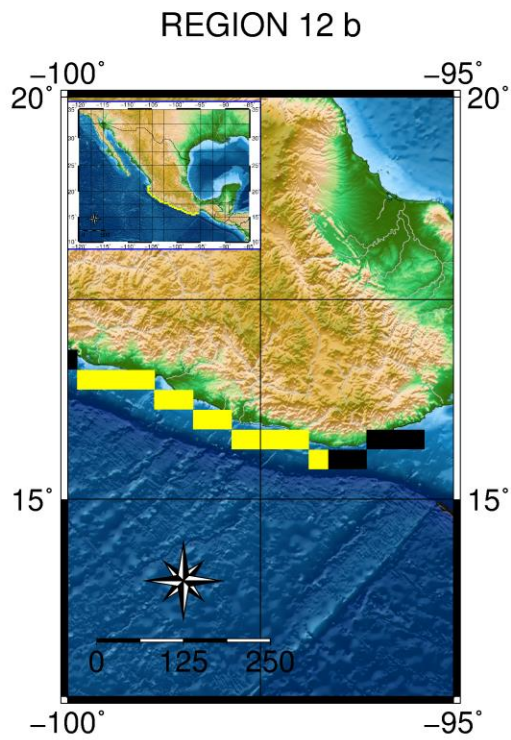


Figura.- 40 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 b.

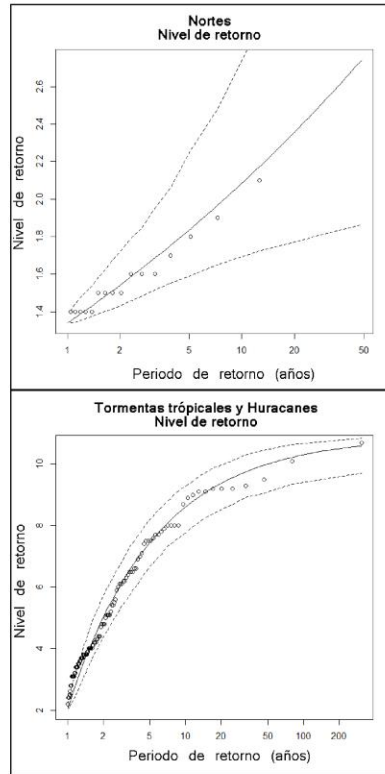
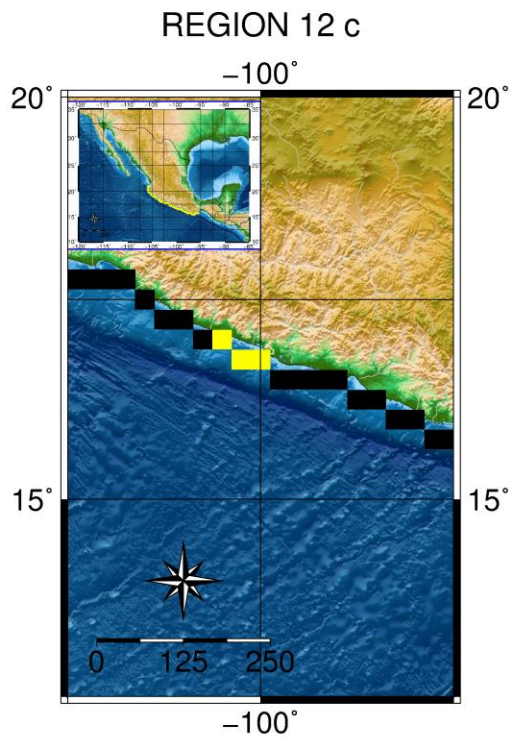


Figura.- 41 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 c.

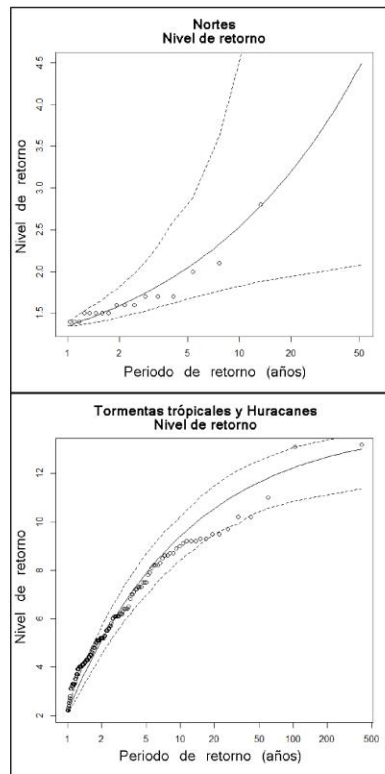
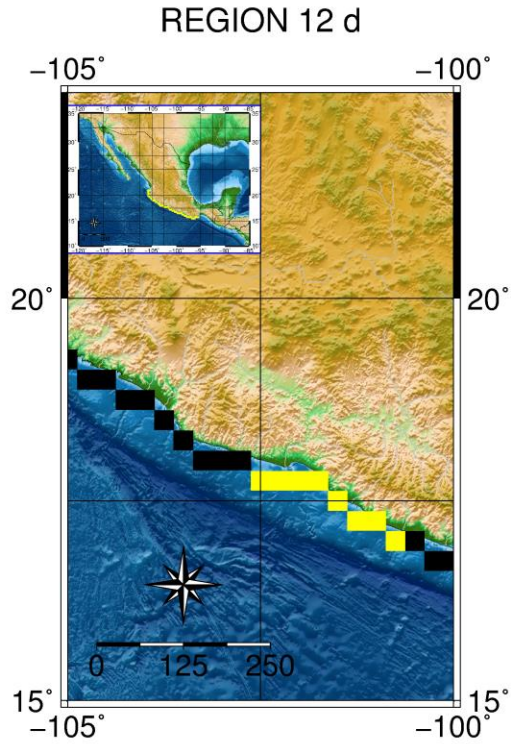


Figura.- 42 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 d.

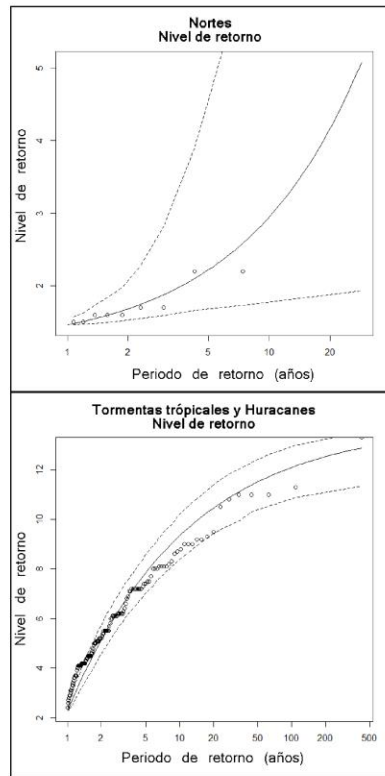
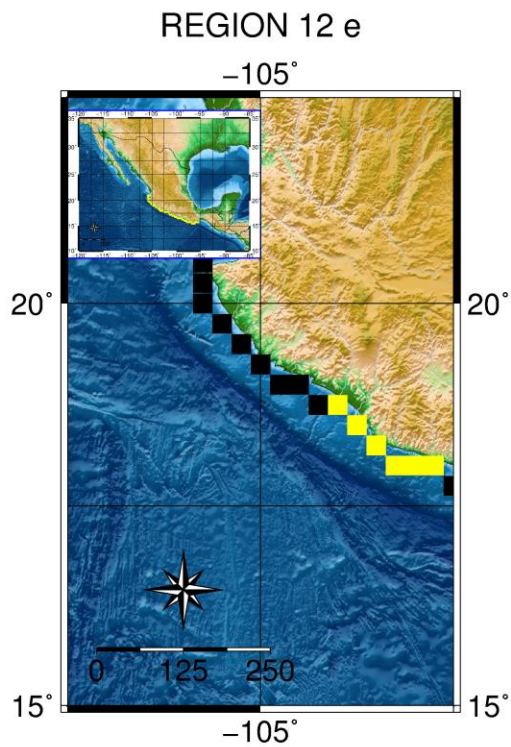


Figura.- 43 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 e.

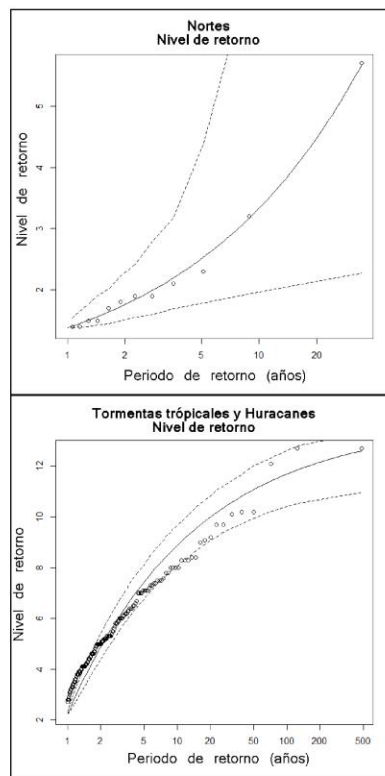
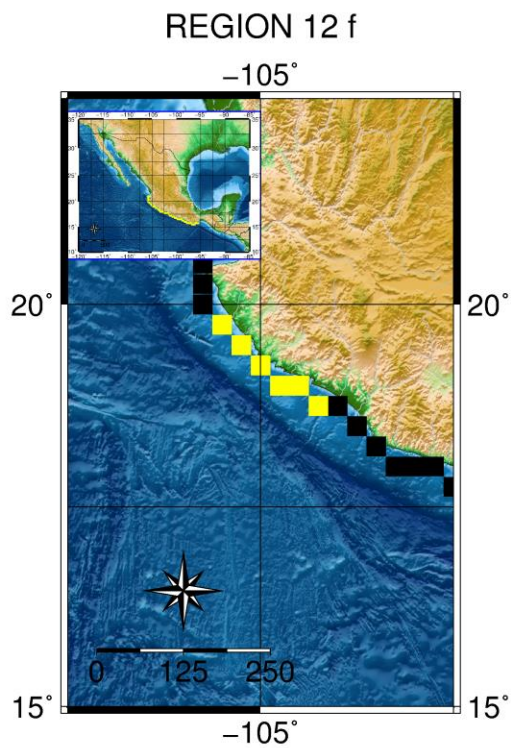


Figura.- 44 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 f.

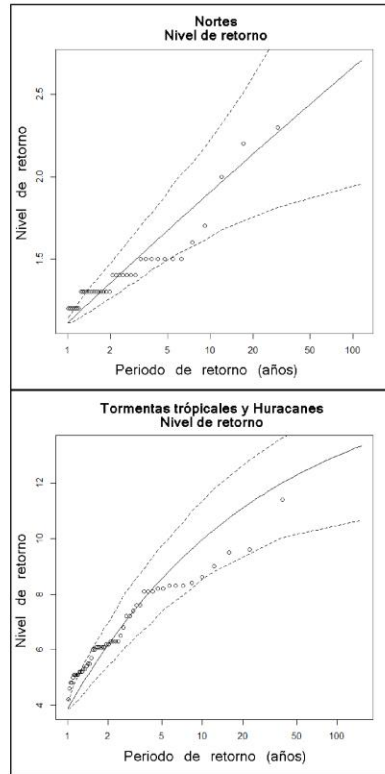
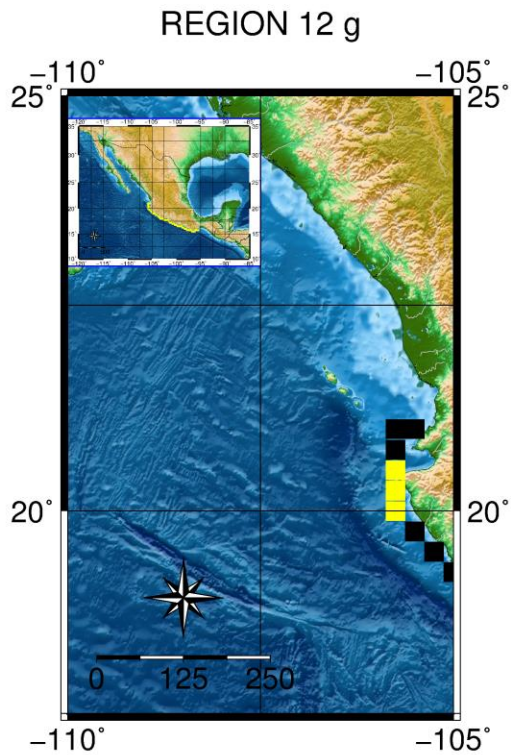


Figura.- 45 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 12 g.

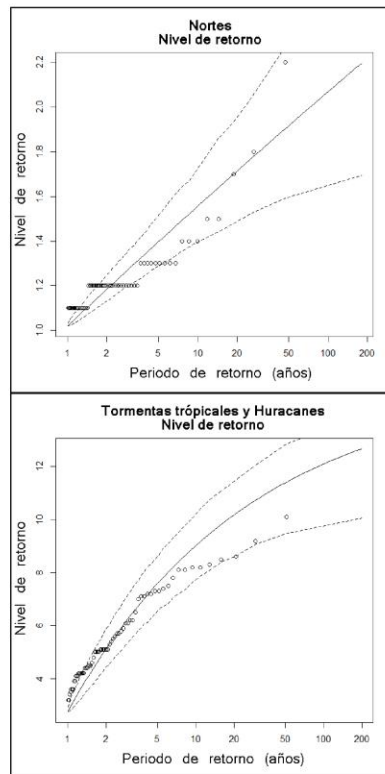
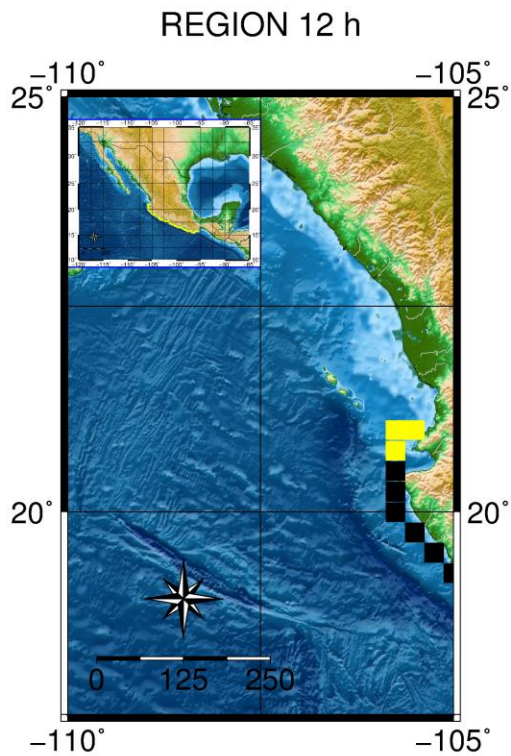


Figura.- 46 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 11 a.

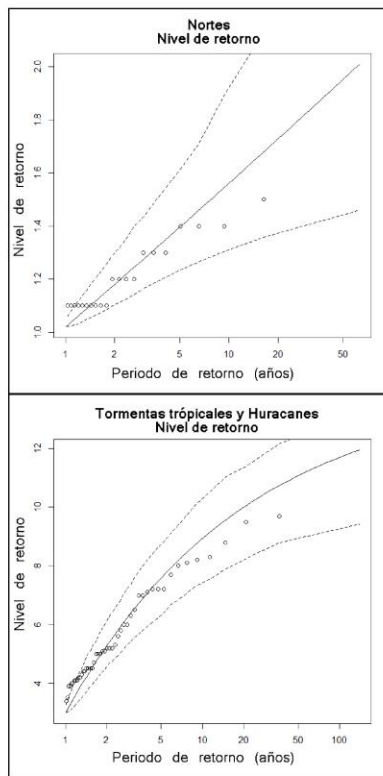
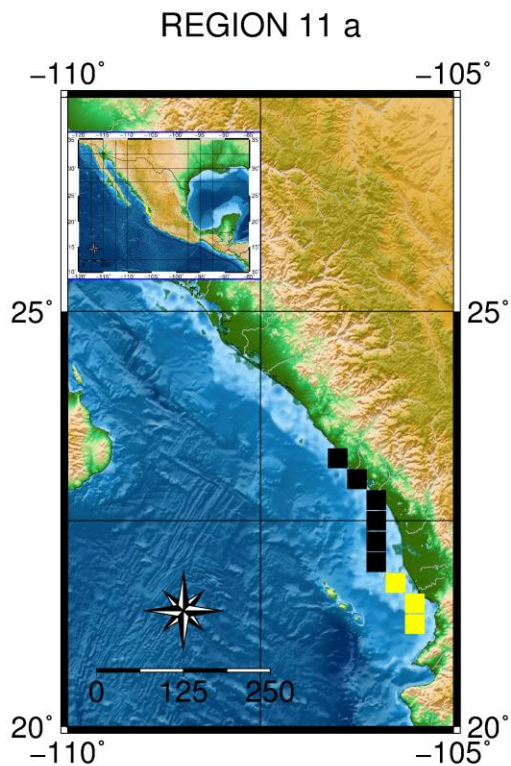


Figura.- 47 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 11 b.

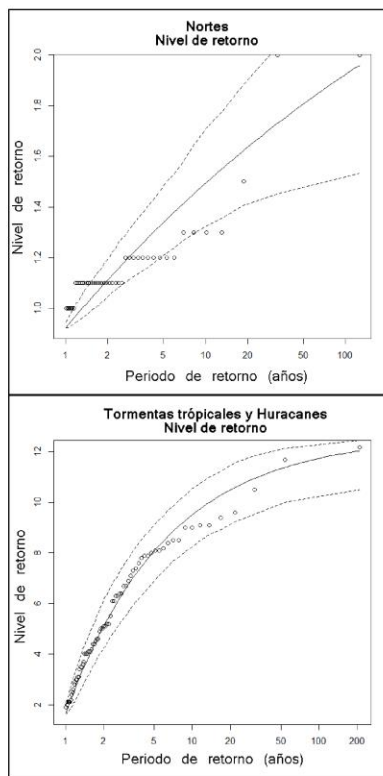
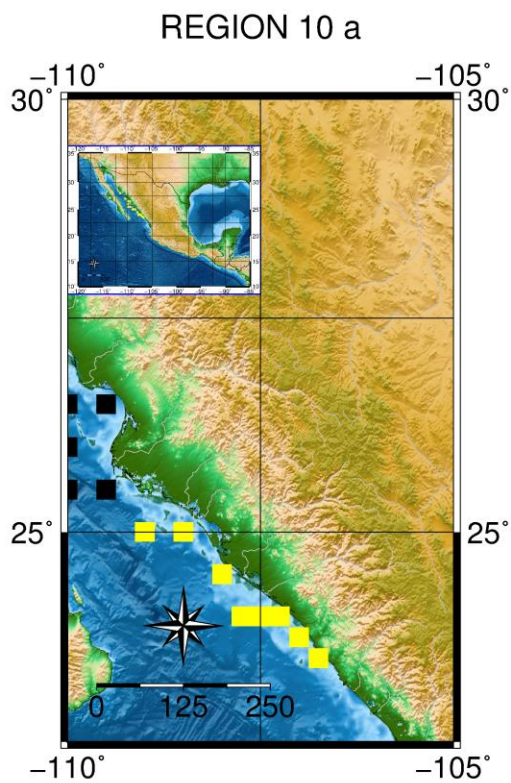


Figura.- 48 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 10 a.

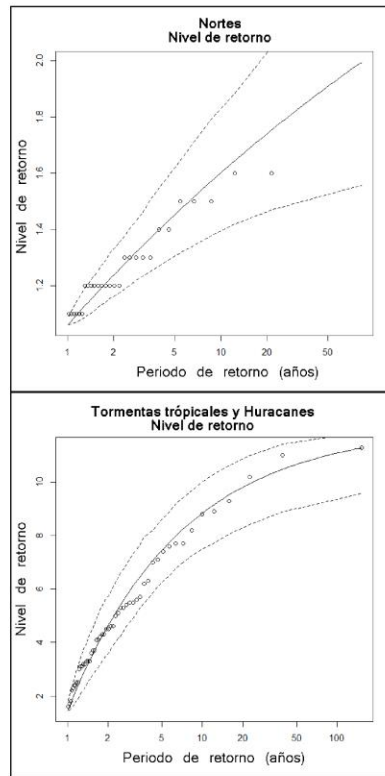
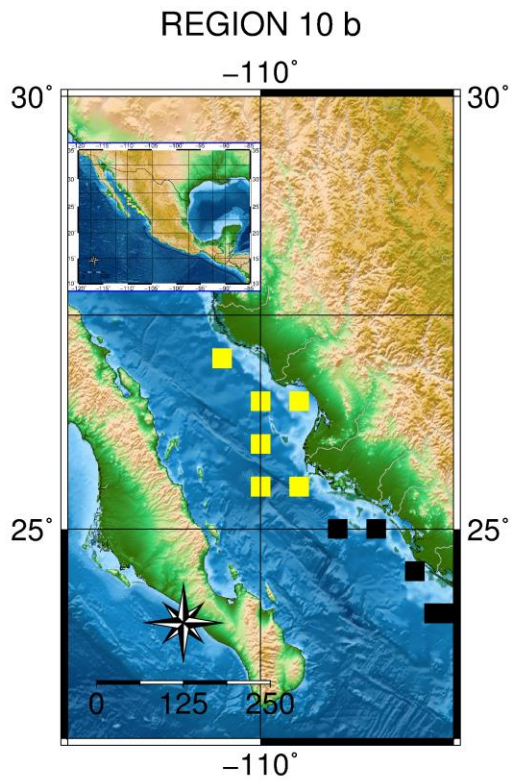


Figura.- 49 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 10 b.

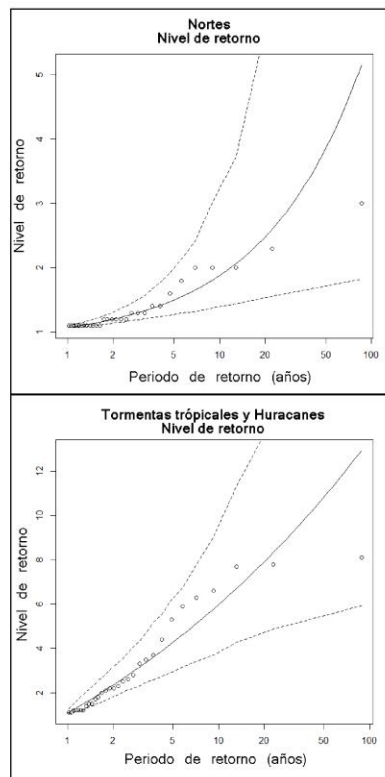
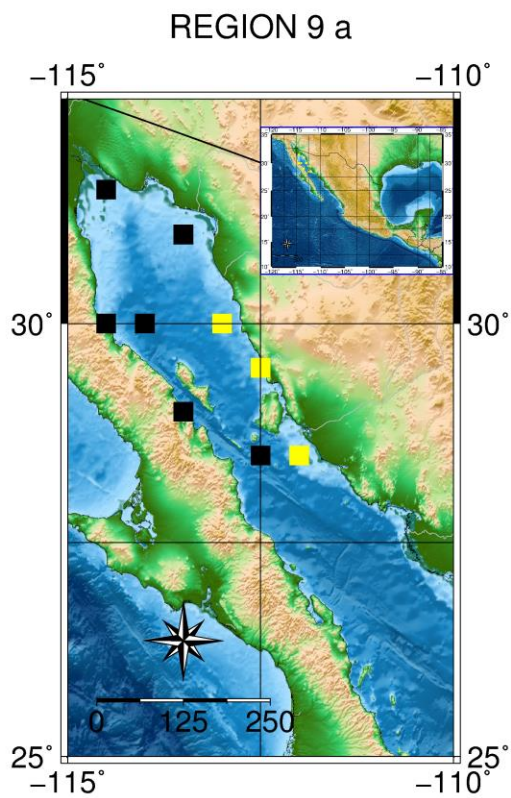


Figura.- 50 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9 a.

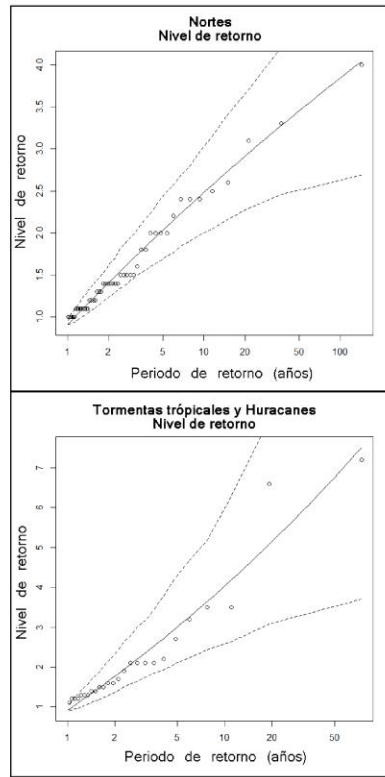
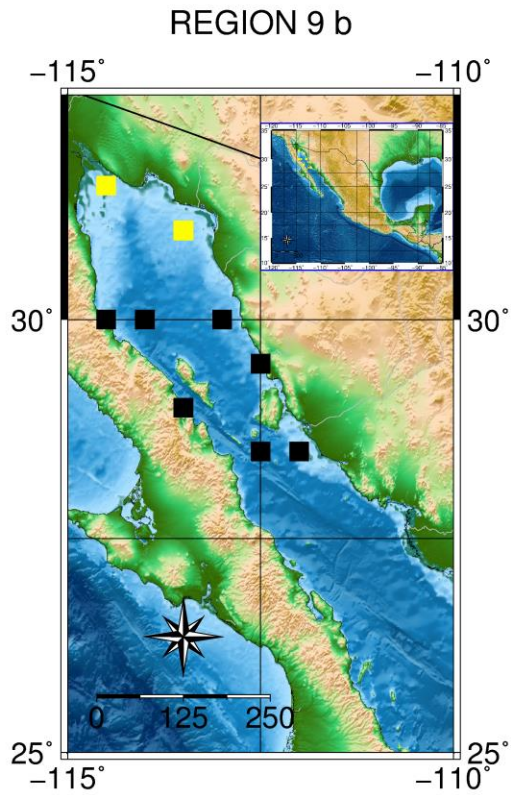


Figura.- 51 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9 b.

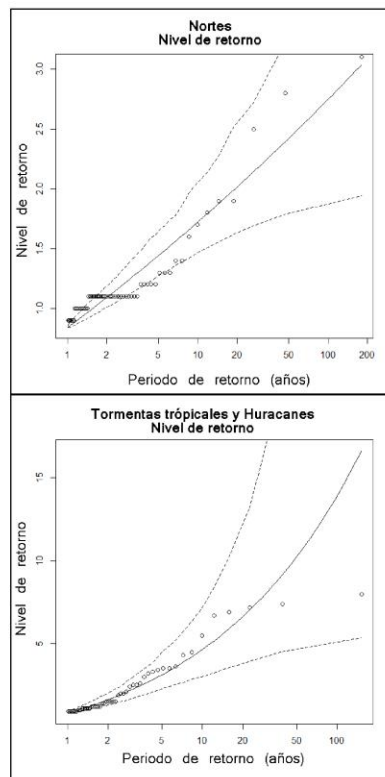
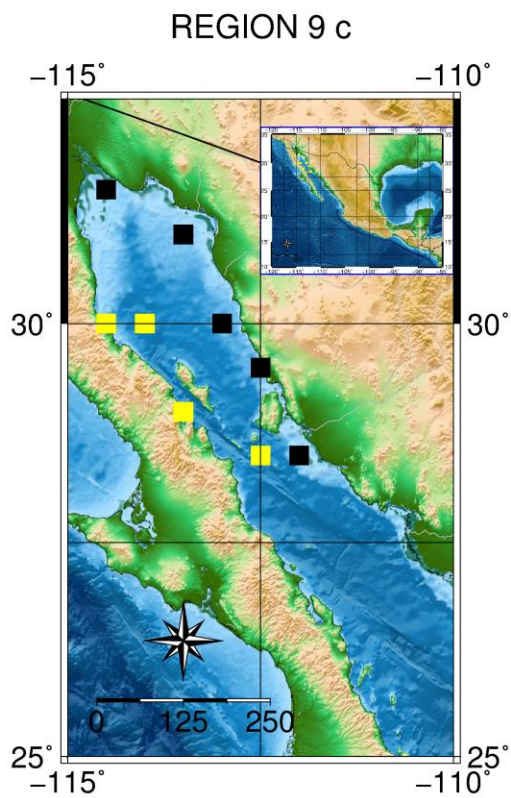


Figura.- 52 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 9 c.

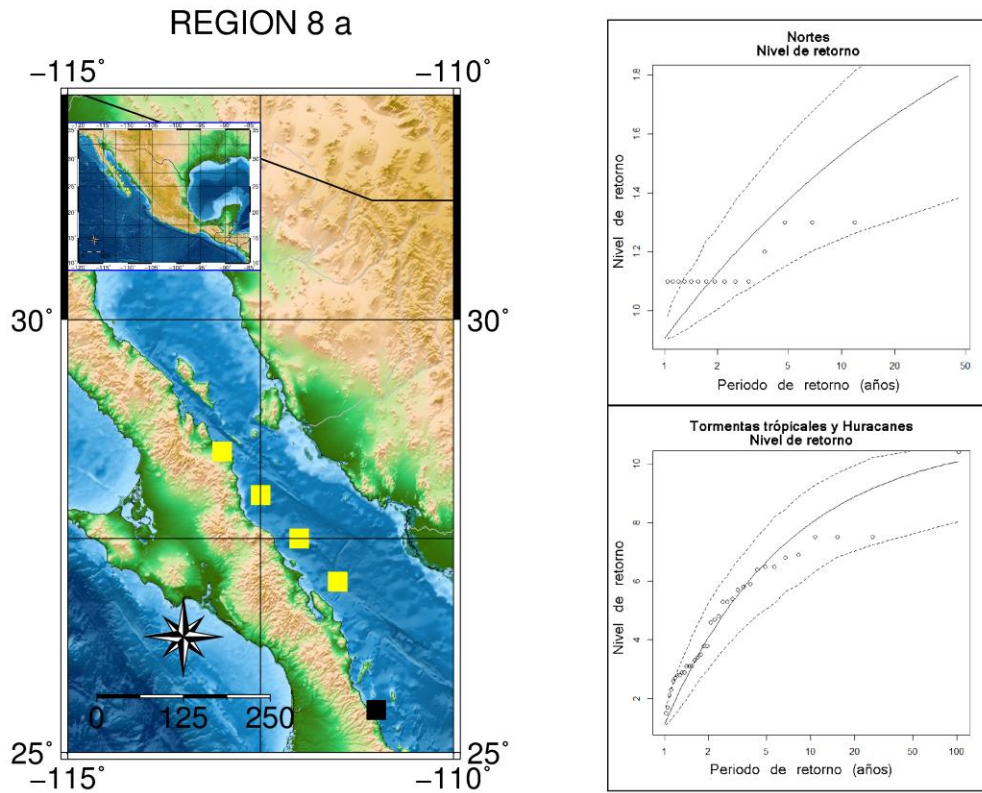


Figura.- 53 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 8 a.

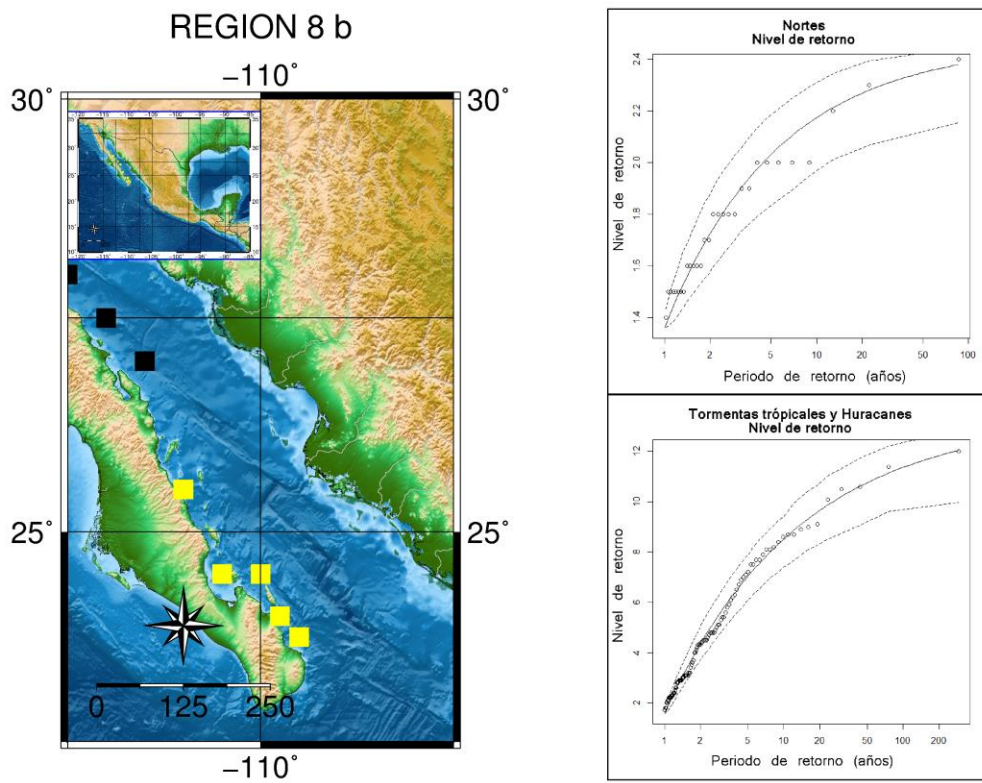


Figura.- 54 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 8 b.

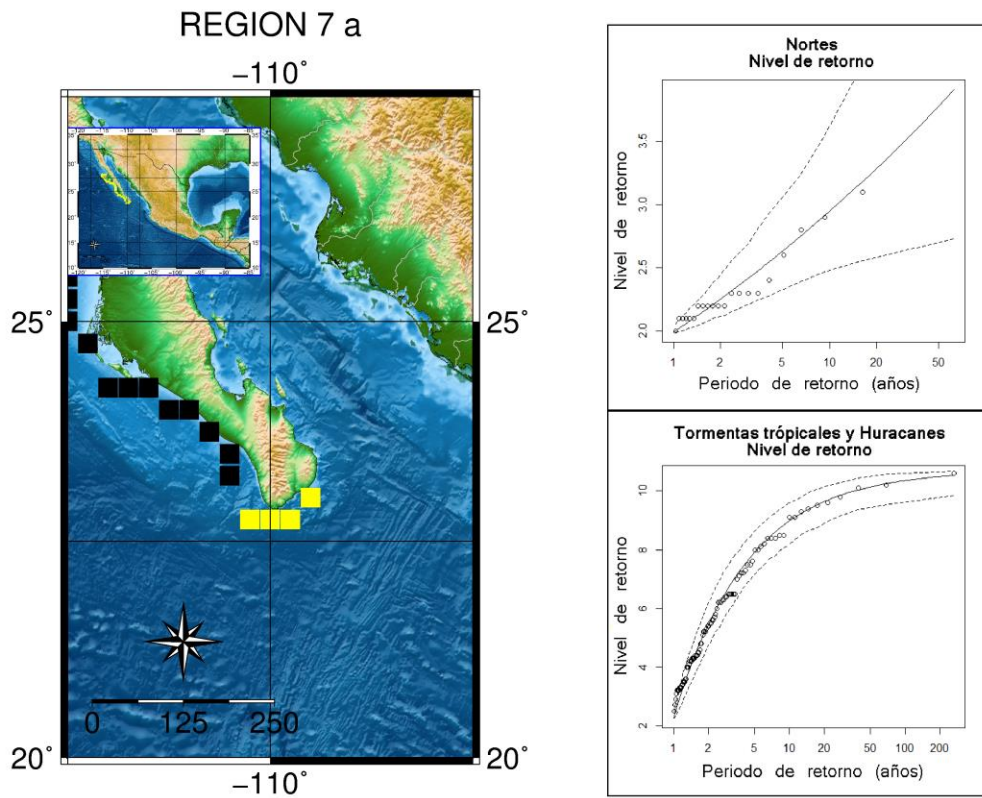


Figura.- 55 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 a.

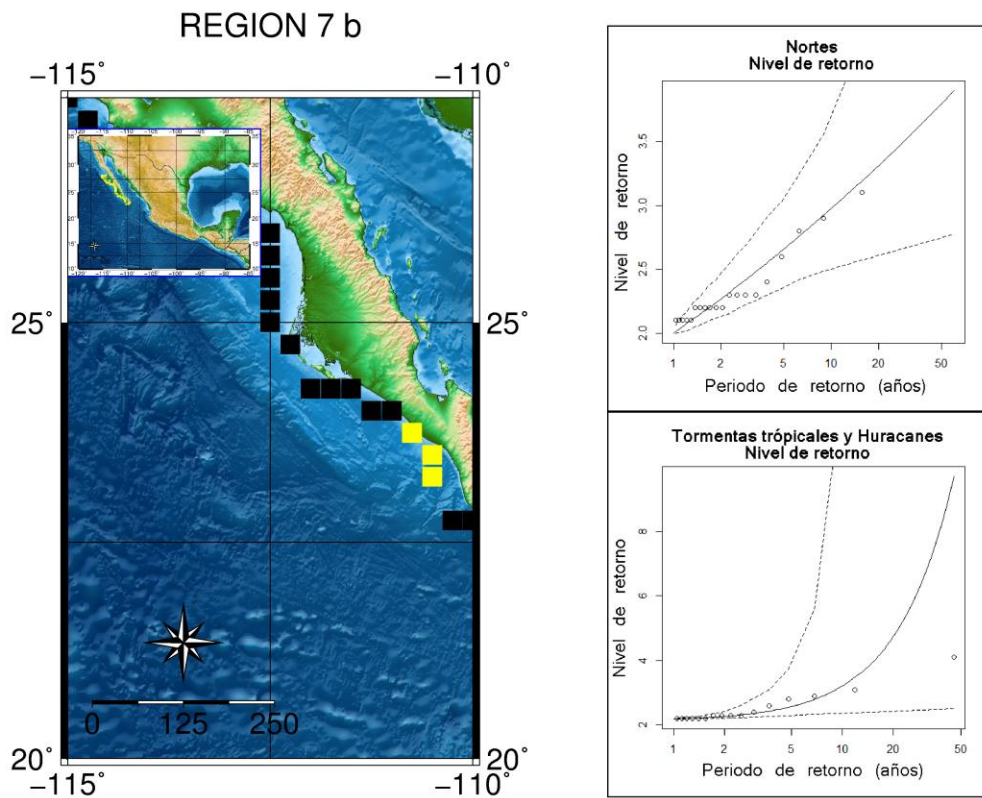


Figura.- 56 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 b.

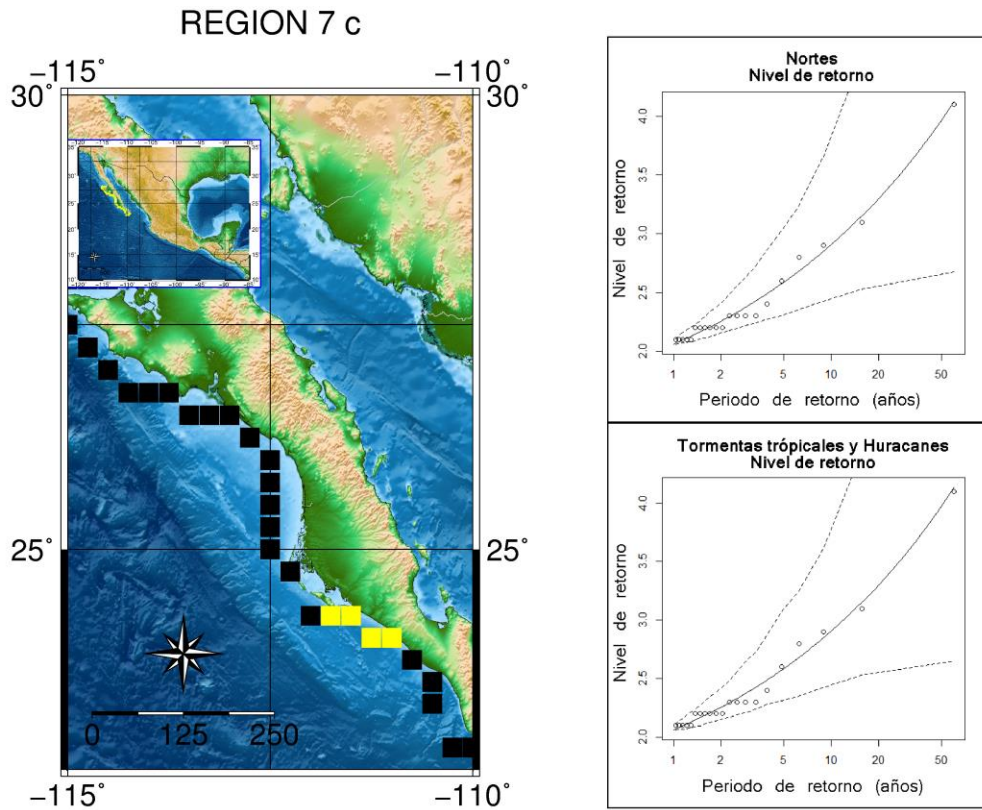


Figura.- 57 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 c.

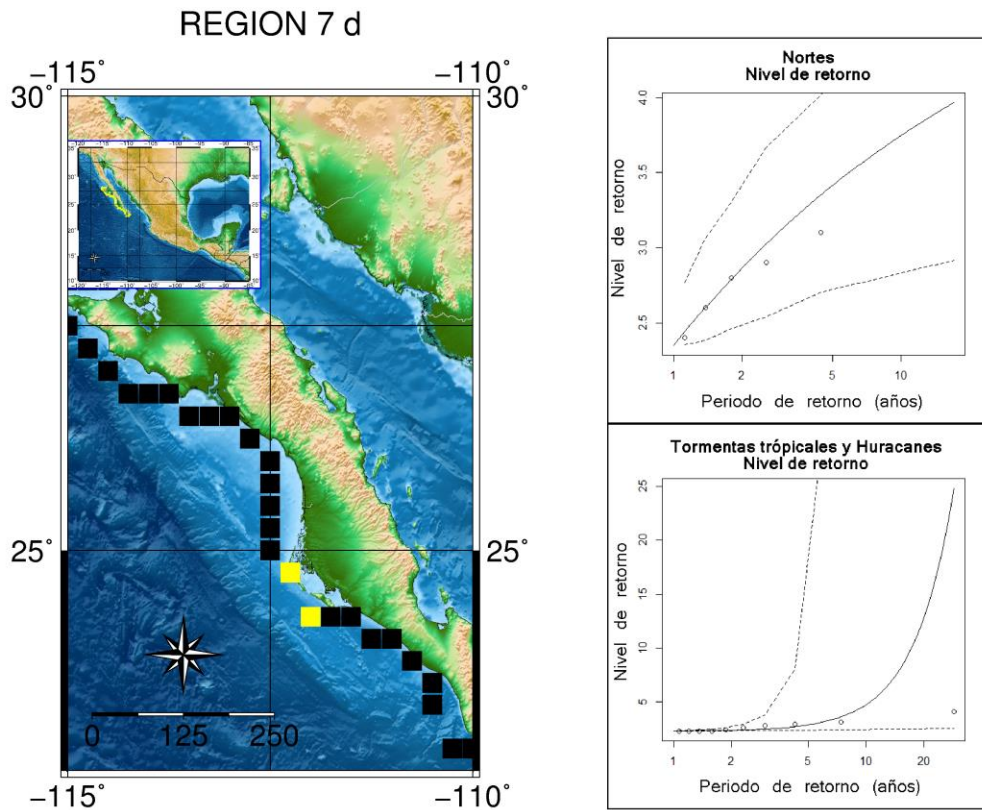


Figura.- 58 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 d.

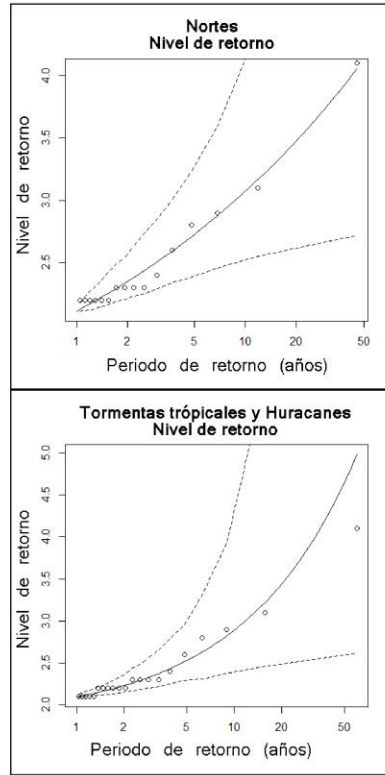
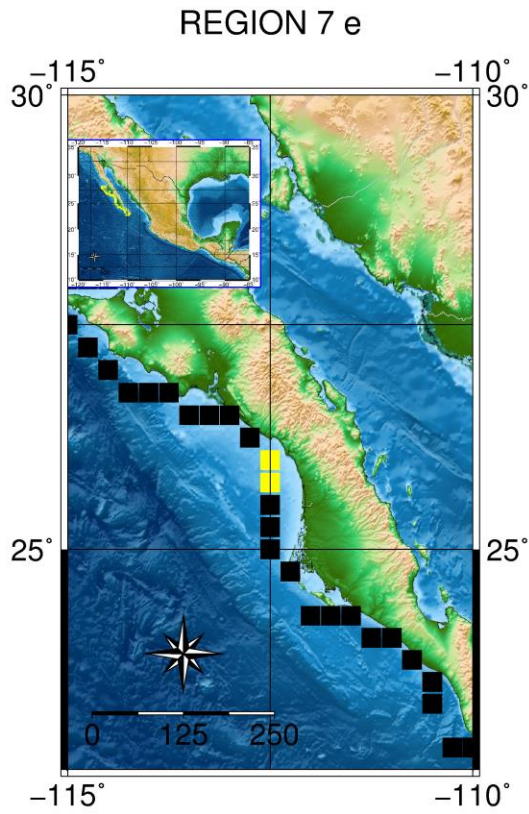


Figura.- 59 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 e.

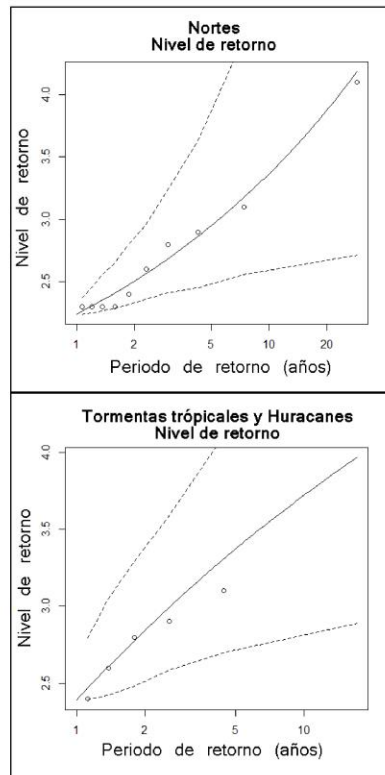
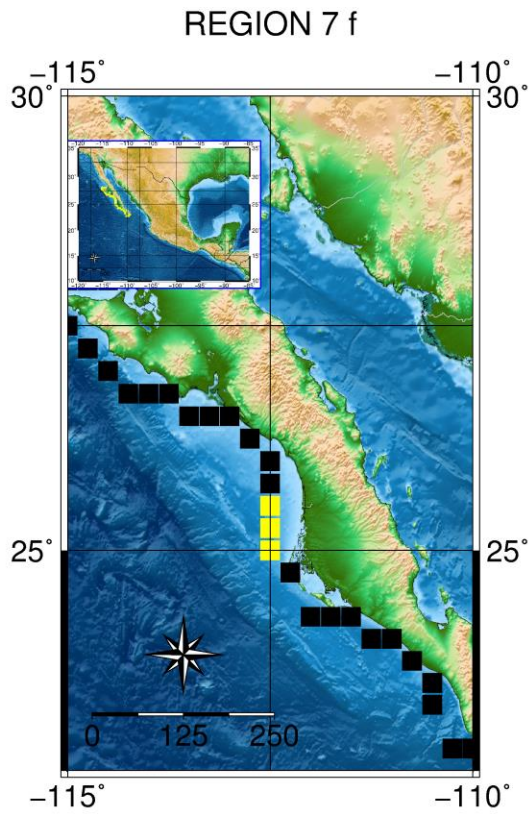


Figura.- 60 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 f.

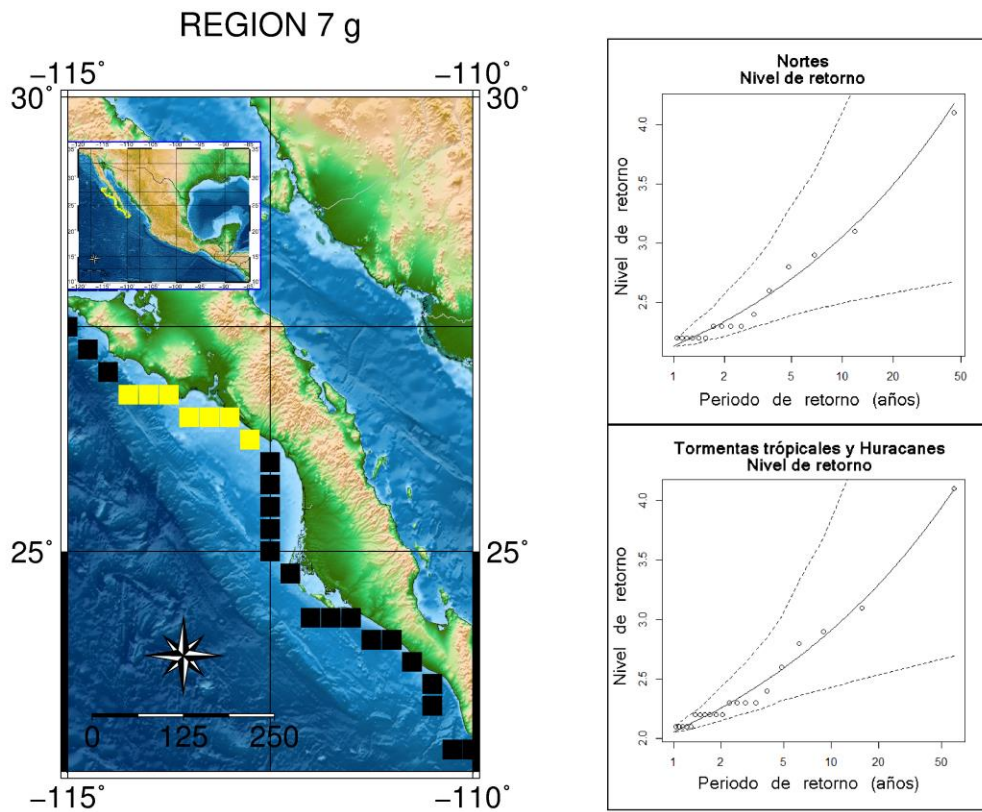


Figura.- 61 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 g.

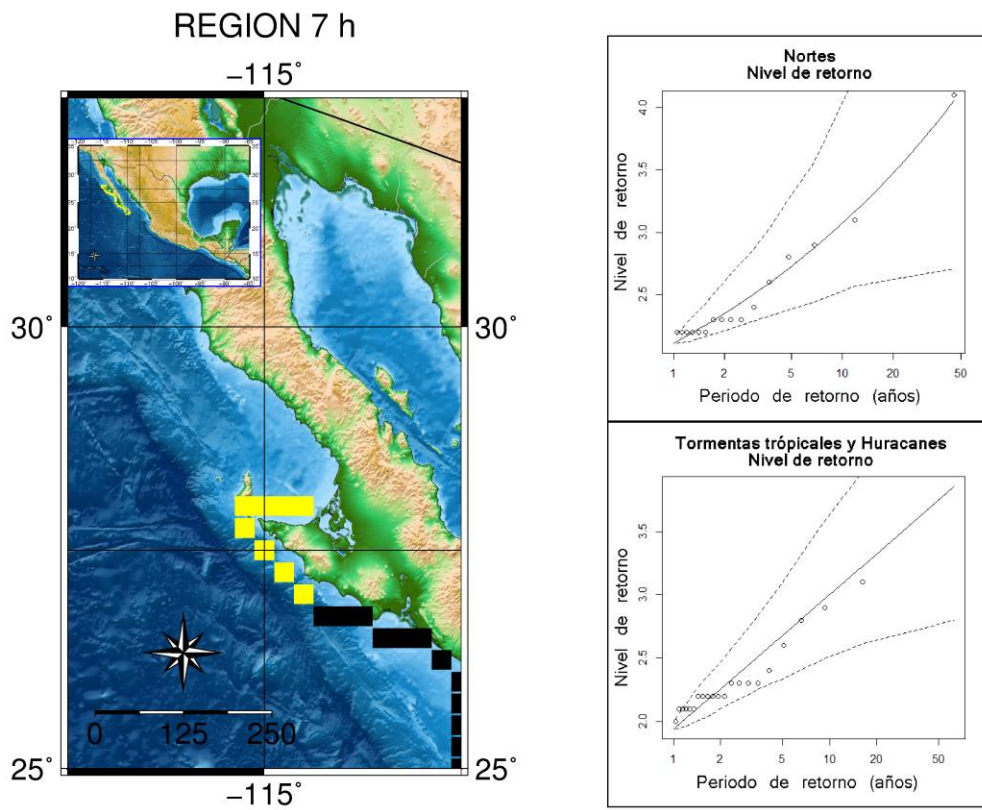


Figura.- 62 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 7 h.

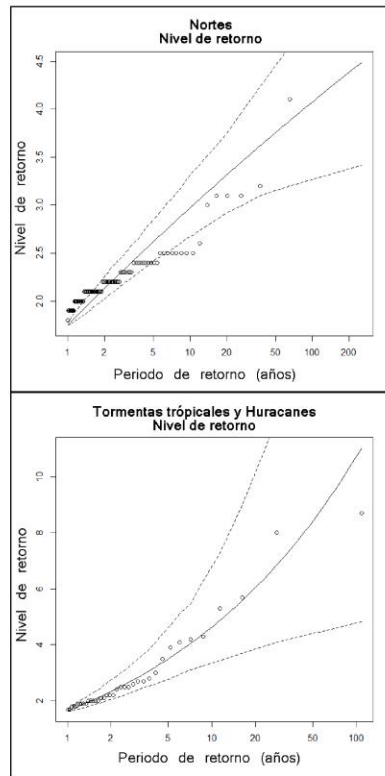
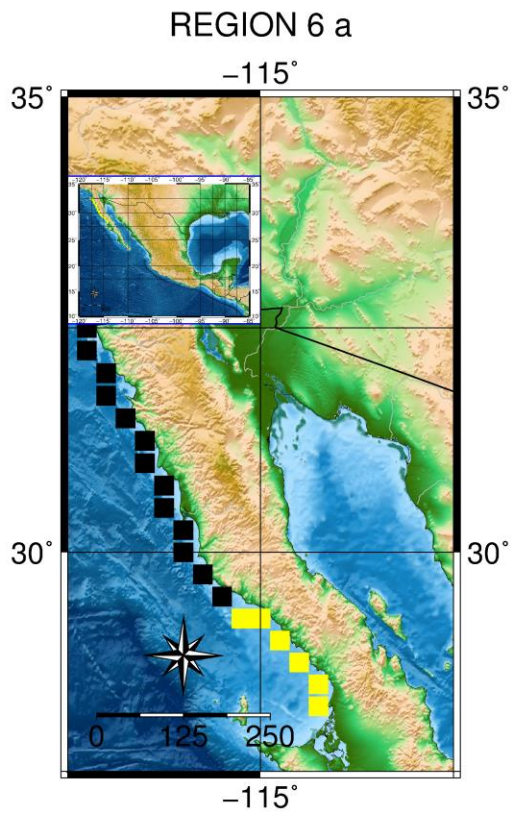


Figura .- 63 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 a.

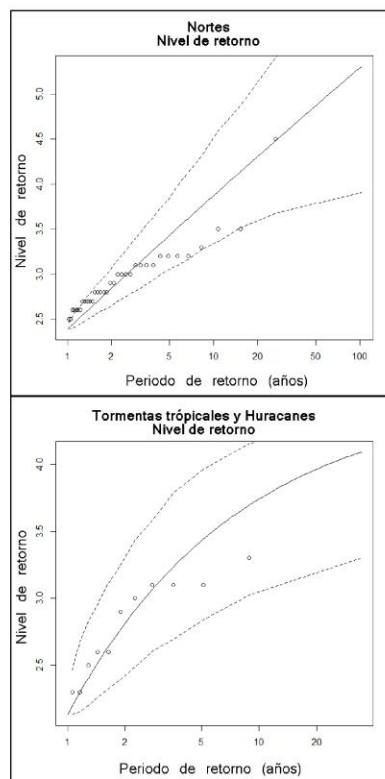
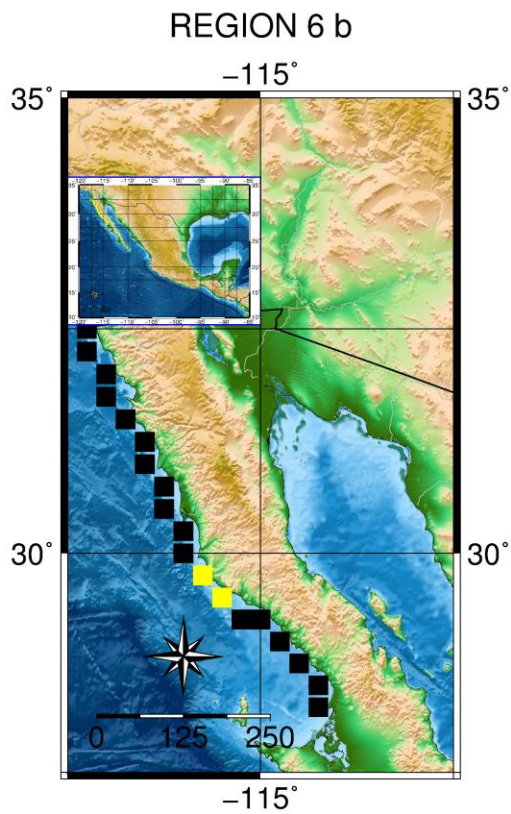


Figura.- 64 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 b.

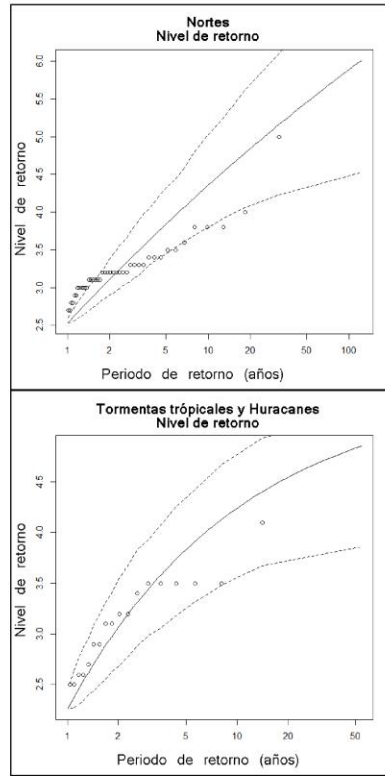
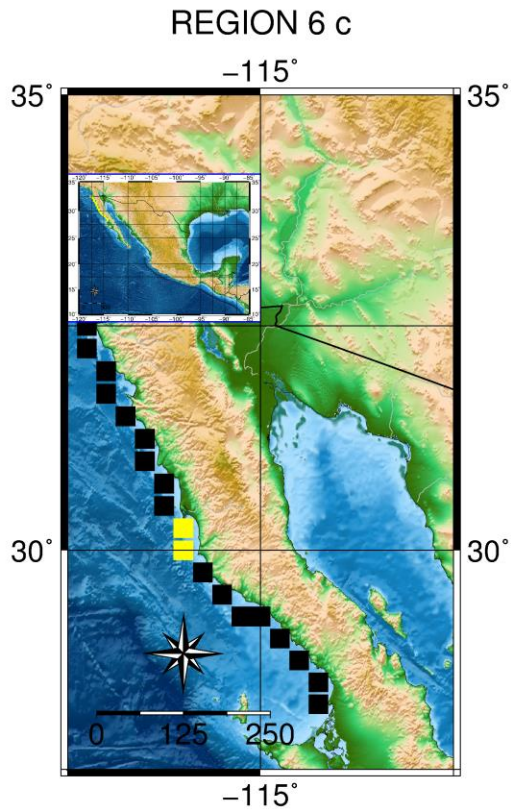


Figura.- 65 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 c.

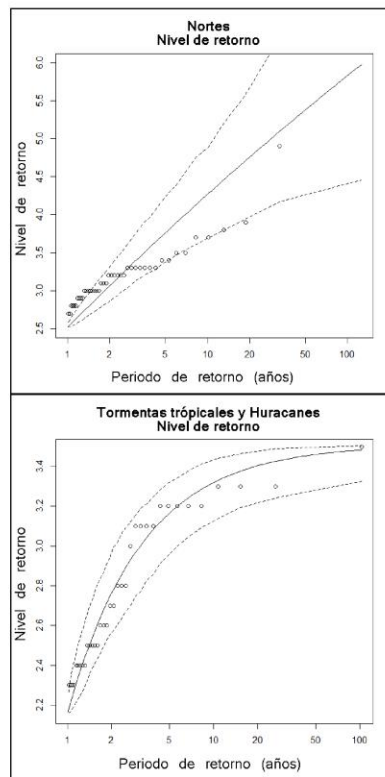
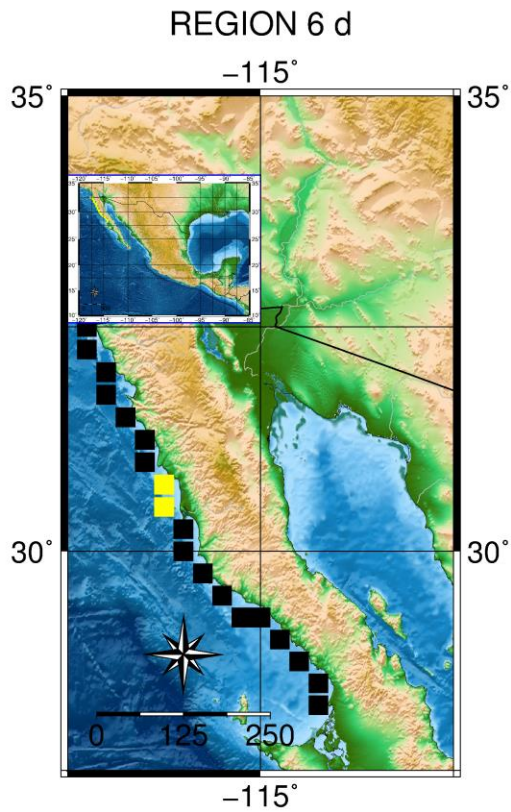


Figura.- 66 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 d.

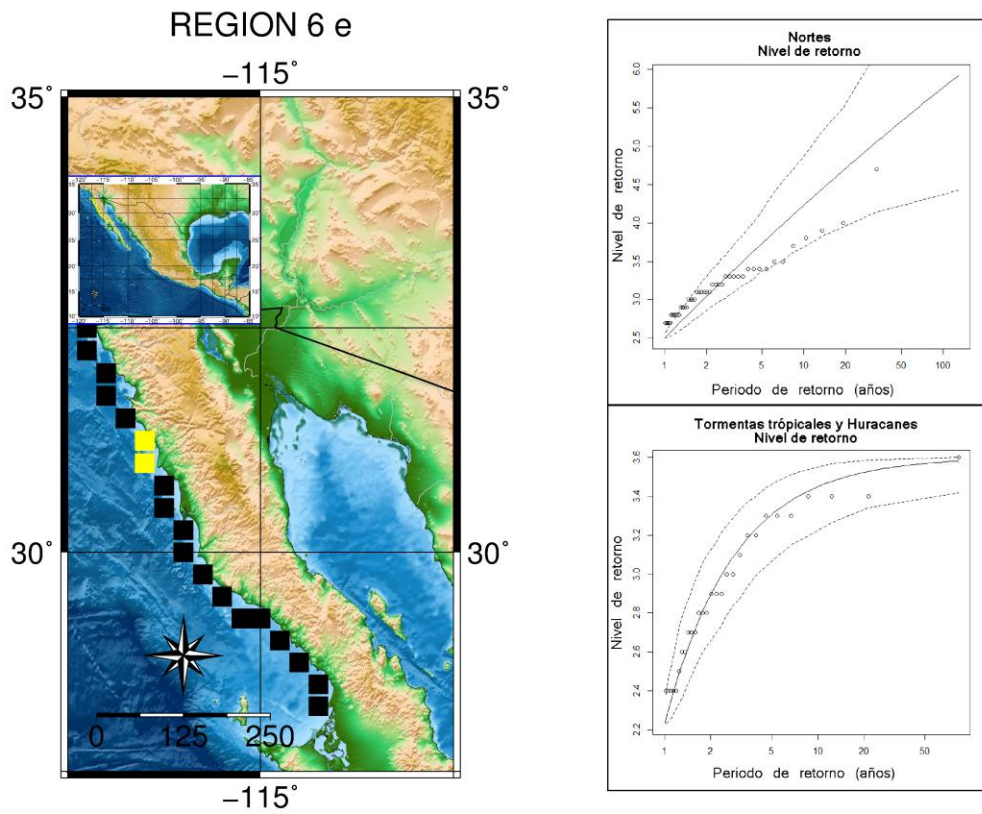


Figura.- 67 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 e.

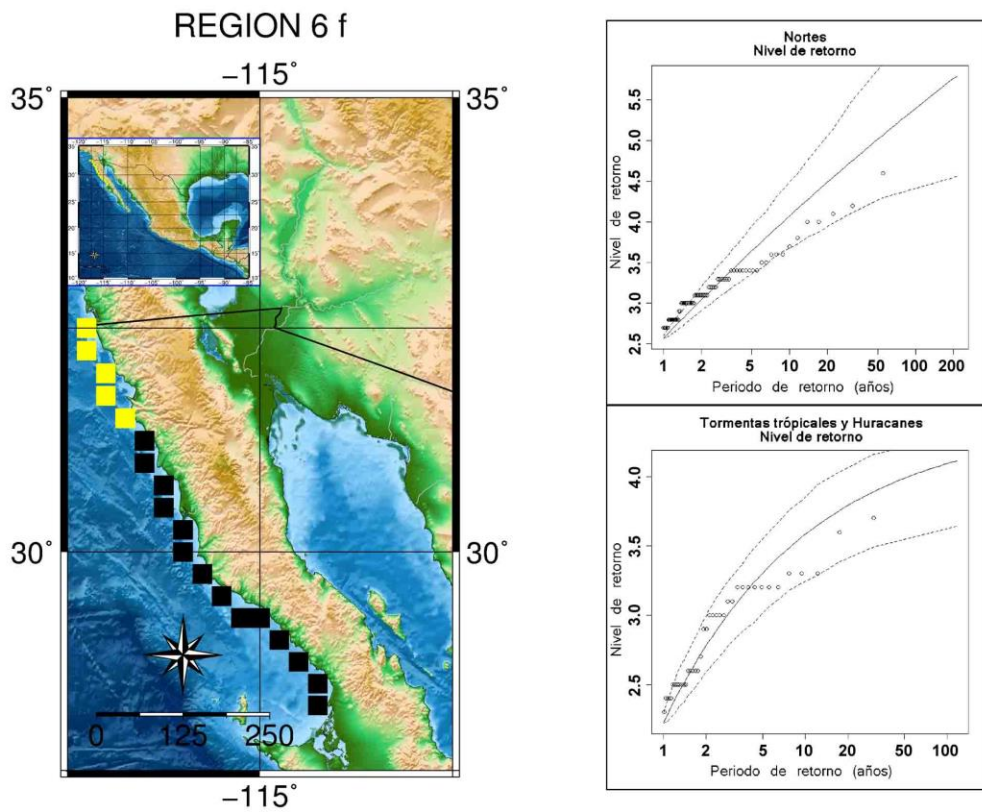


Figura.- 68 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 6 f.

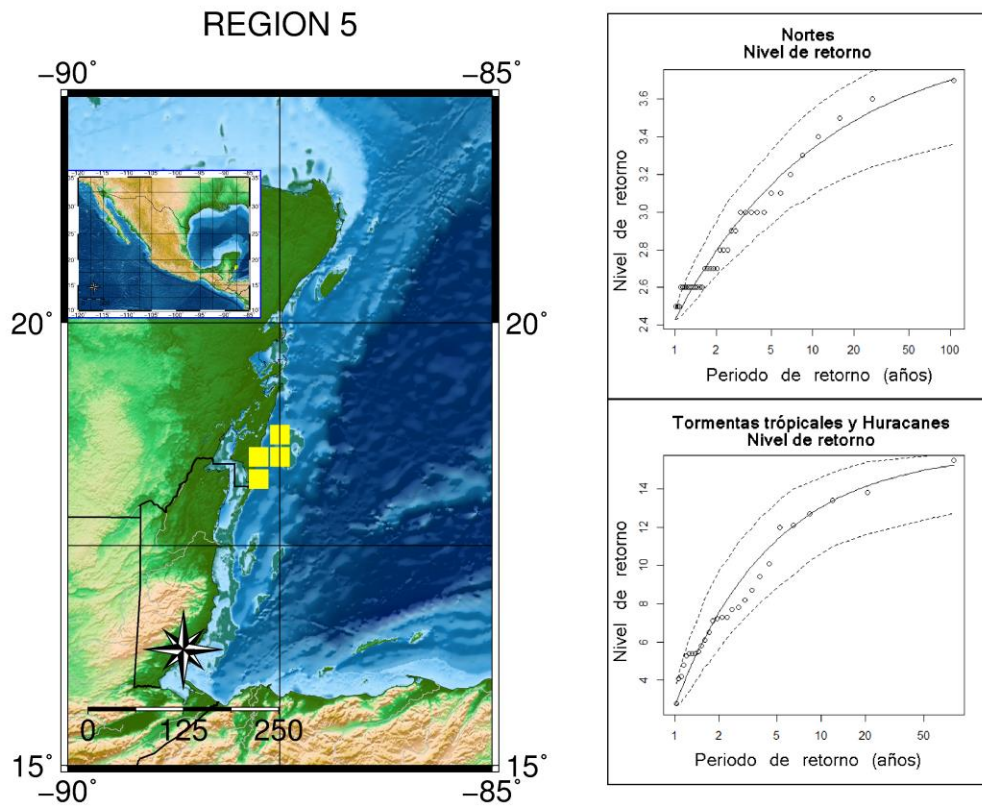


Figura.- 69 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 5.

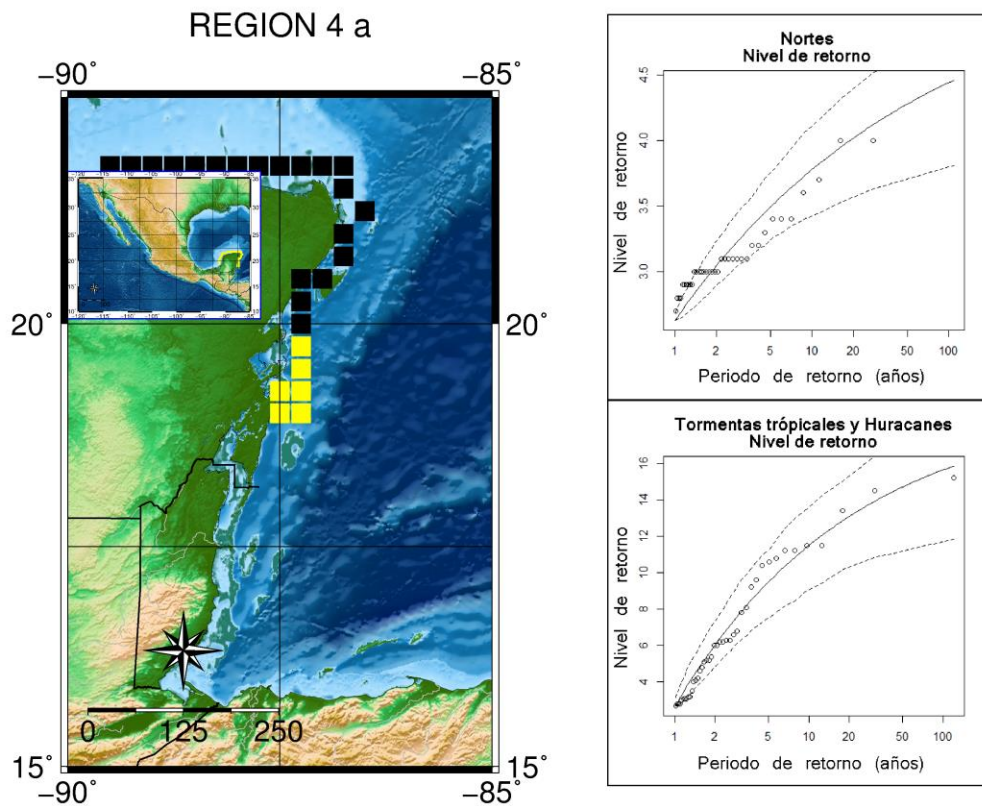


Figura.- 70 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 a.

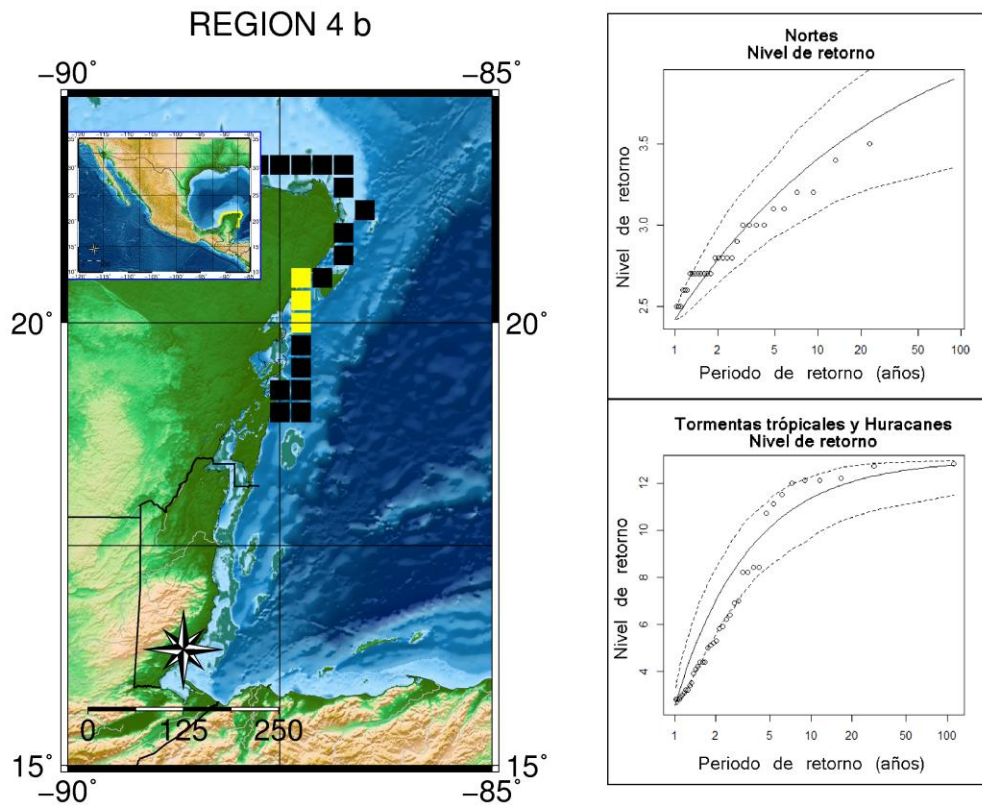


Figura.- 71 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 b.

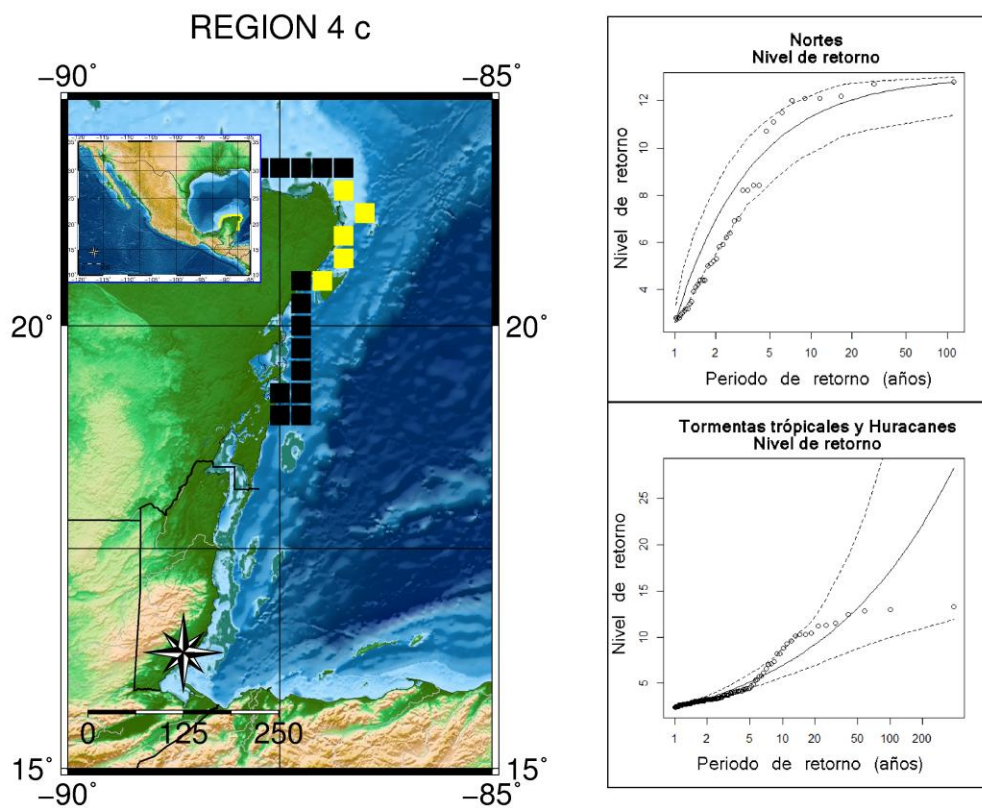


Figura.- 72 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 c.

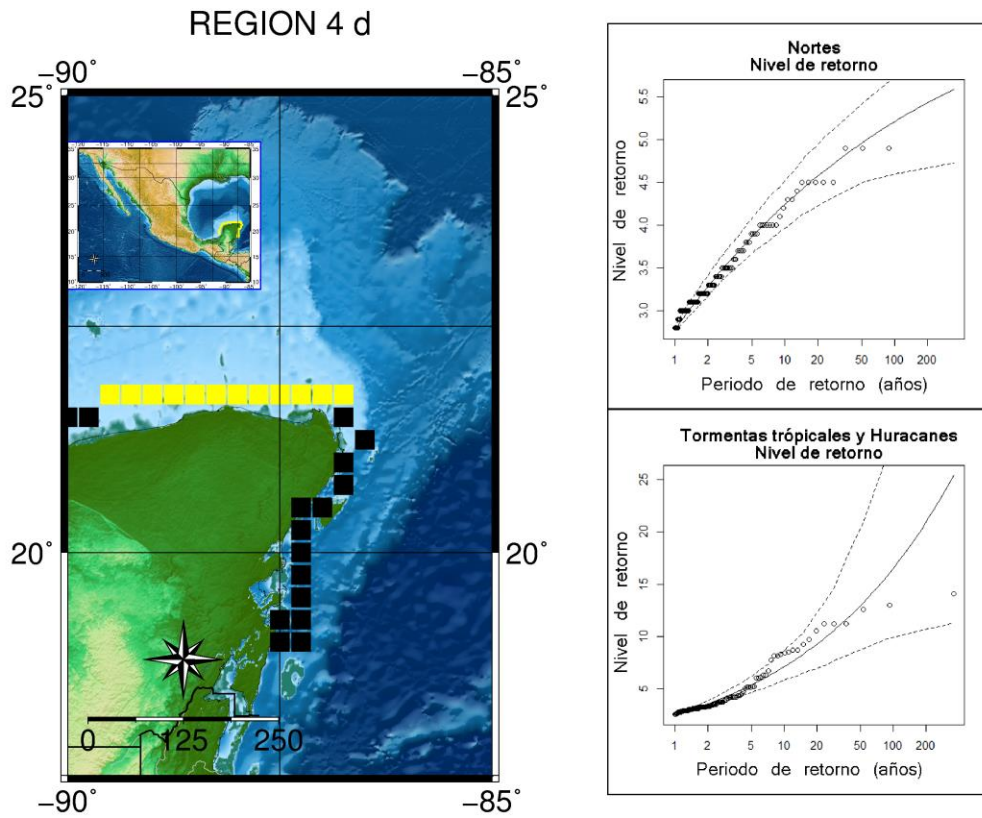


Figura.- 73 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 d.

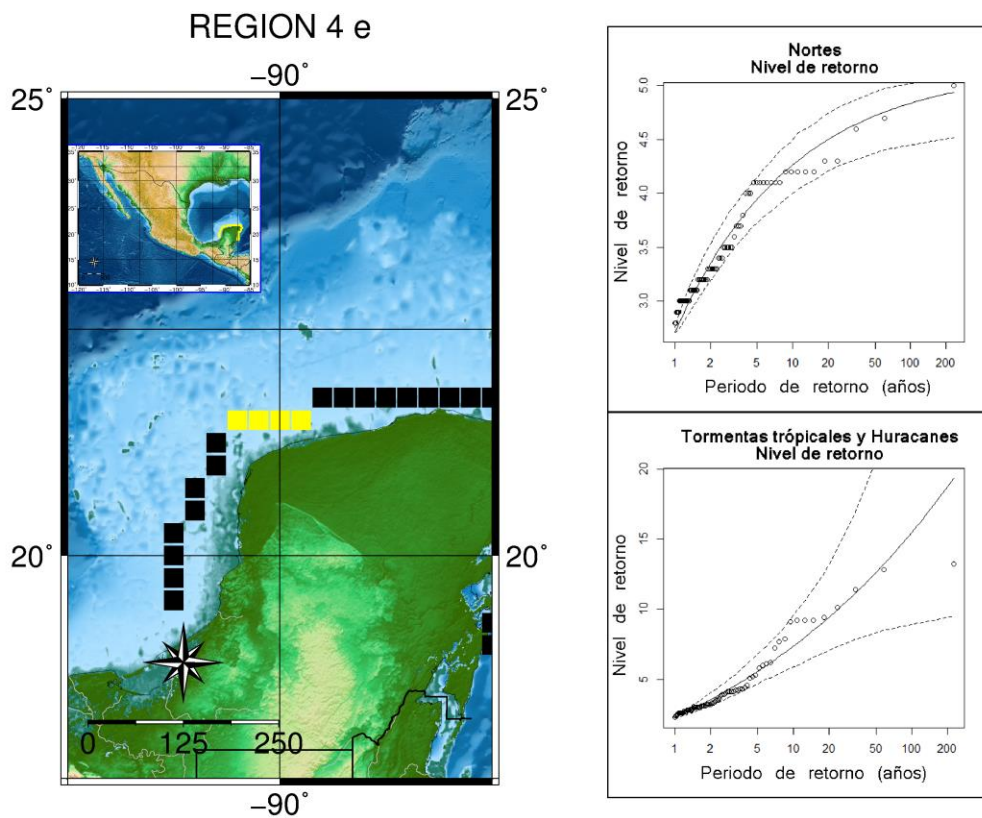


Figura.- 74 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 e.

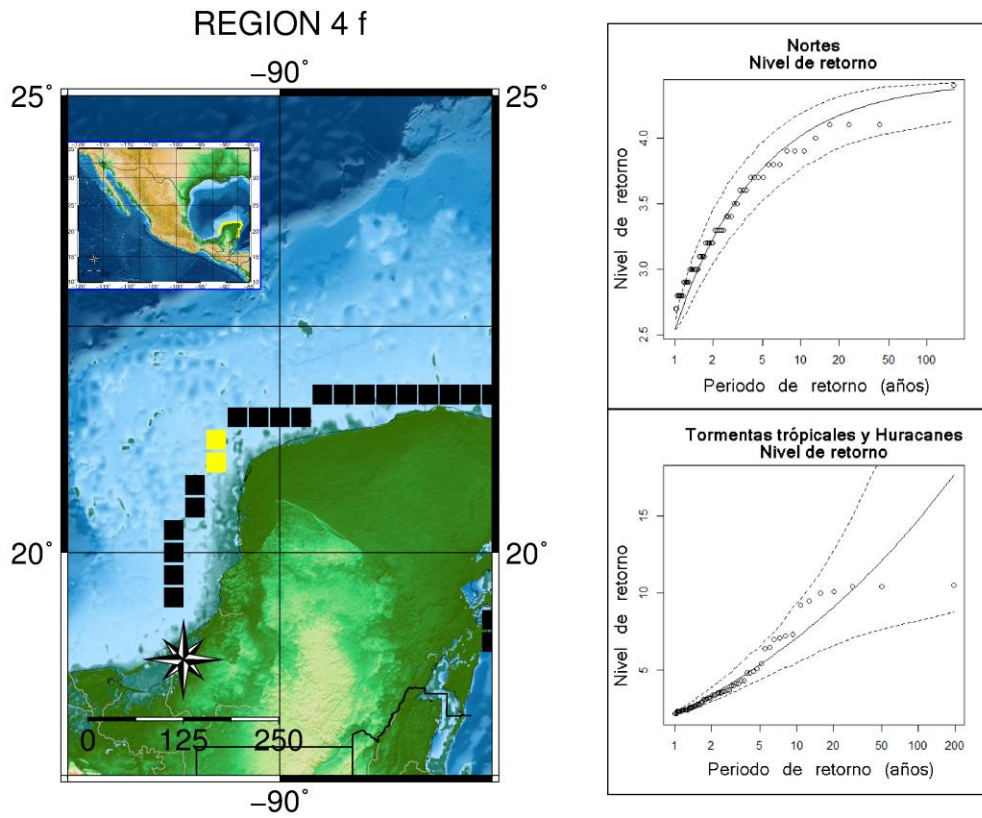


Figura.- 75 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 f.

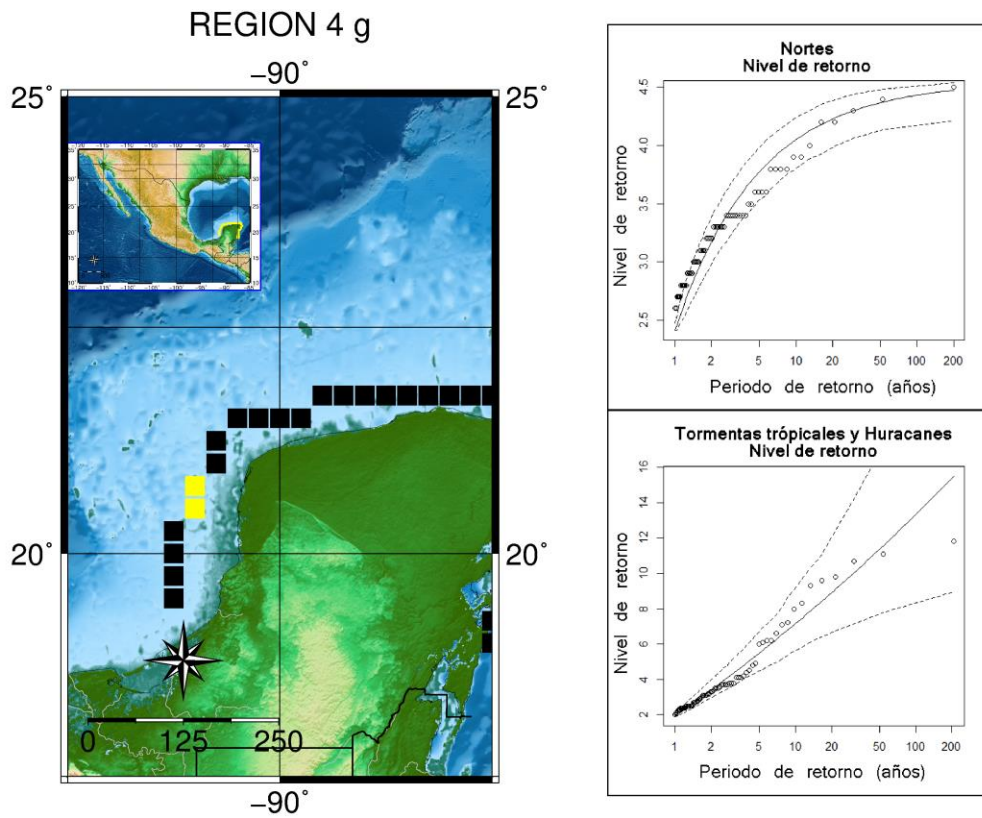


Figura.- 76 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 g.

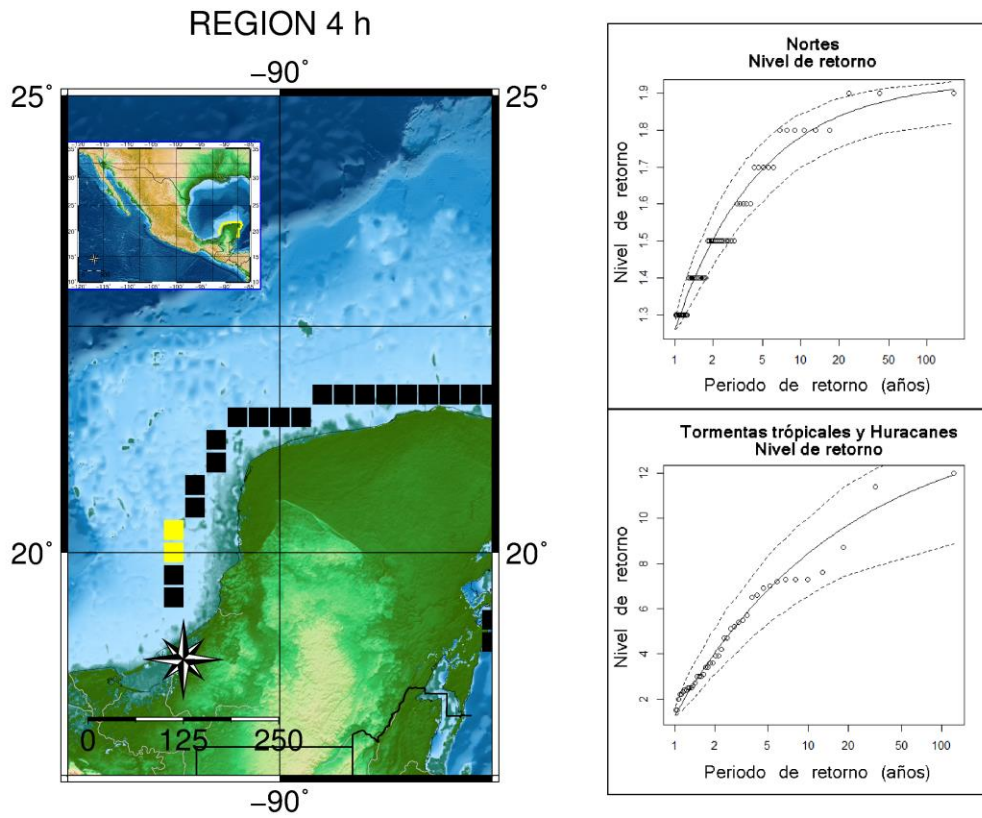


Figura.- 77 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 h.

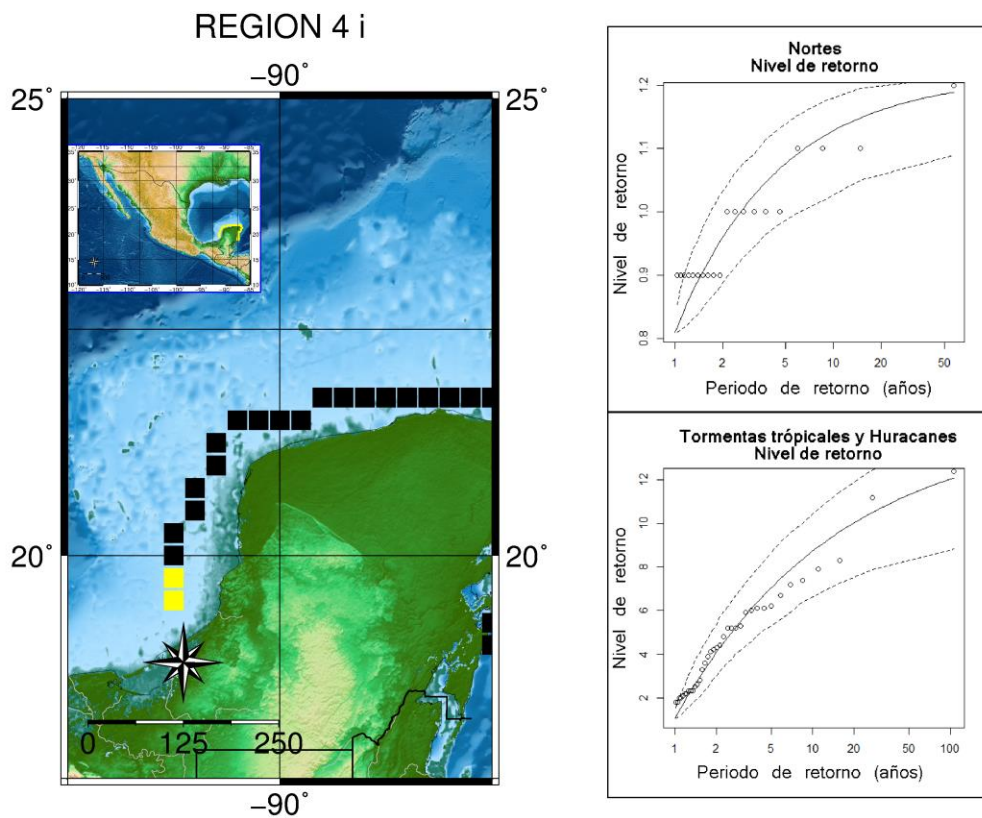


Figura.- 78 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 4 i.

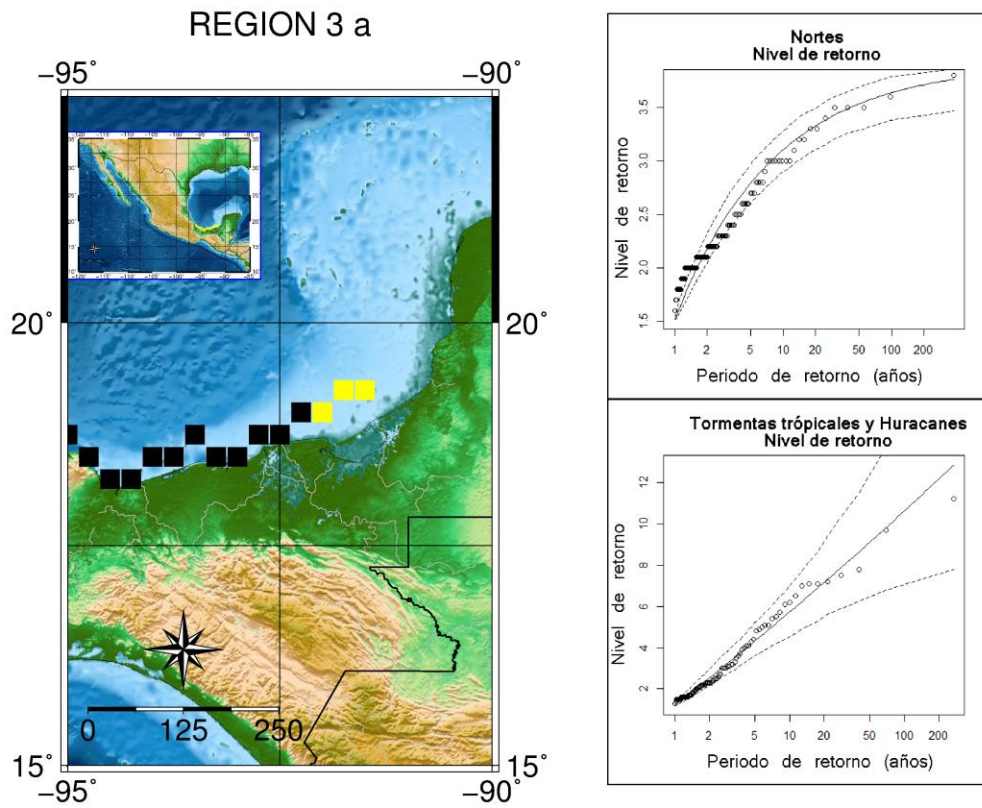


Figura.- 79 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 3 a.

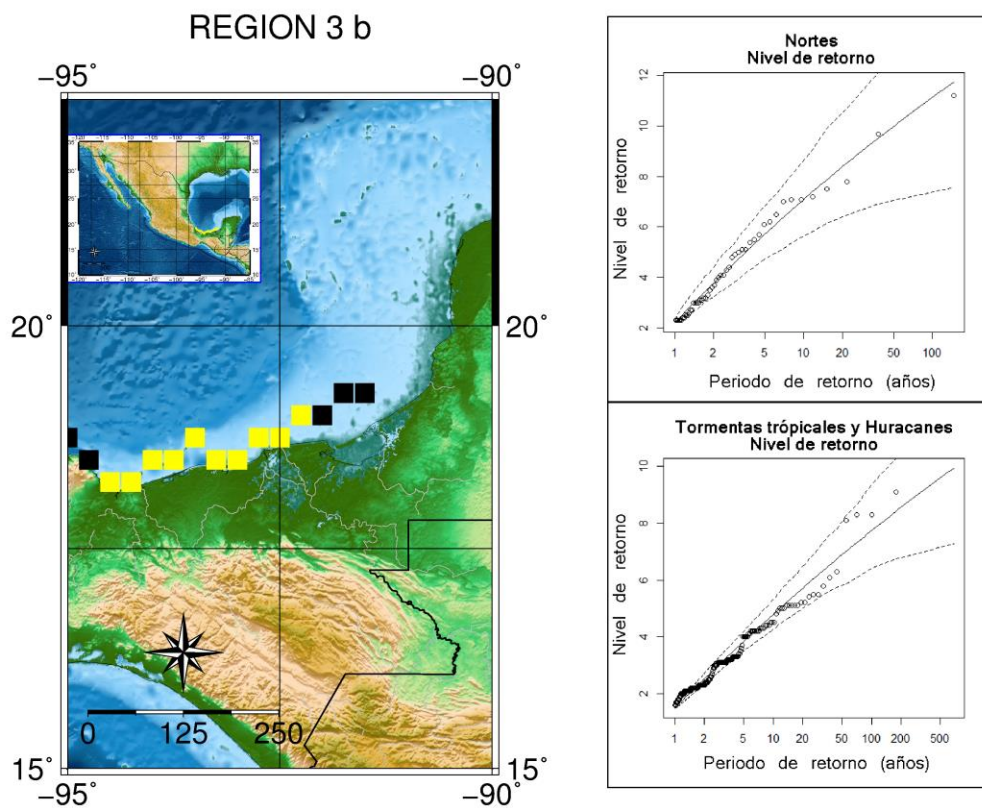


Figura.- 80 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 3 b.

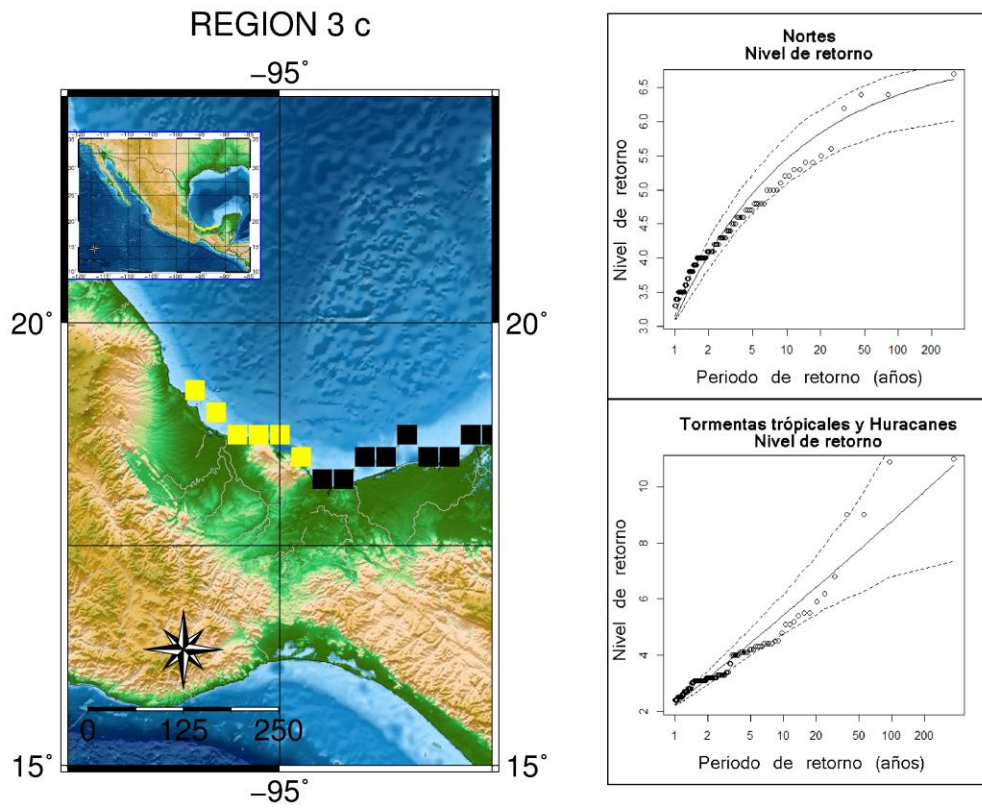


Figura.- 81 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 3 c.

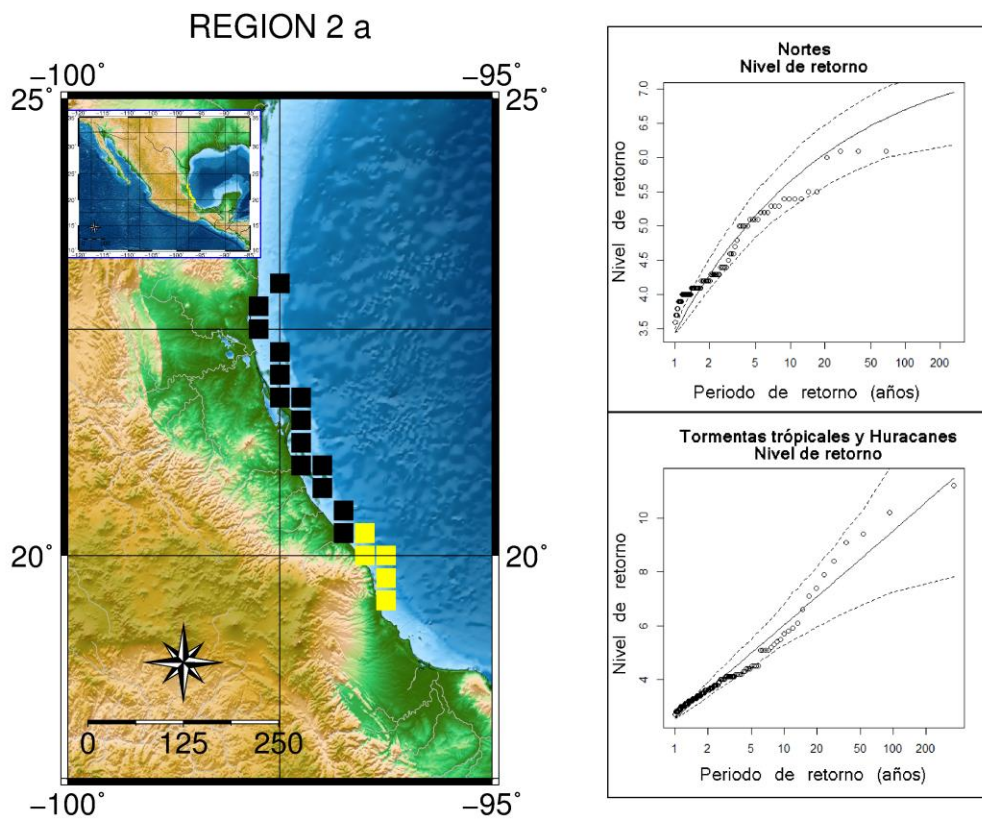


Figura.- 82 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 a.

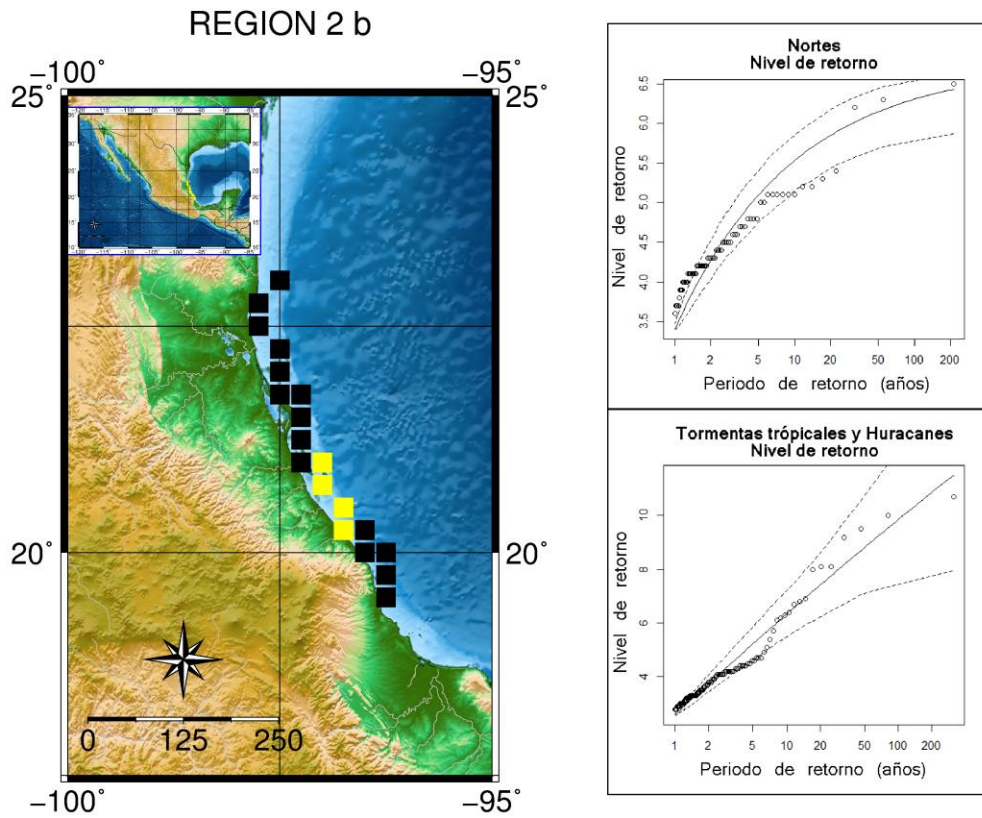


Figura.- 83 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 b.

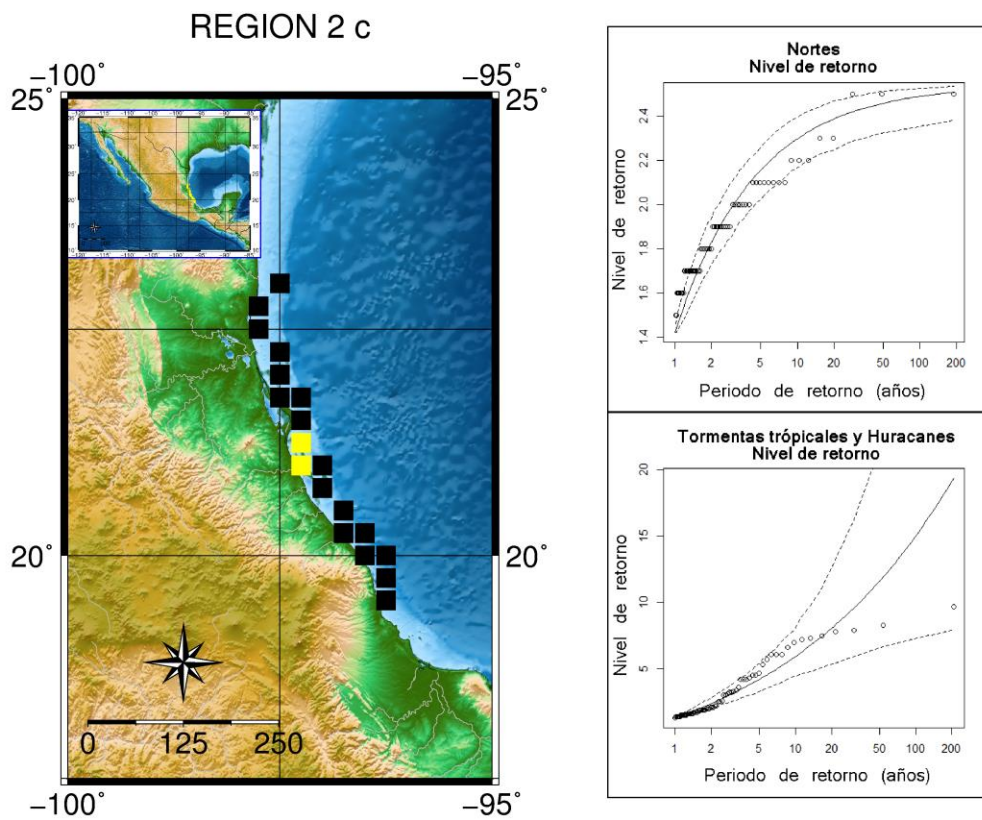


Figura.- 84 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 c.

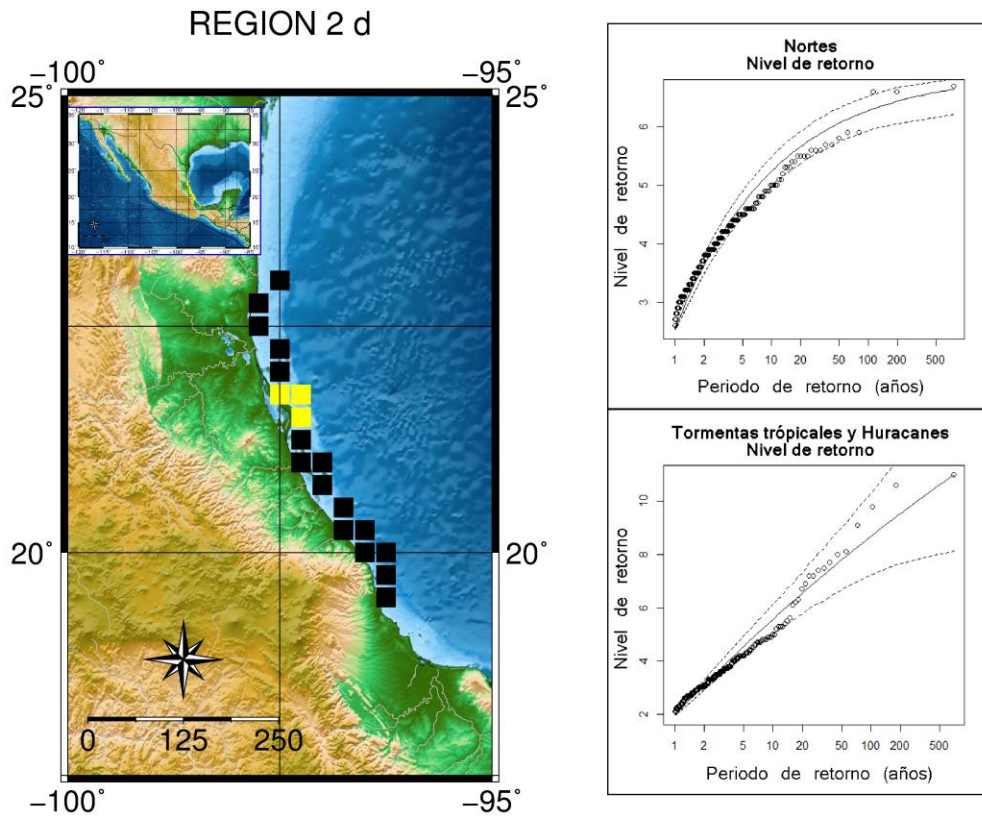


Figura.- 85 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 d.

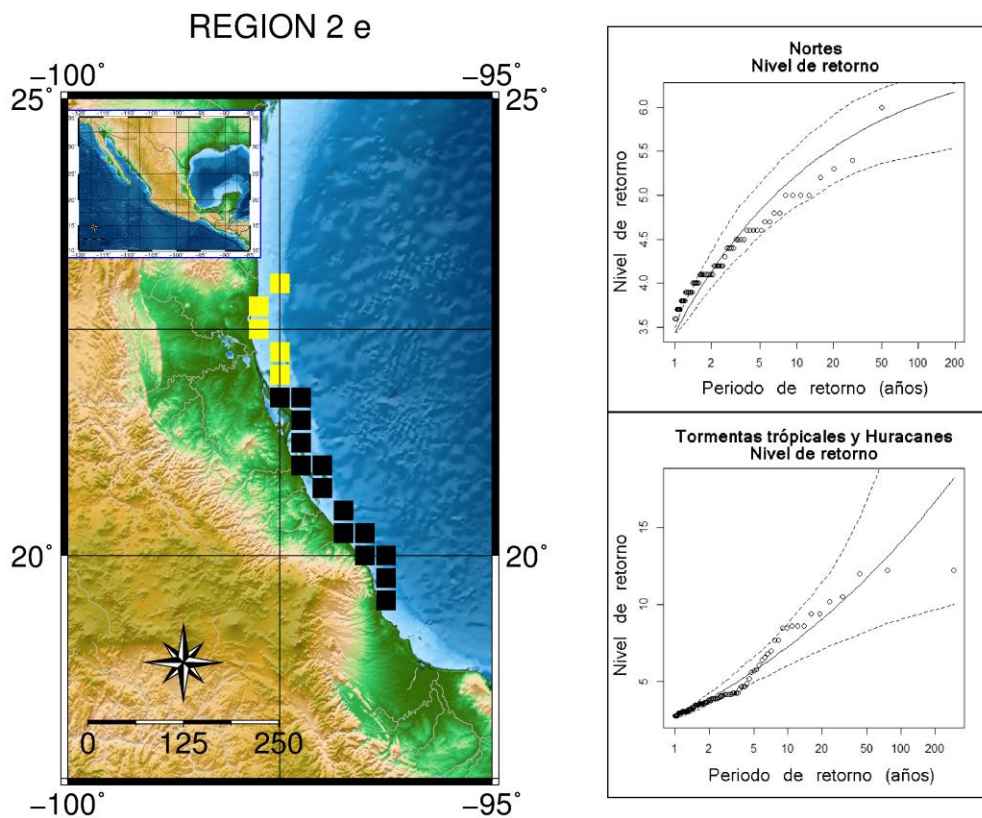


Figura.- 86 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 2 e.

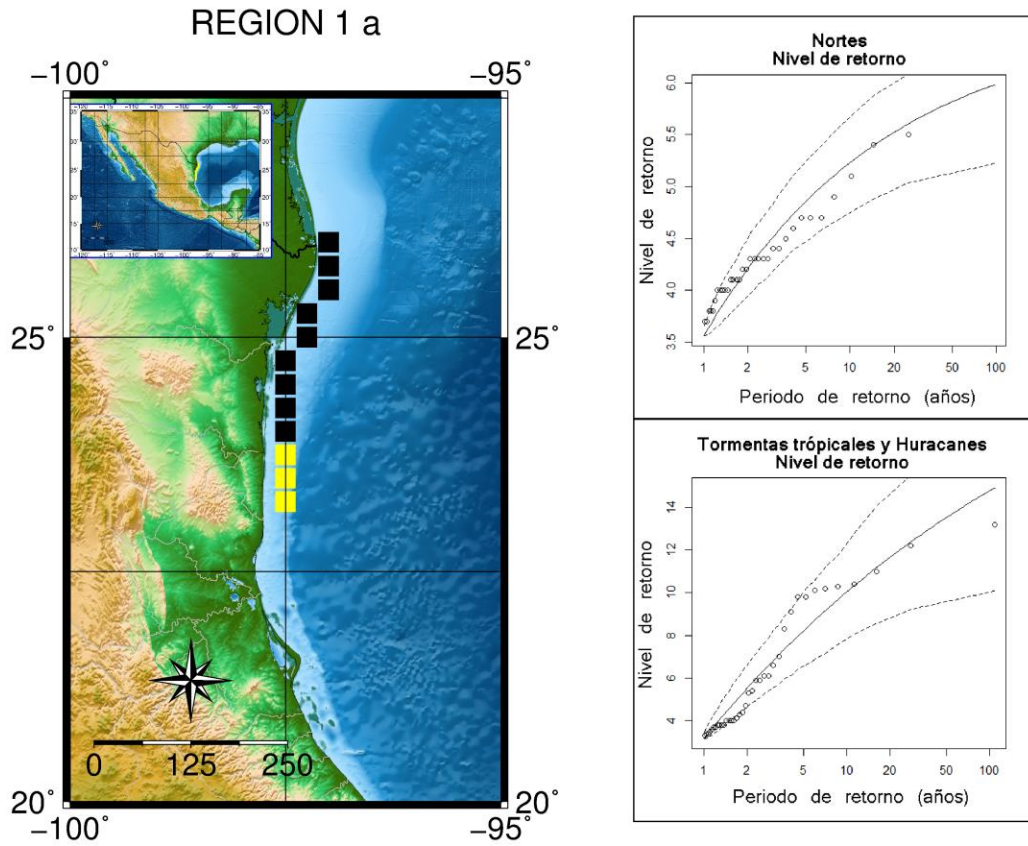


Figura.- 87 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 1 a.

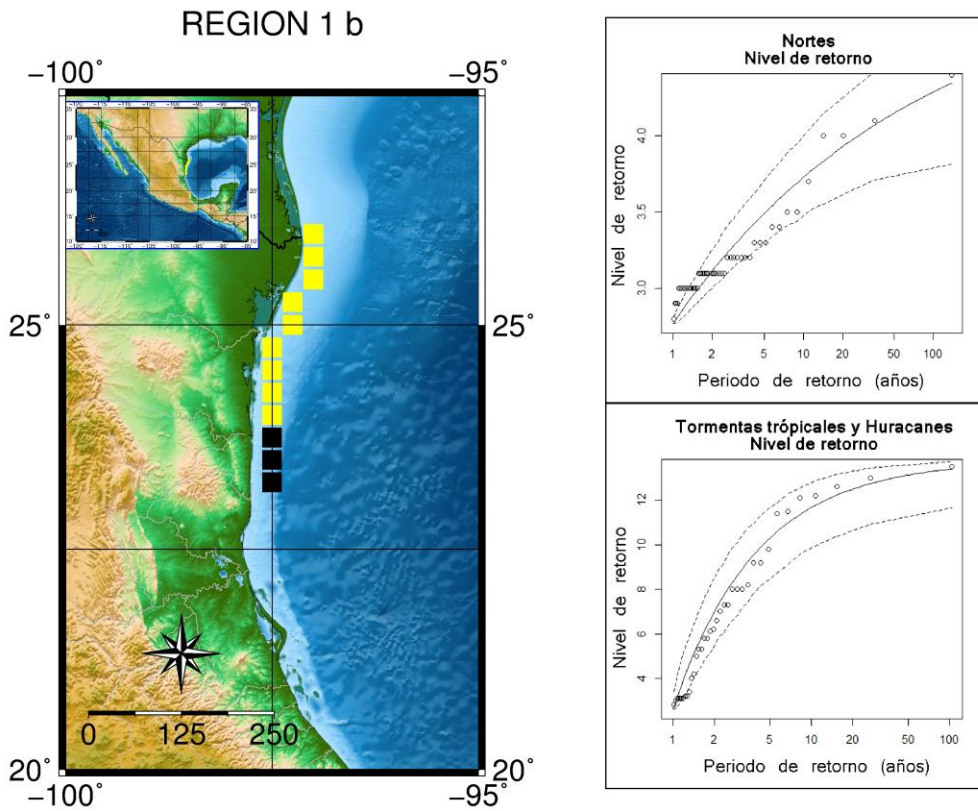


Figura.- 88 Ajuste de eventos extremos a la distribución generalizada de Pareto, región 1 b.

Anexo 2

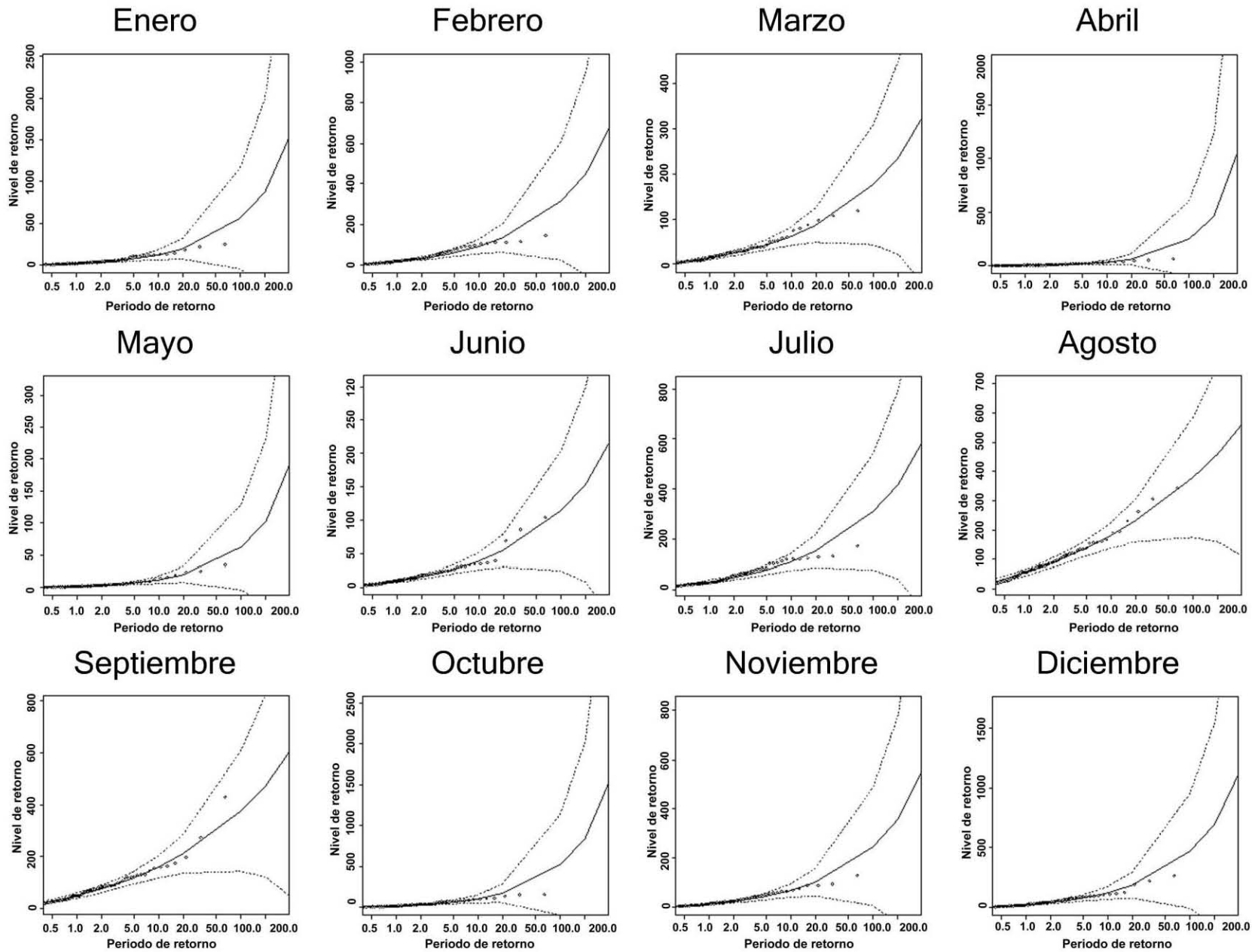


Figura.- 89 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 2.

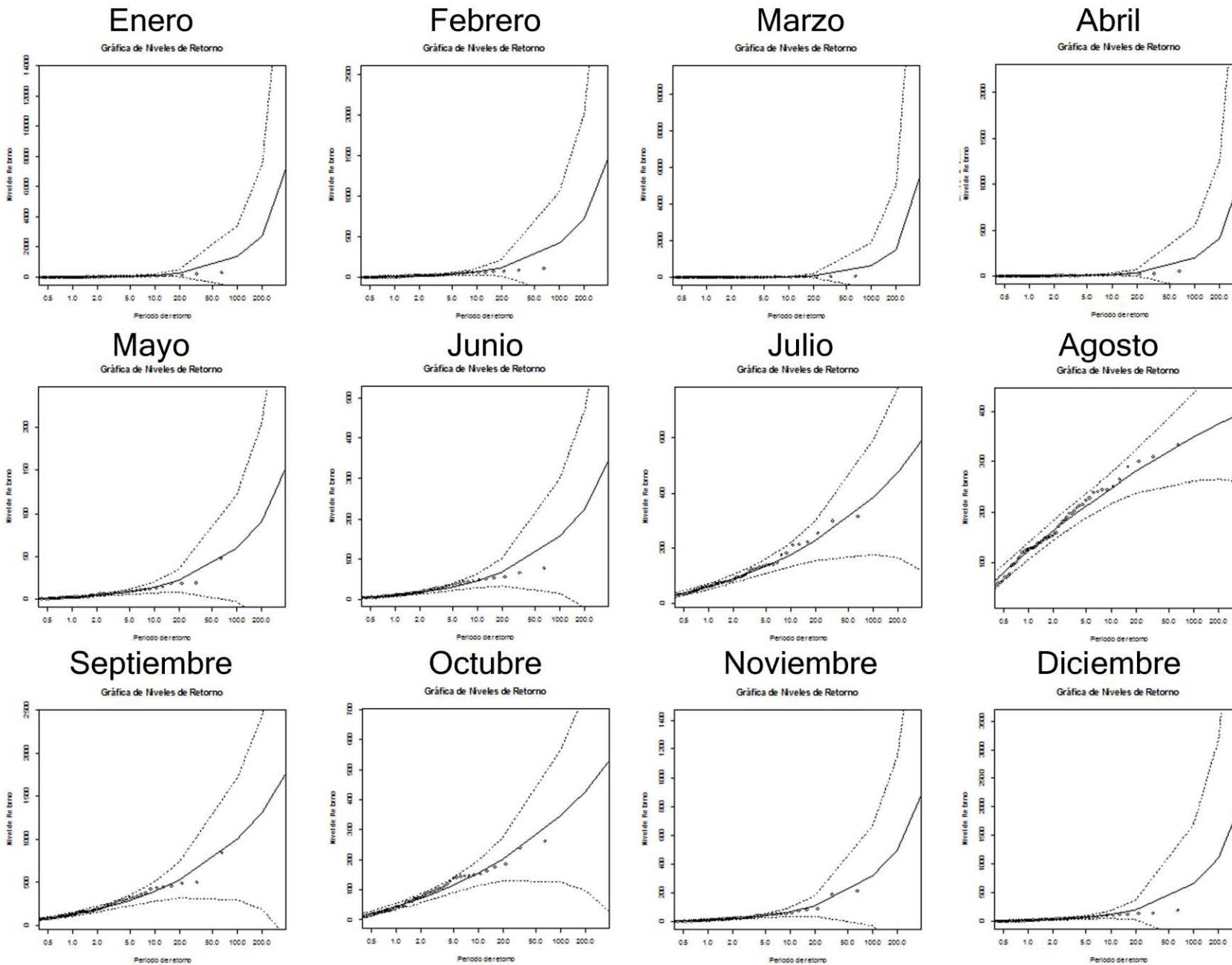


Figura.- 90 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 3

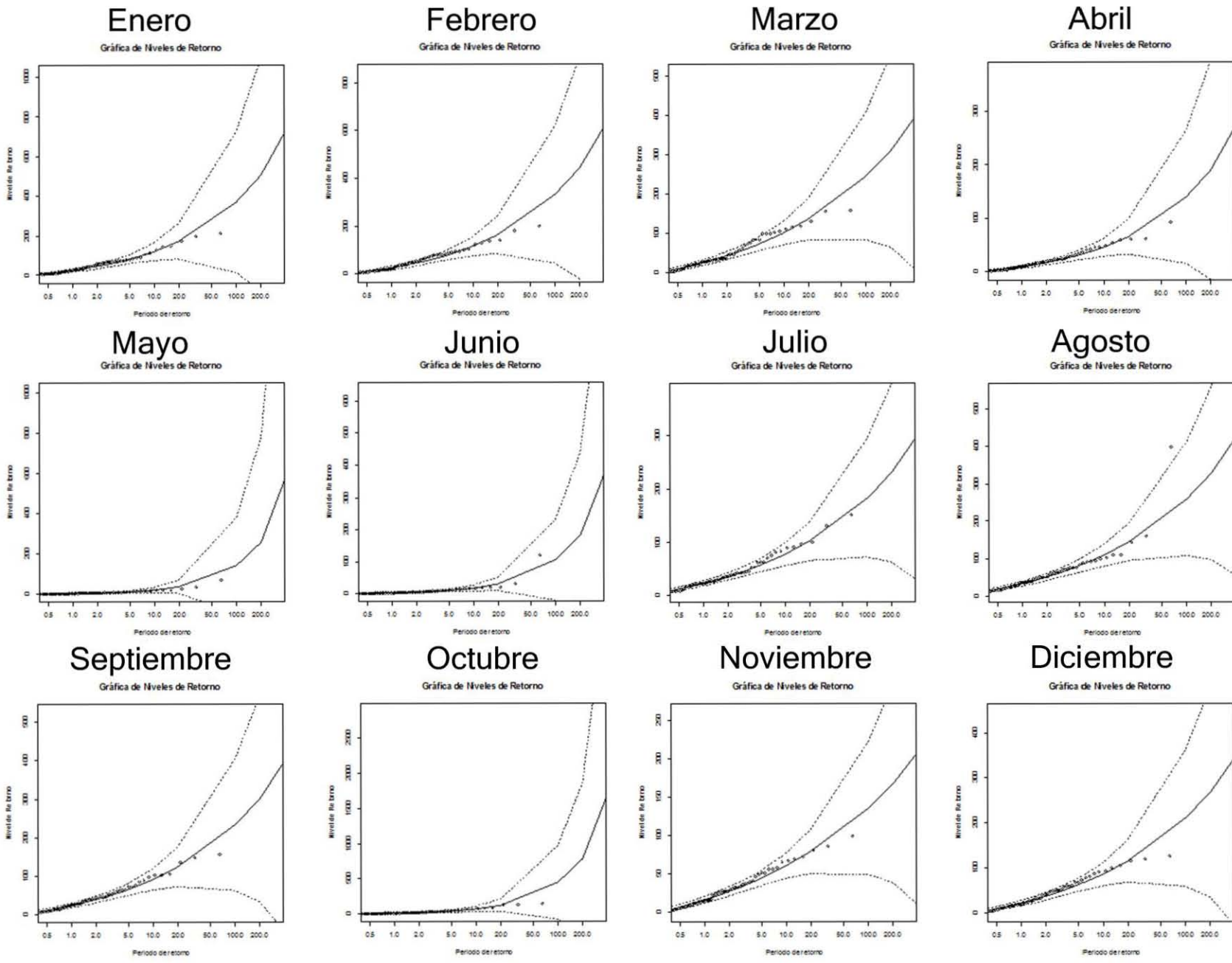


Figura.- 91 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 4.

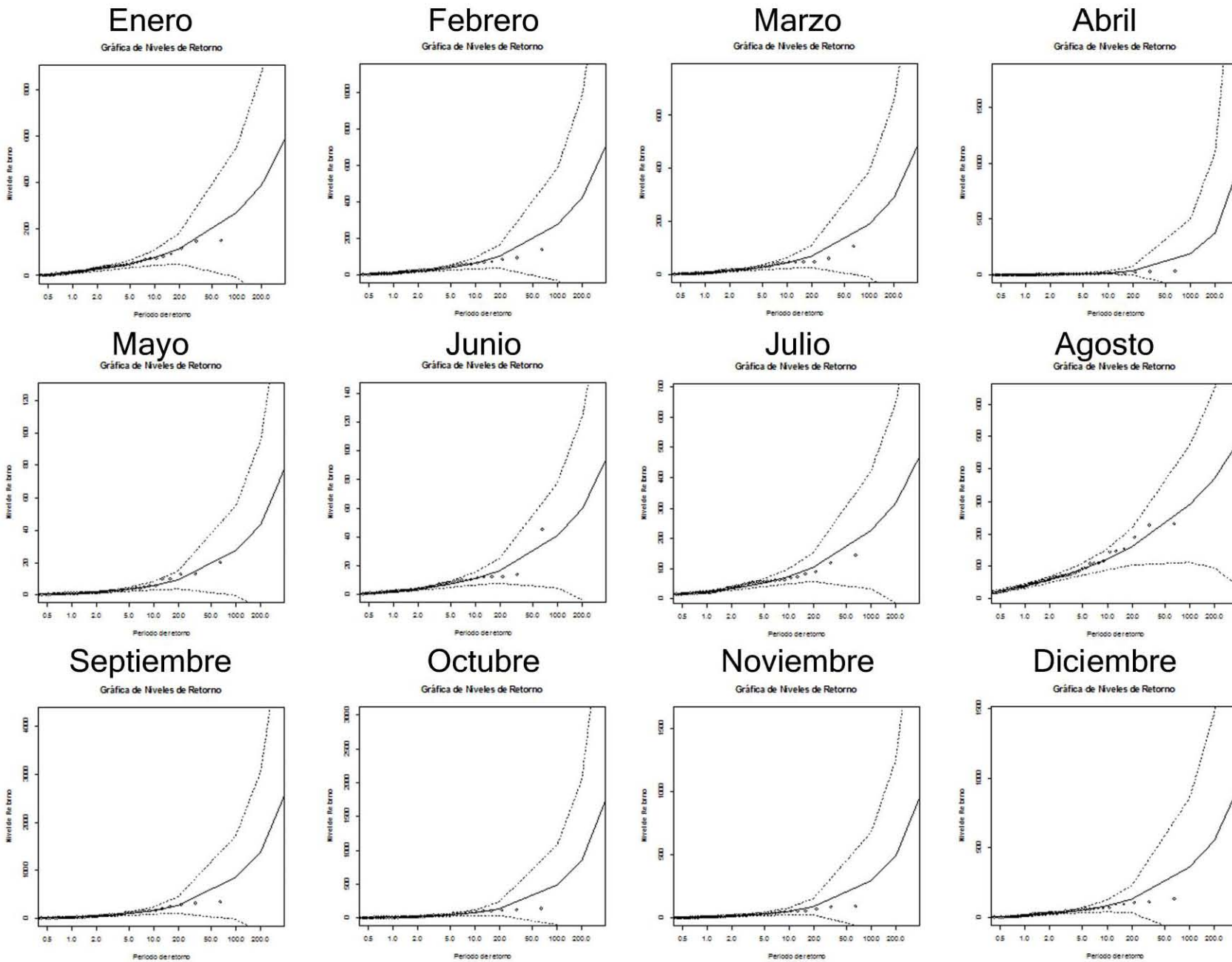


Figura.- 92 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 5.

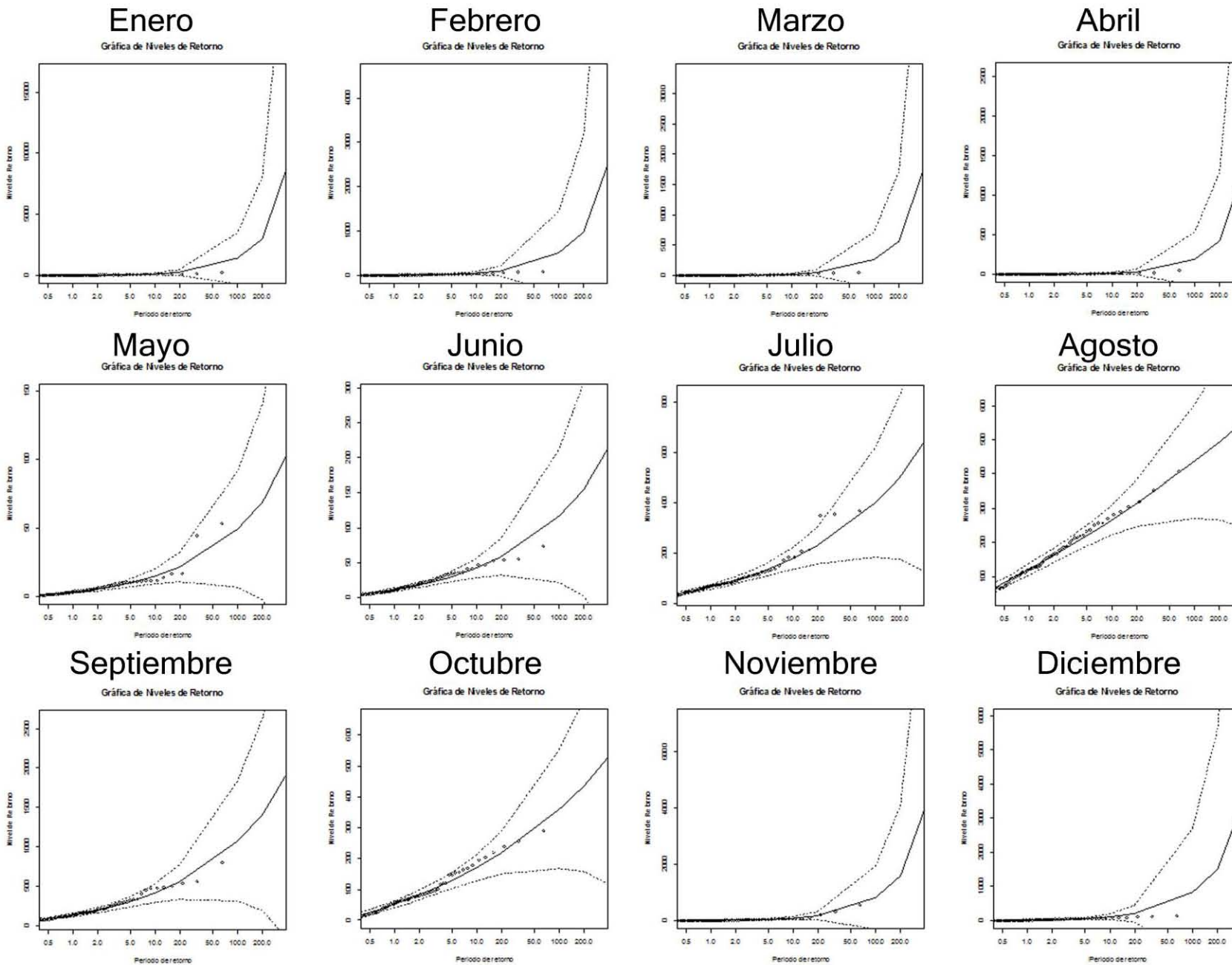


Figura.- 93 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 6.

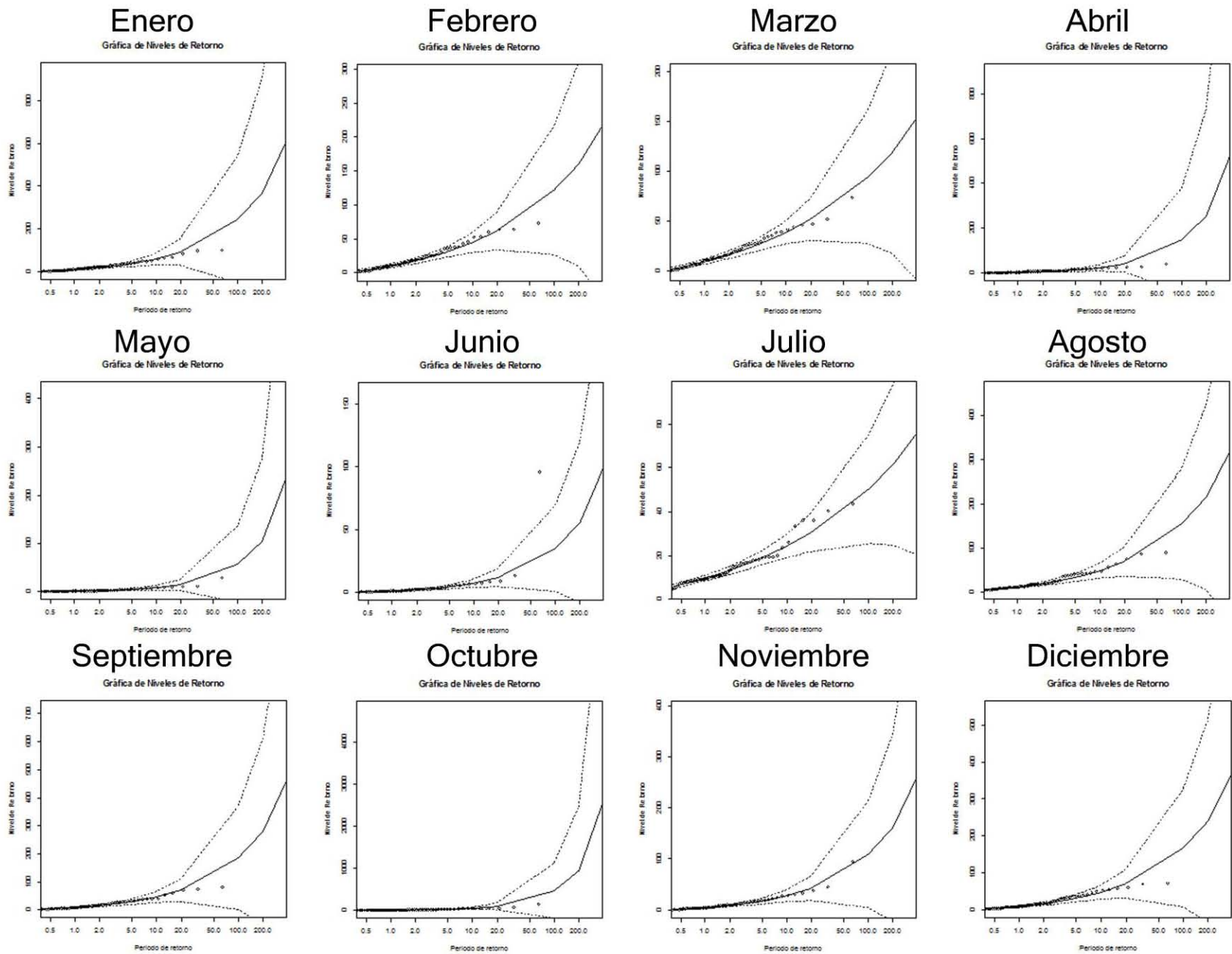


Figura.- 94 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 7.

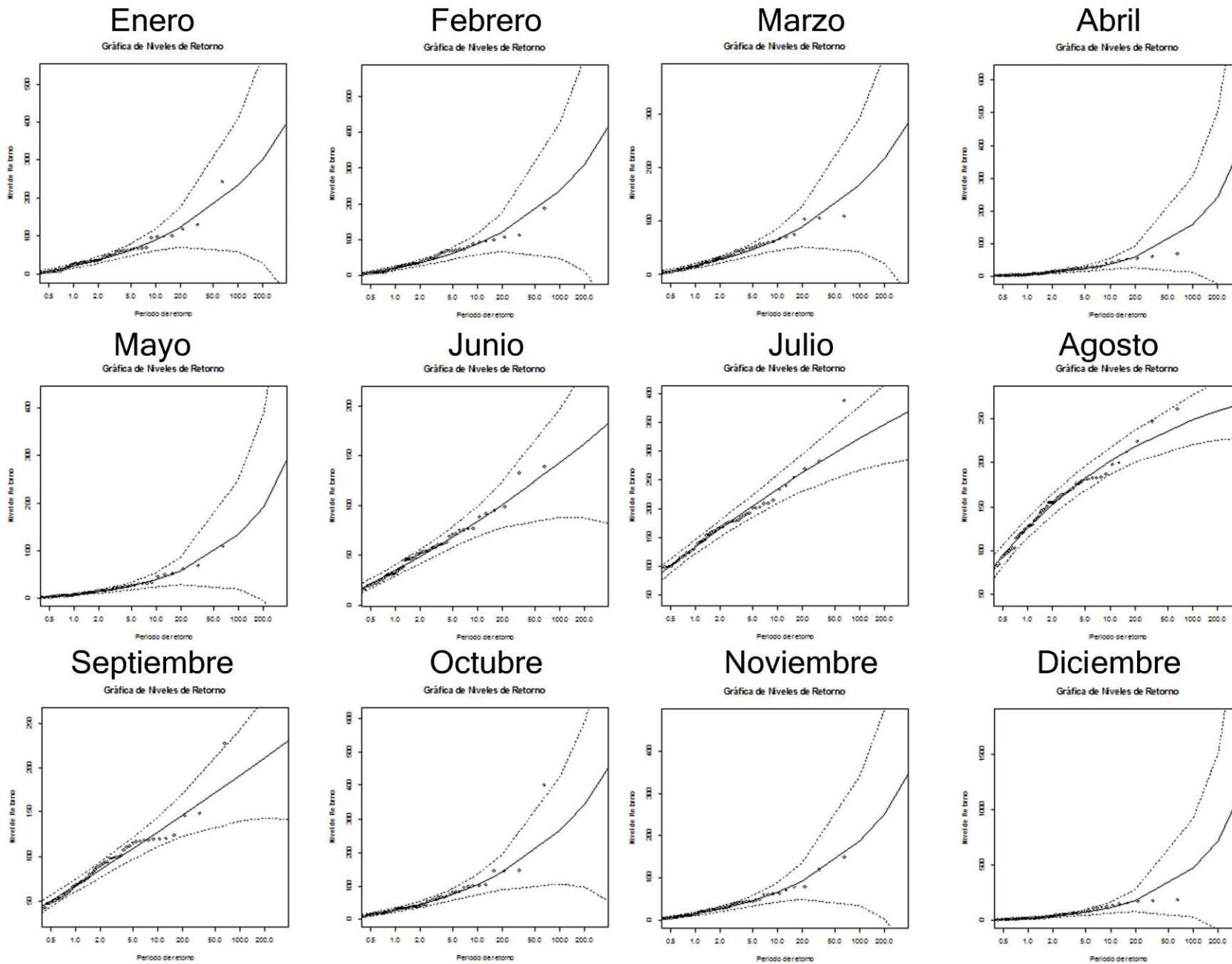


Figura.- 95 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 8.

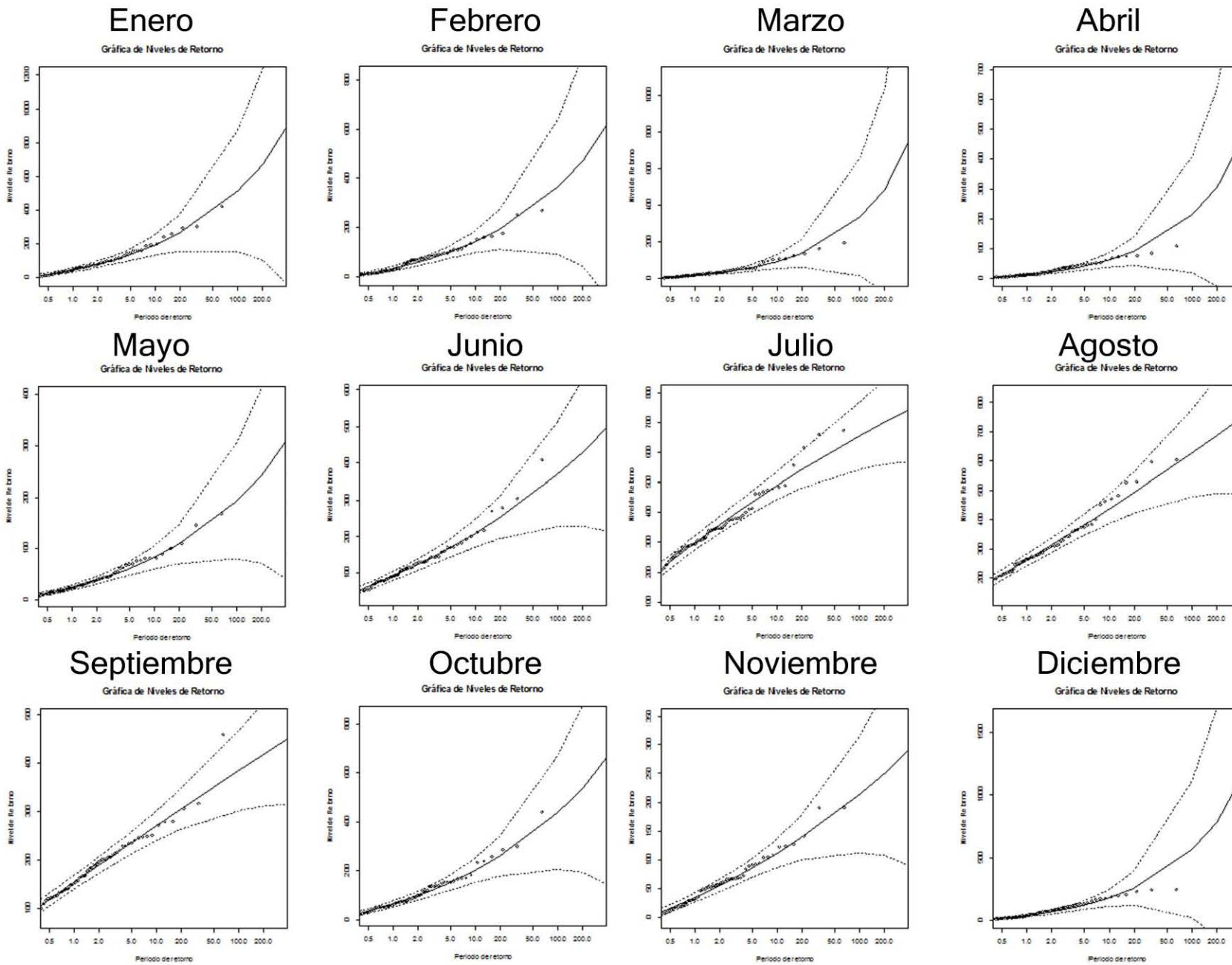


Figura.- 96 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 9.

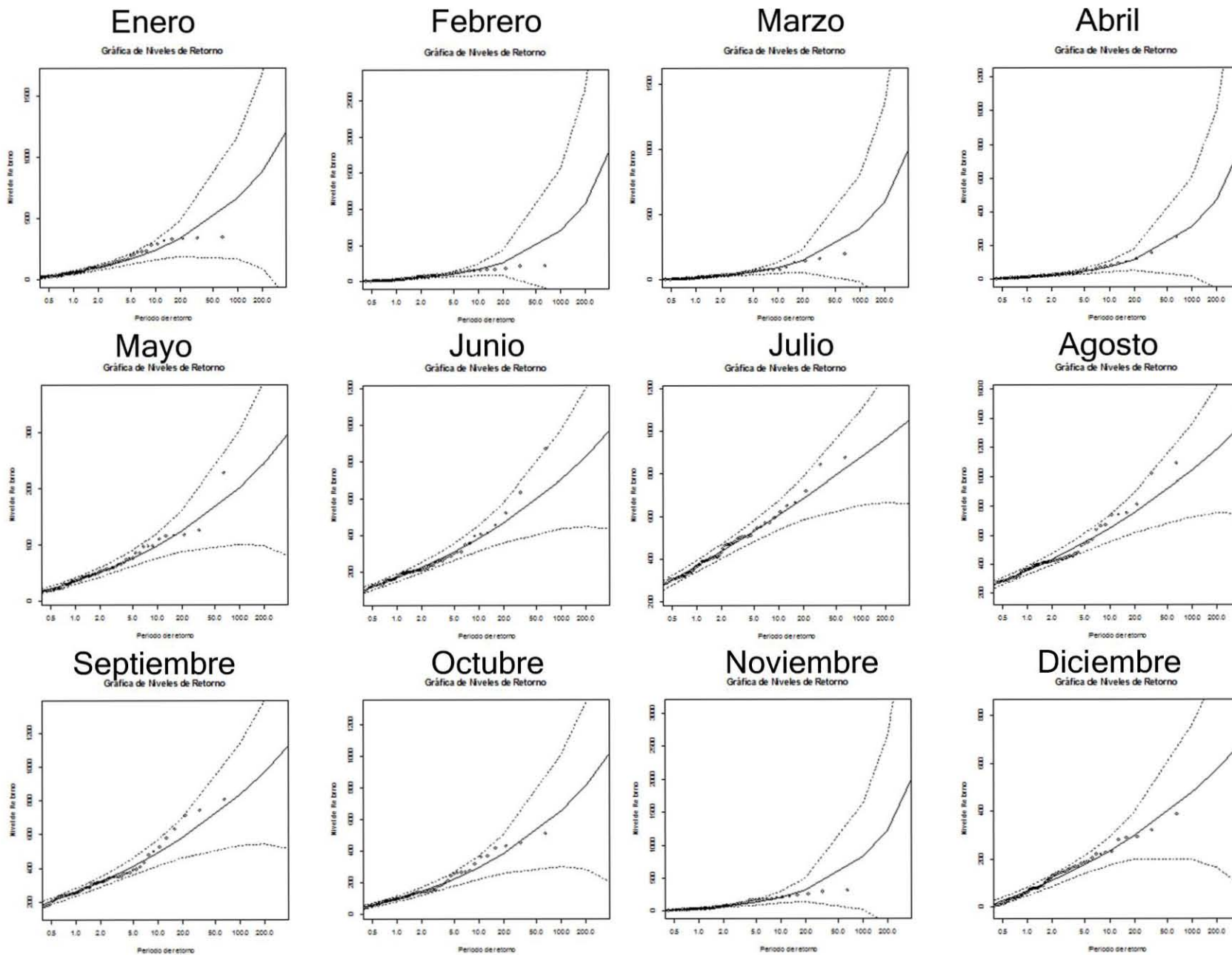


Figura.- 97 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 10.

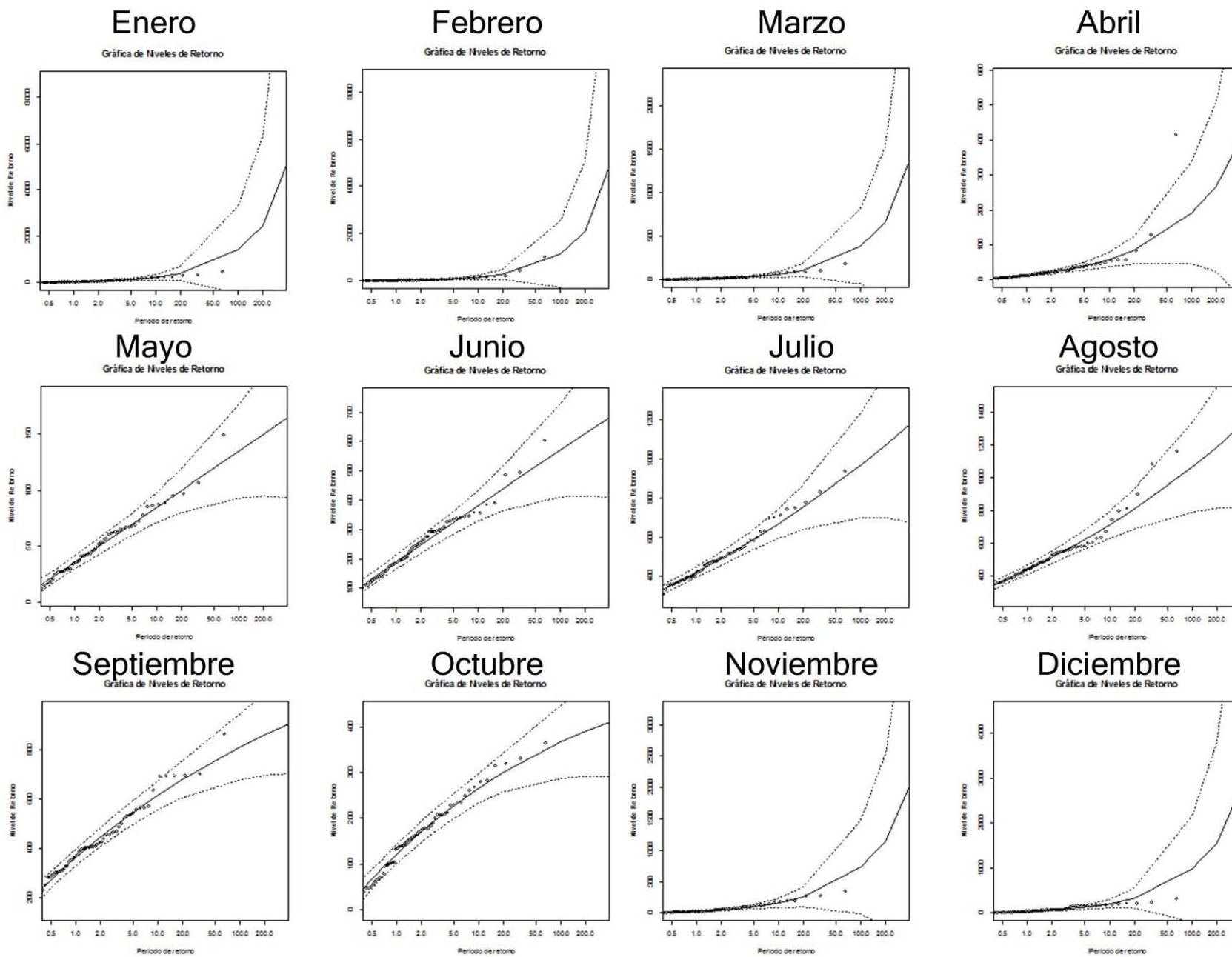


Figura.- 98 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 11.

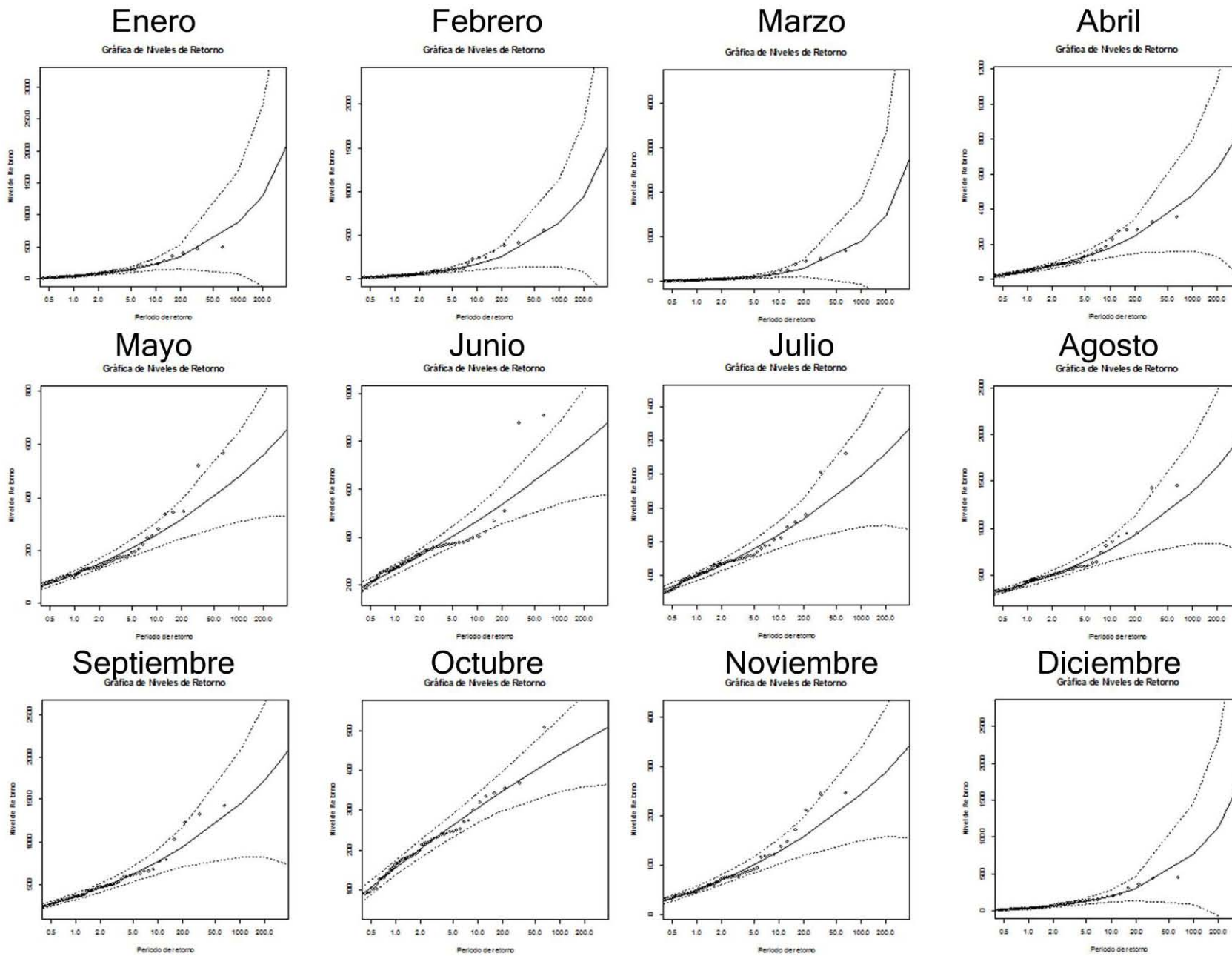


Figura.- 99 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 12.

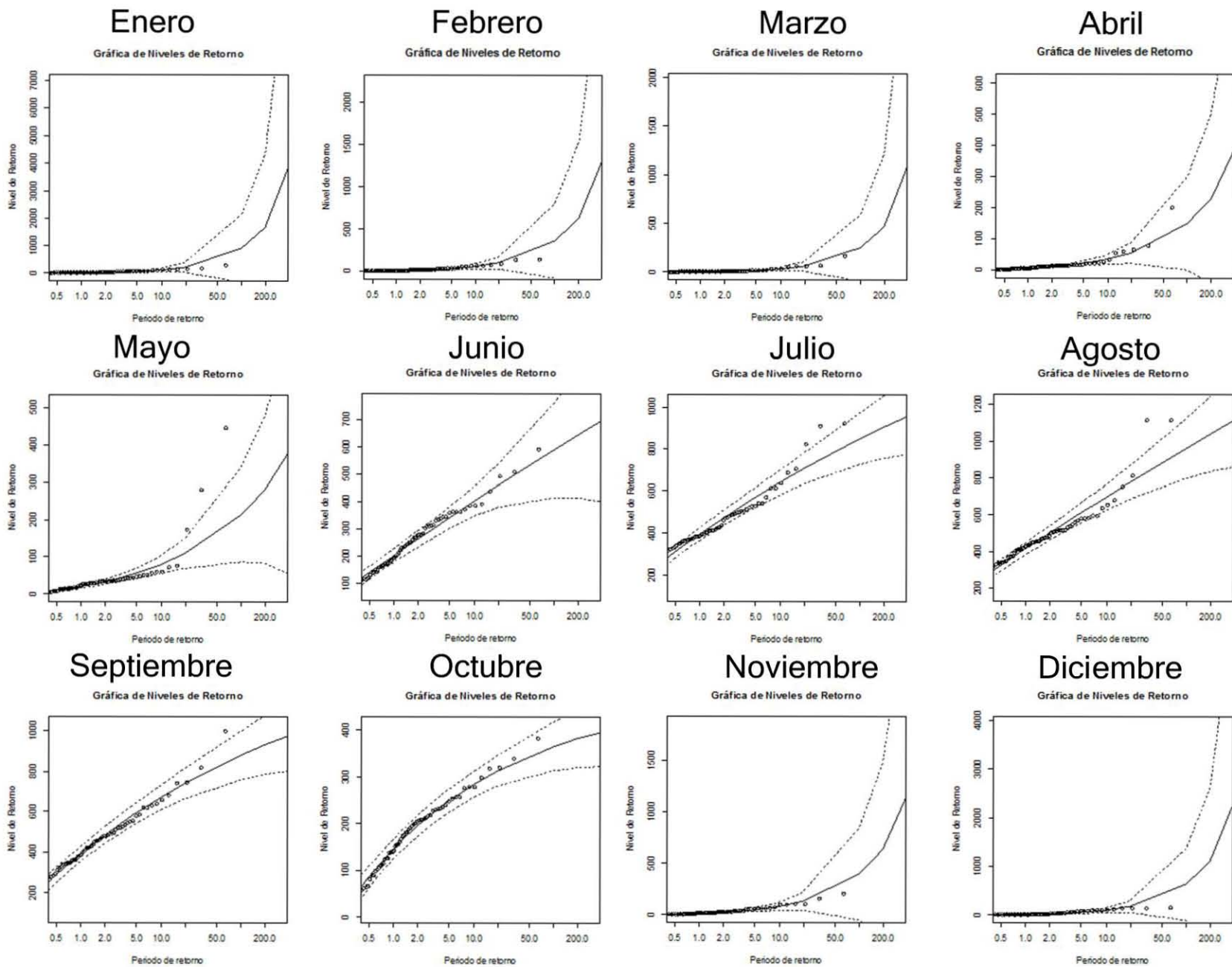


Figura.- 100 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 13.

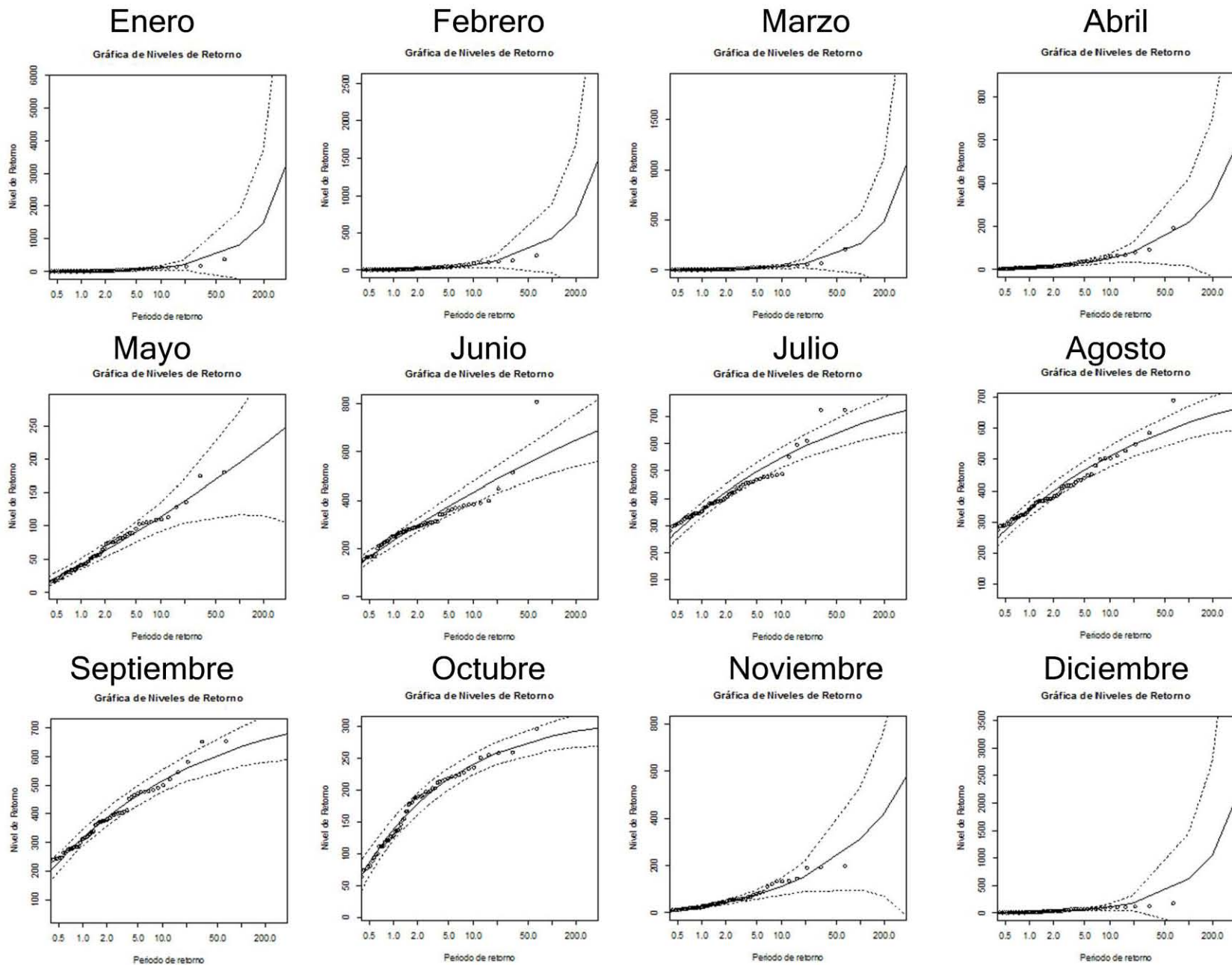


Figura.- 101 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 14.

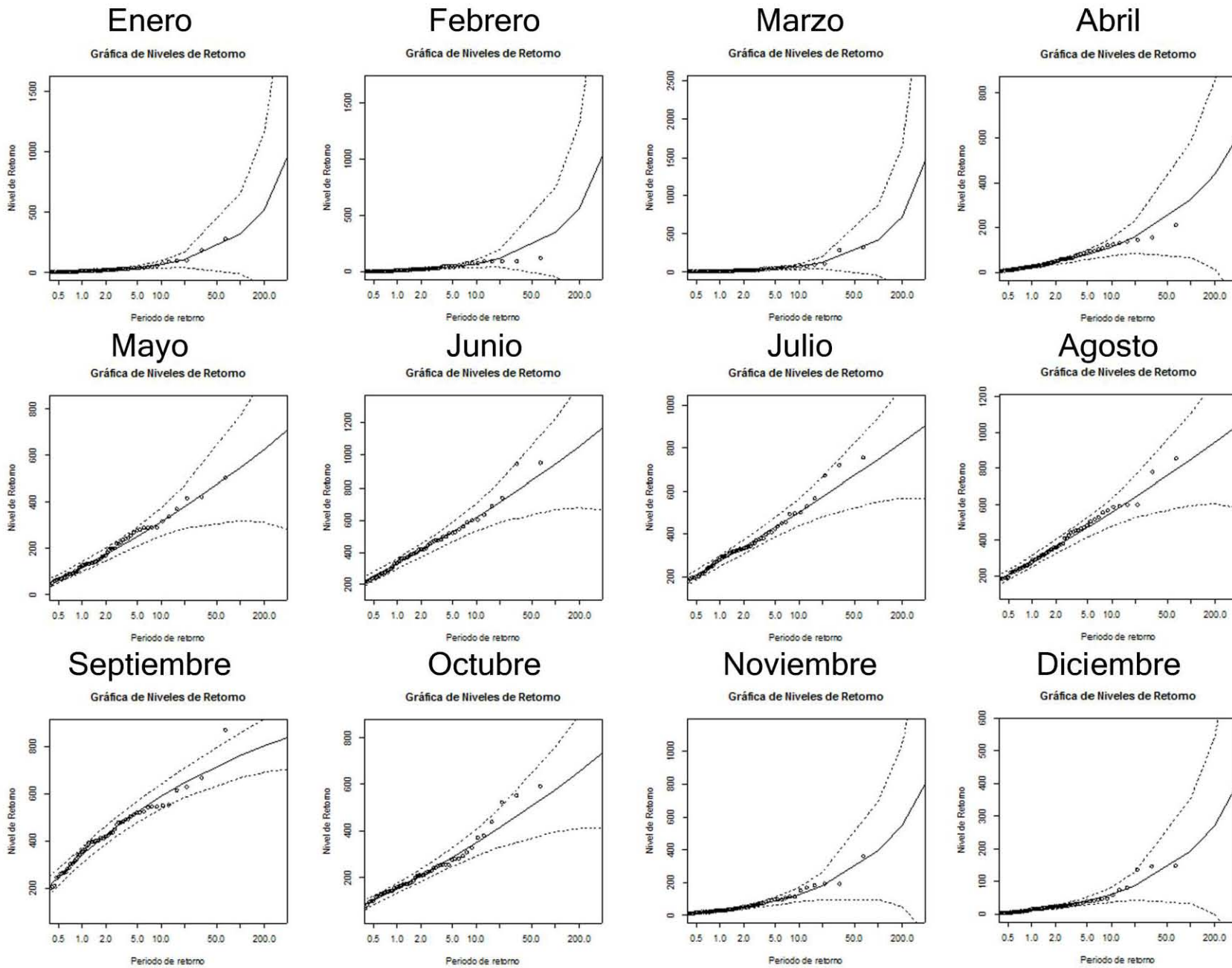


Figura.- 102 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 15.

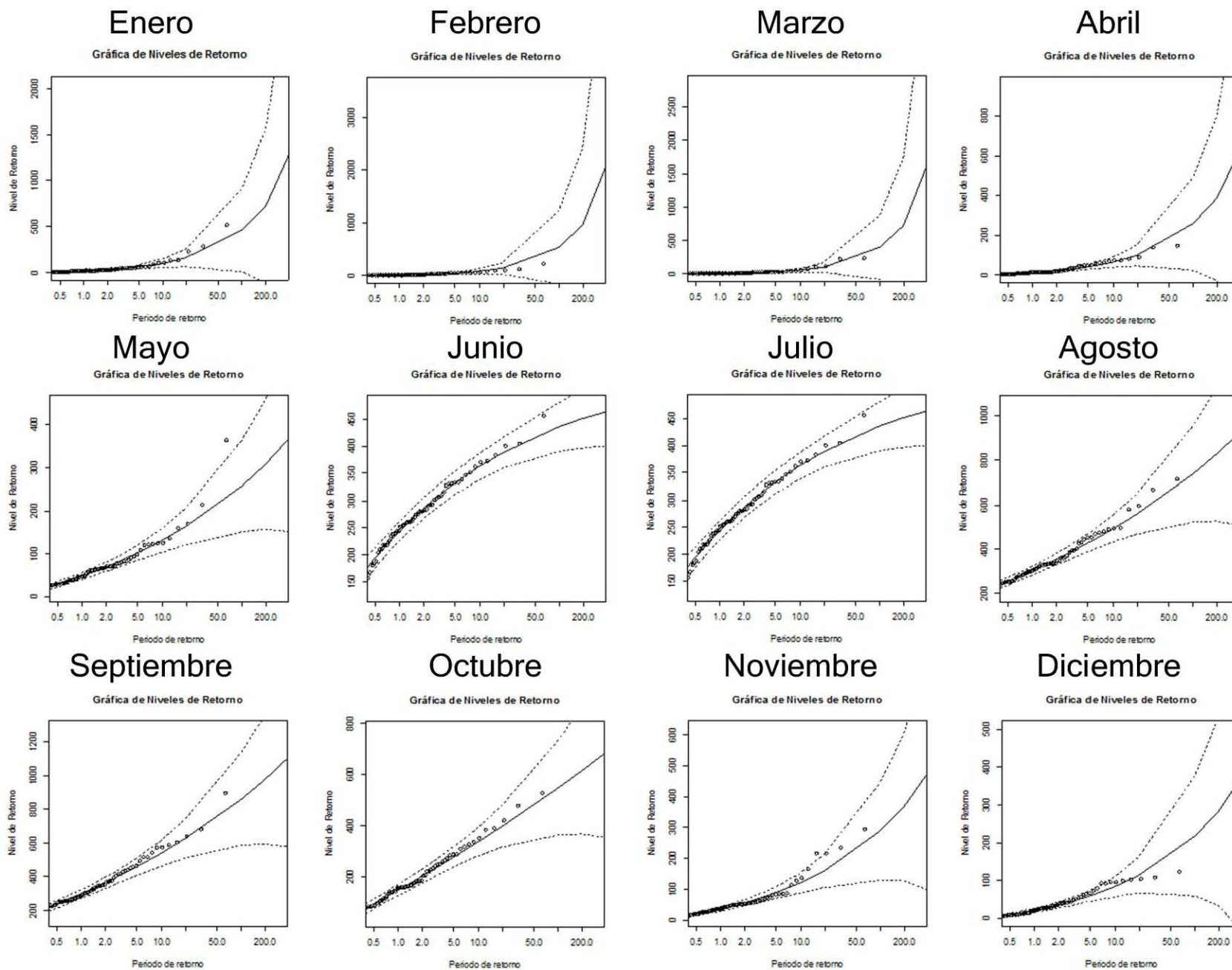


Figura.- 103 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 16.

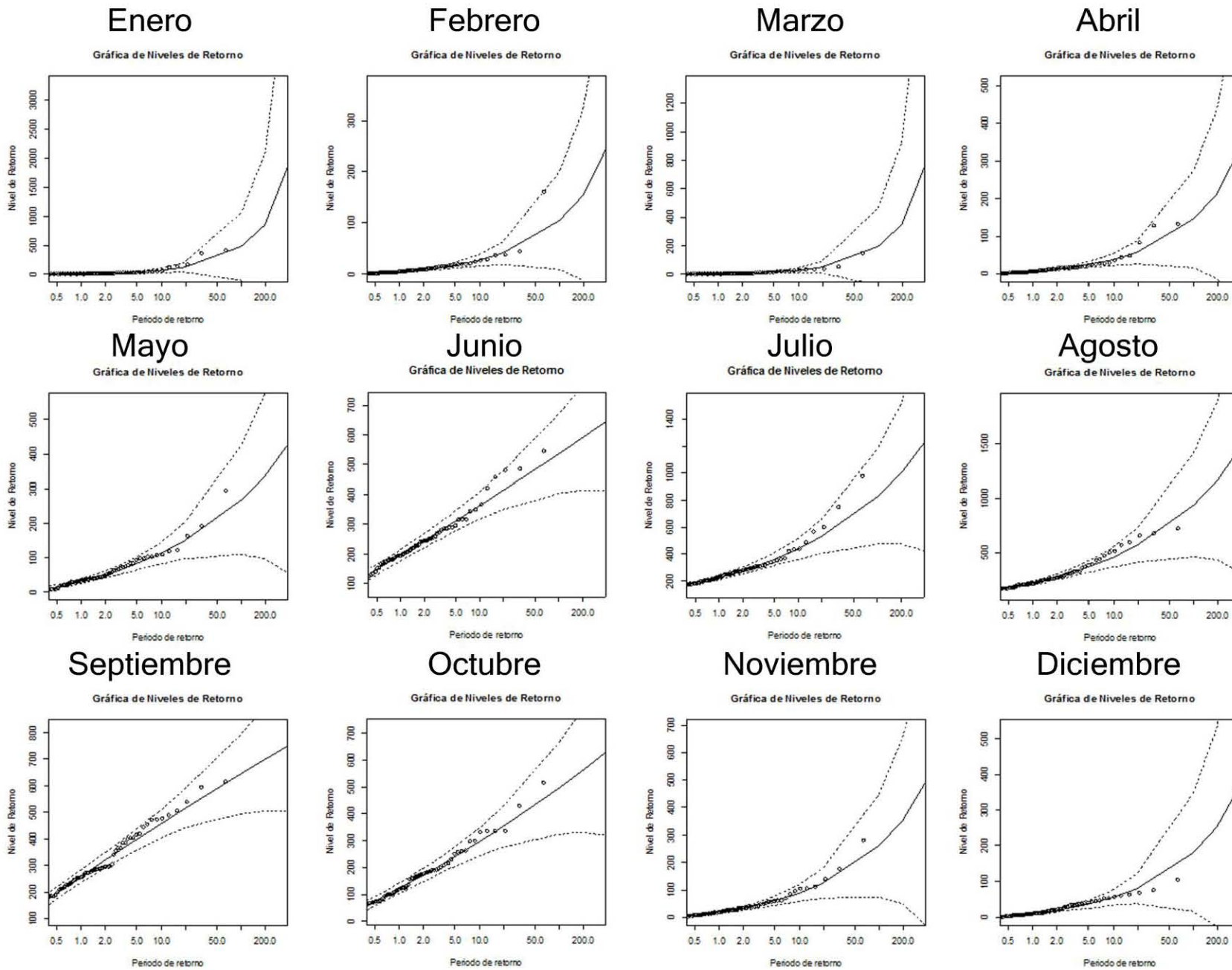


Figura.- 104 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 17.

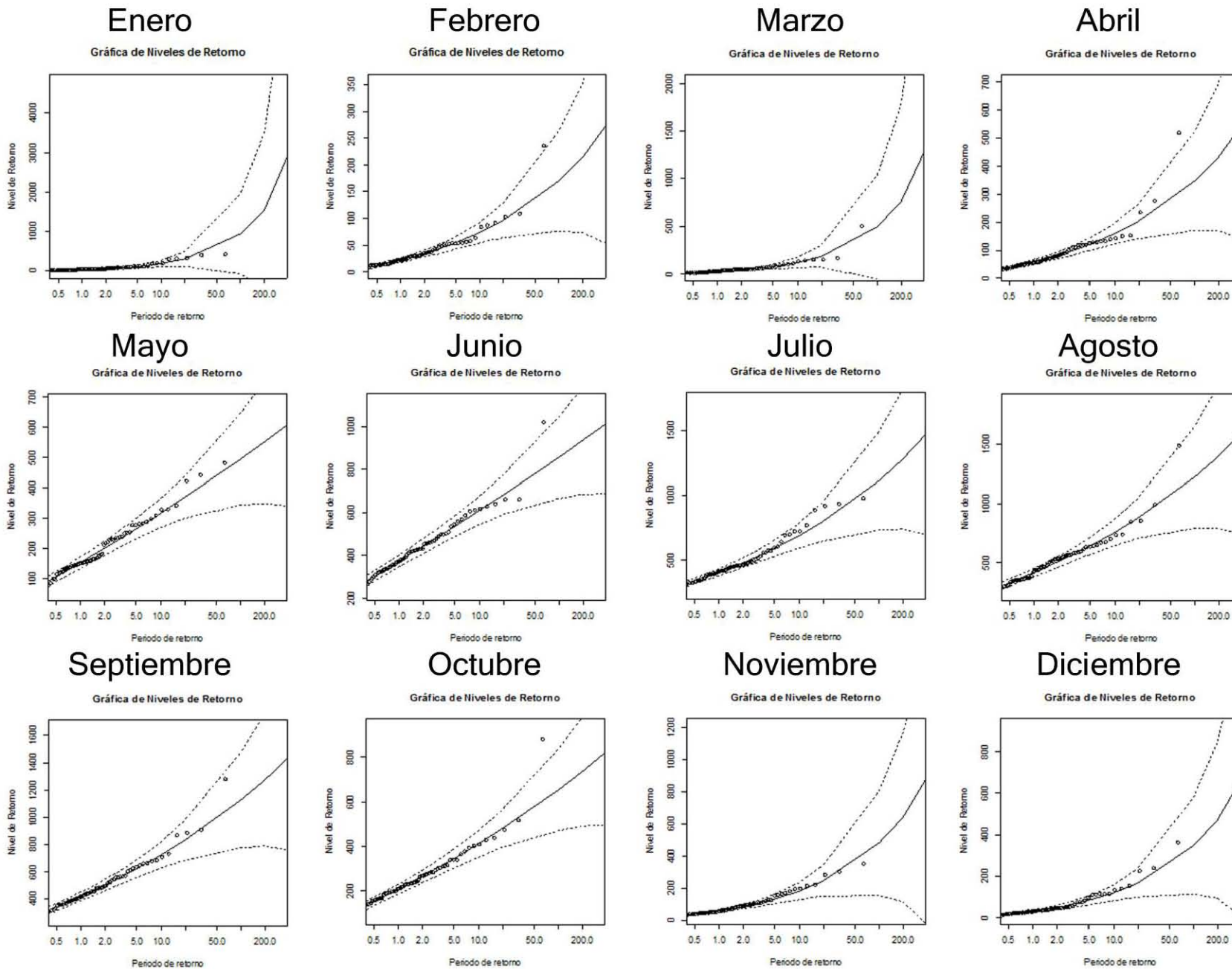


Figura.- 105 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 18.

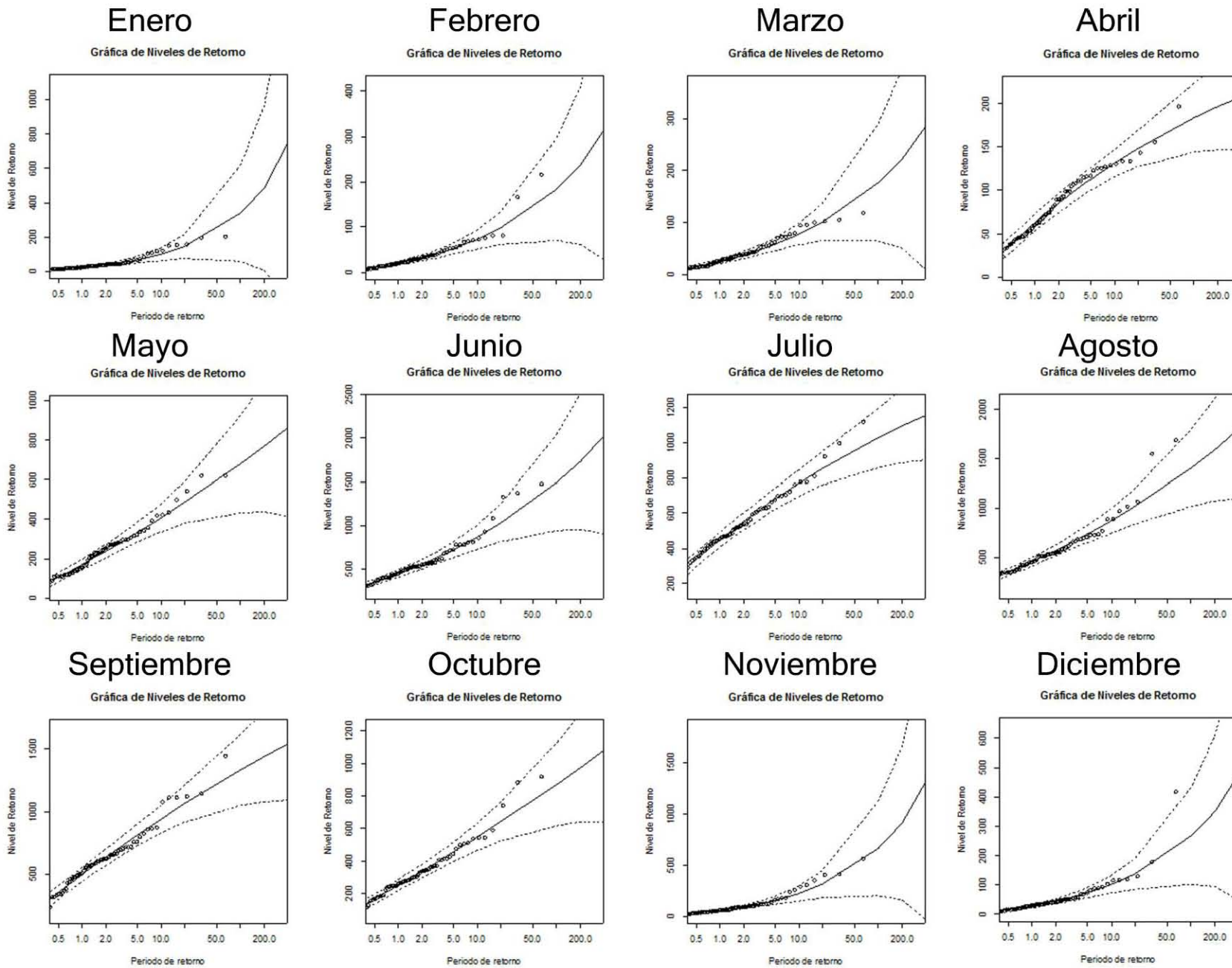


Figura.- 106 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 20.

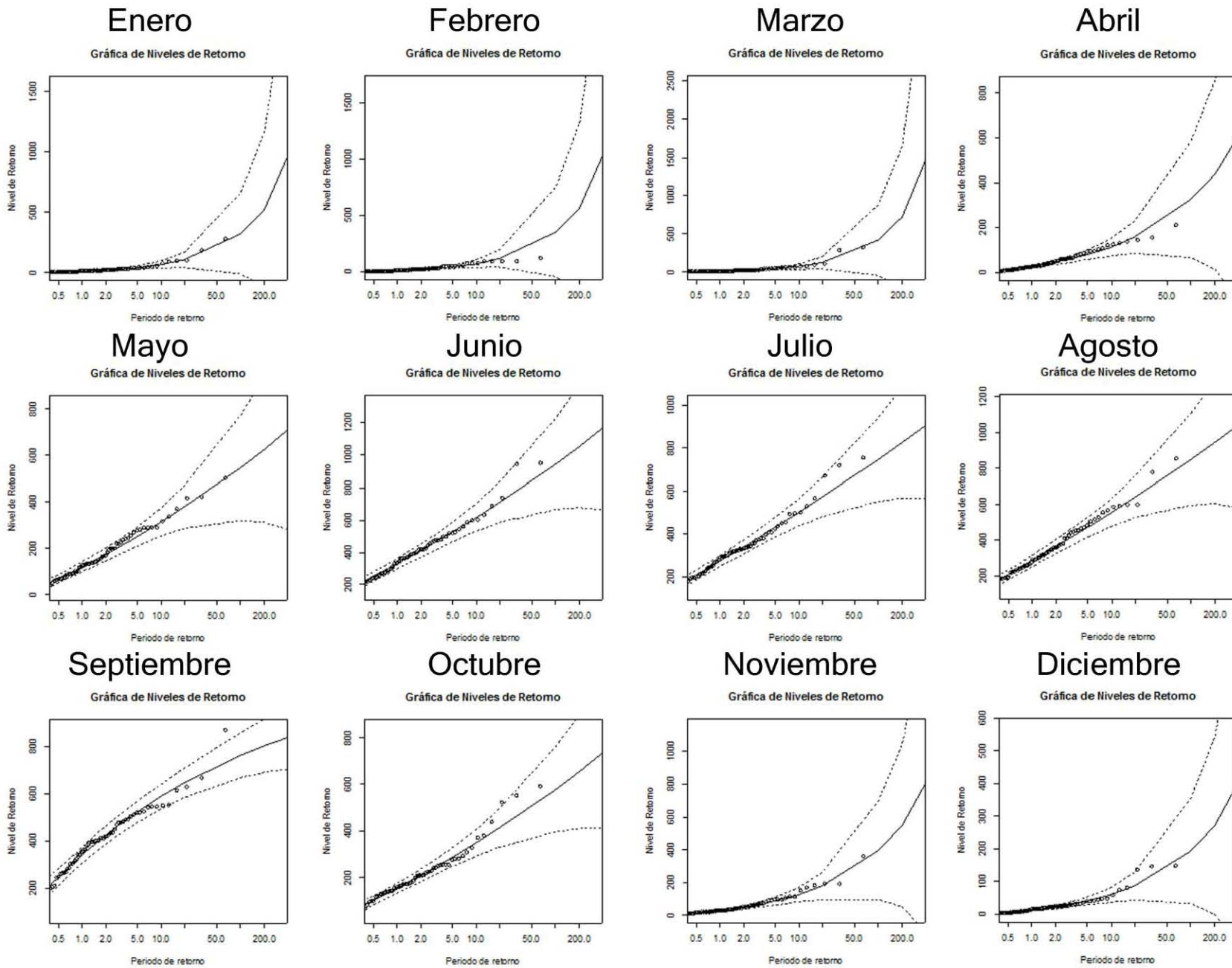


Figura.- 107 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 21.

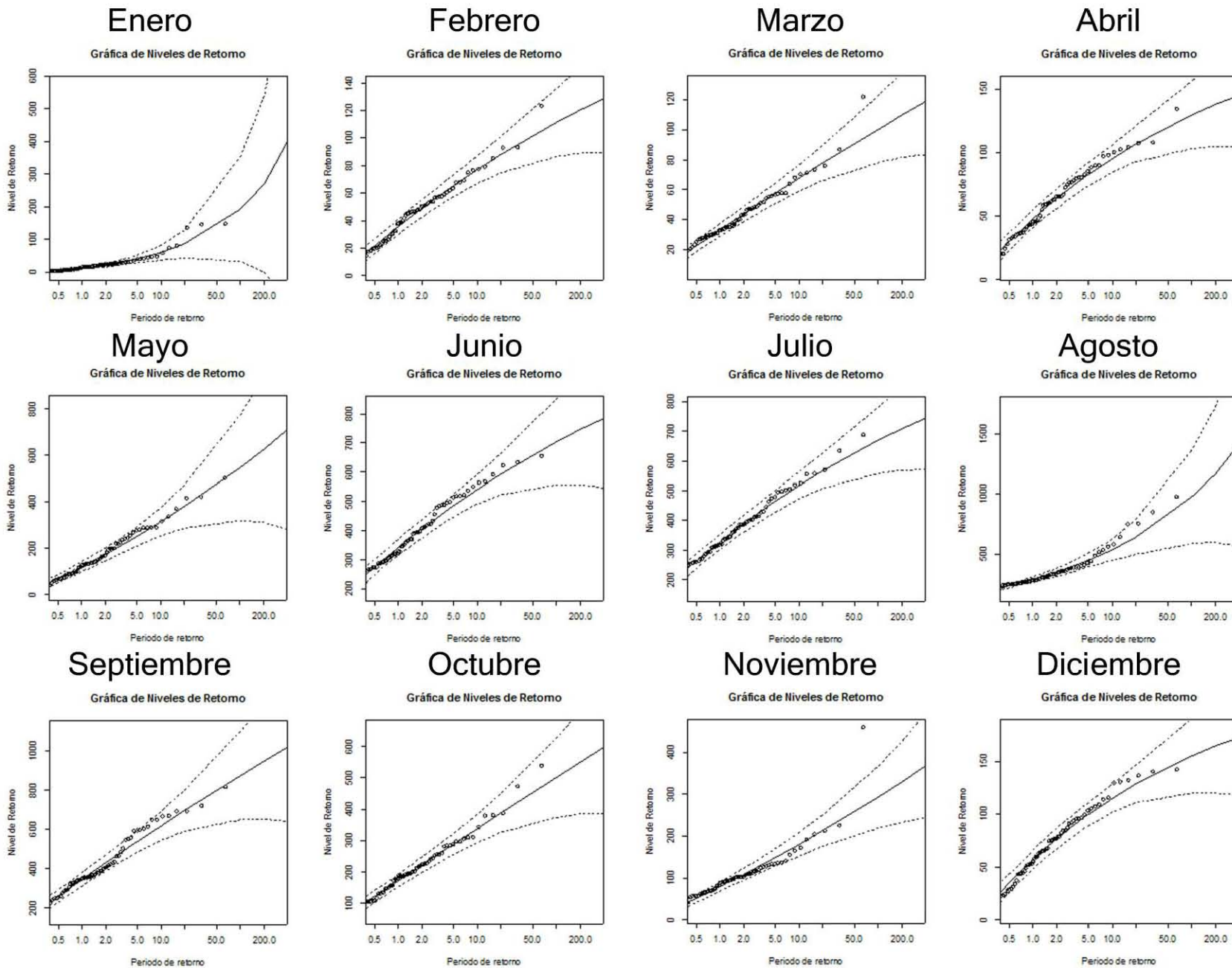


Figura.- 108 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 22.

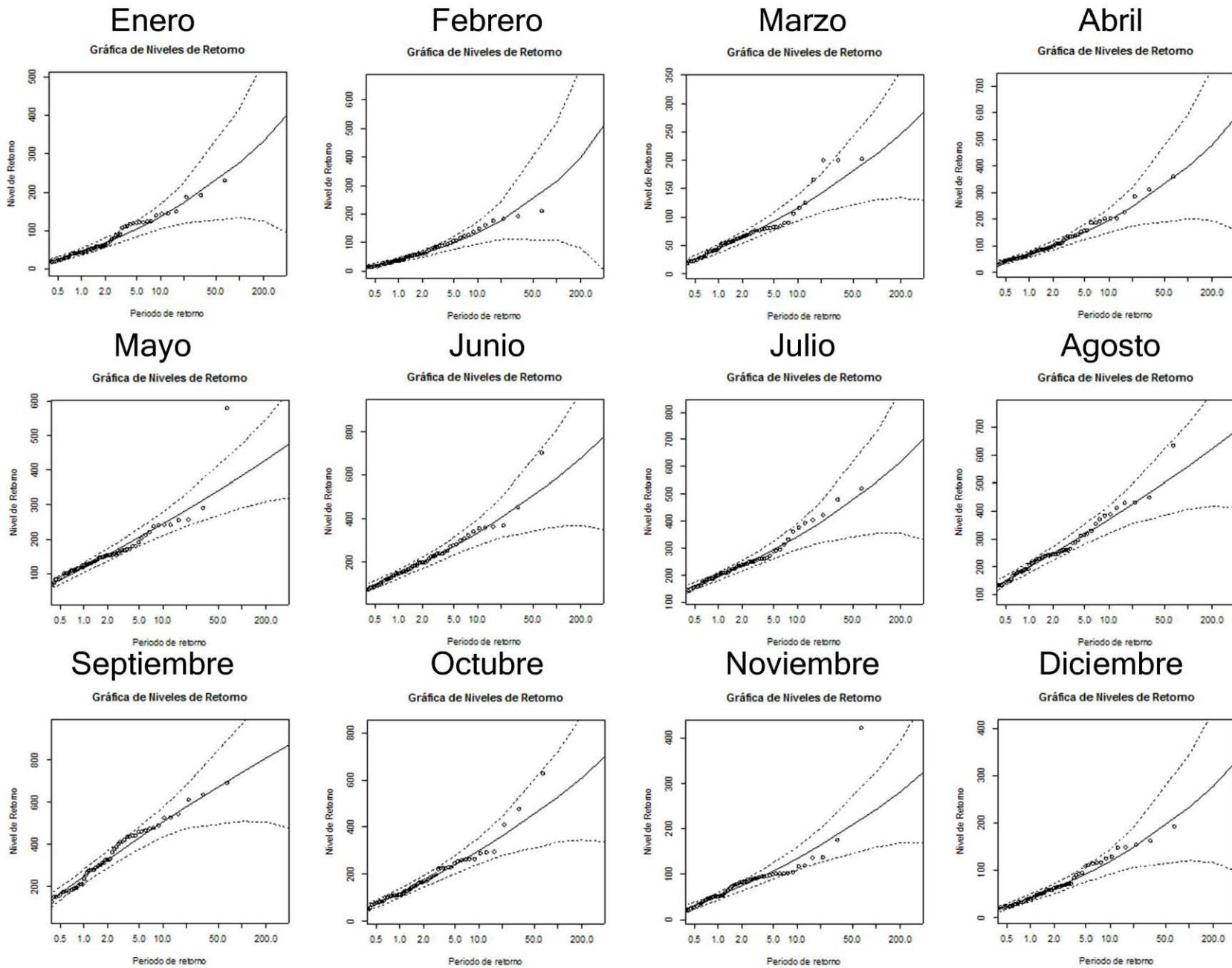


Figura.- 109 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 24.

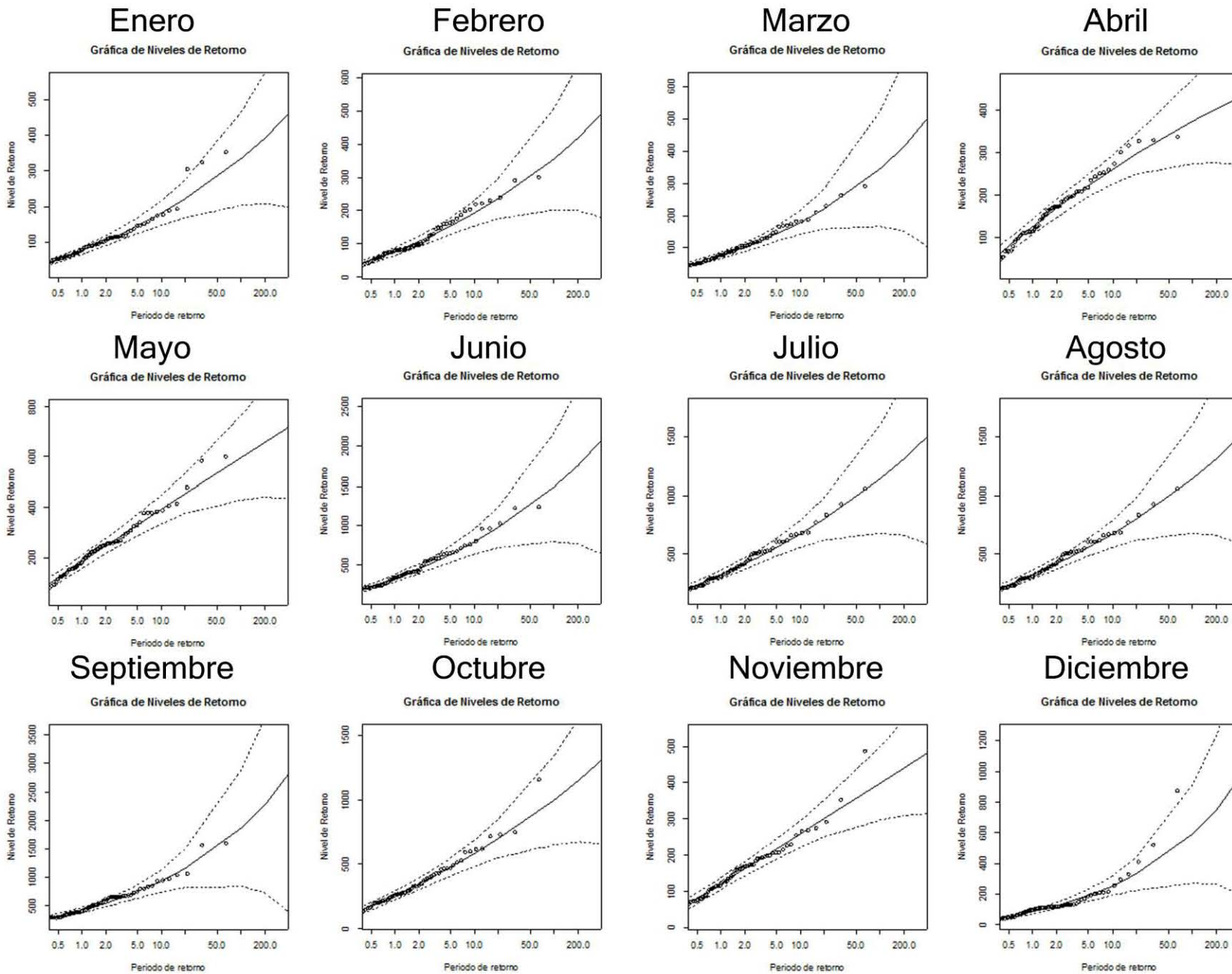


Figura.- 110 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 26.

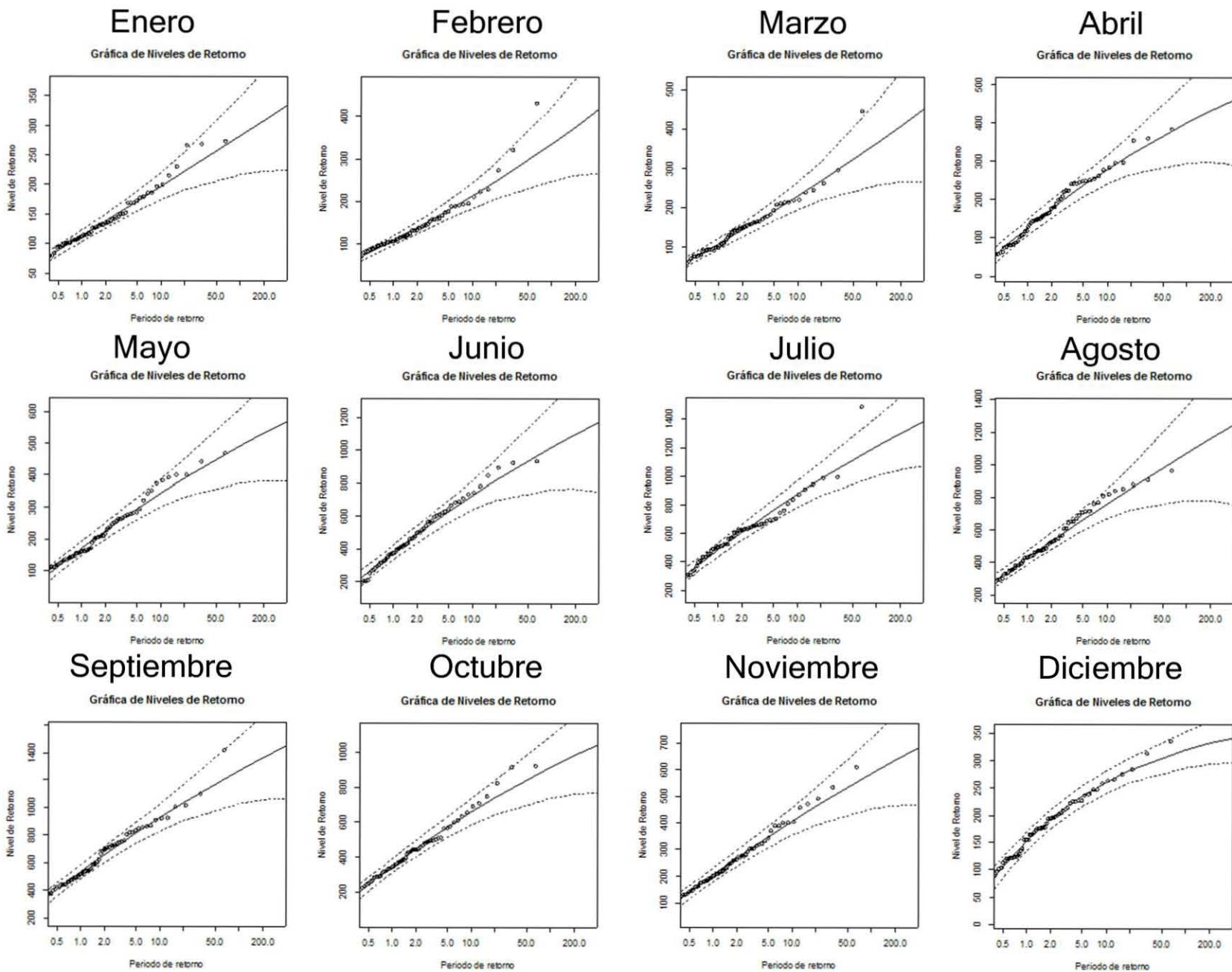


Figura.- 111 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 27.

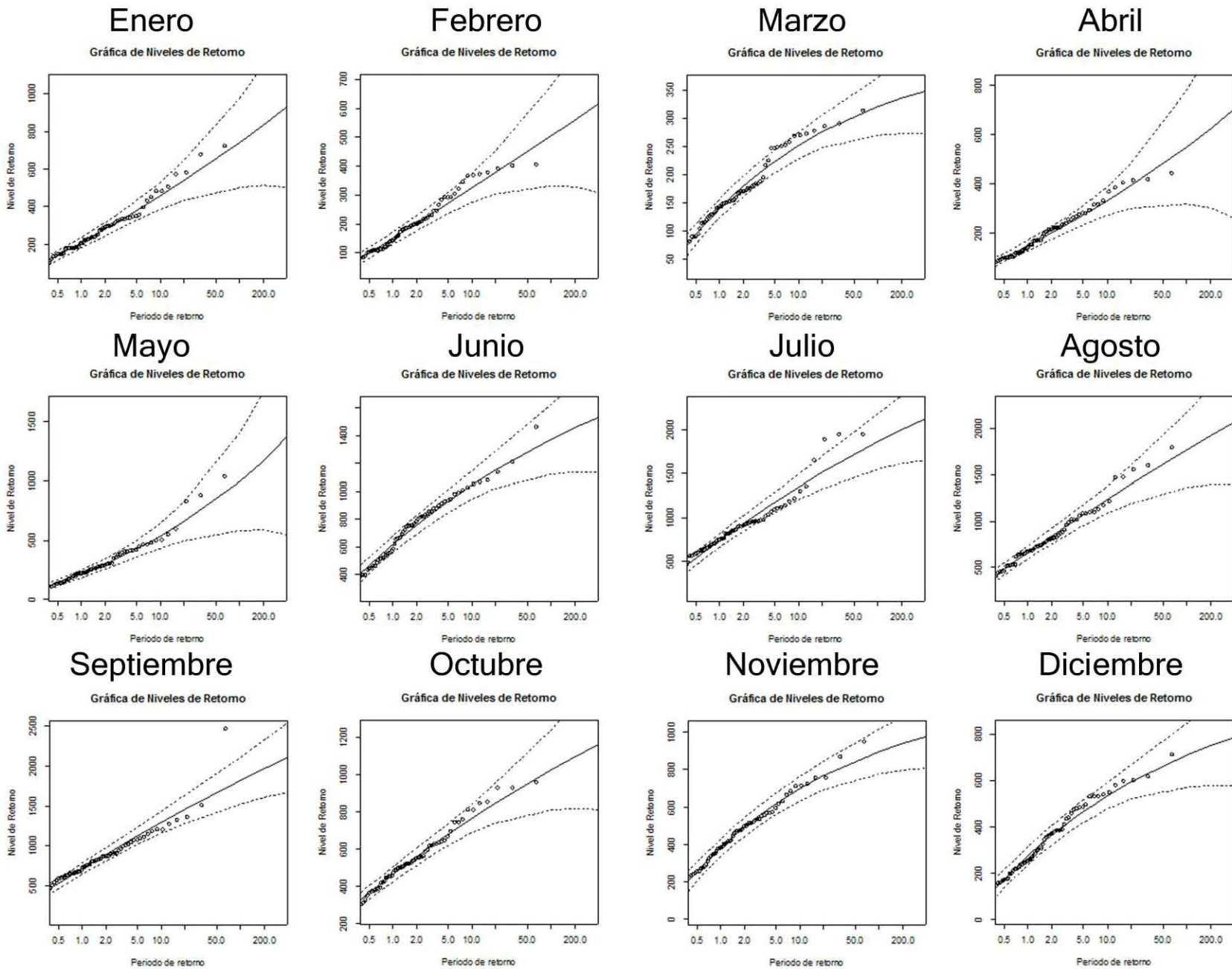


Figura.- 112 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 28.

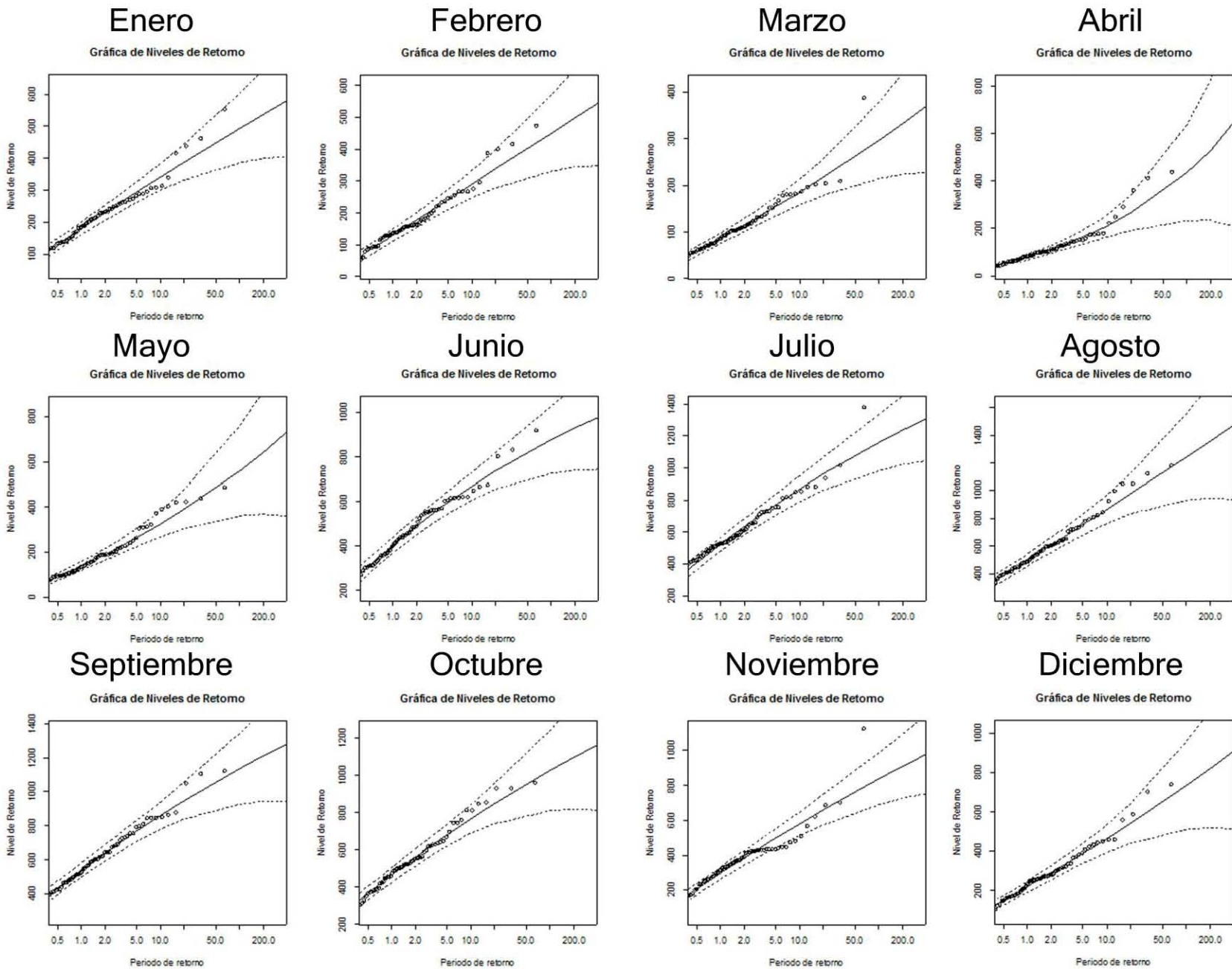


Figura.- 113 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 29.

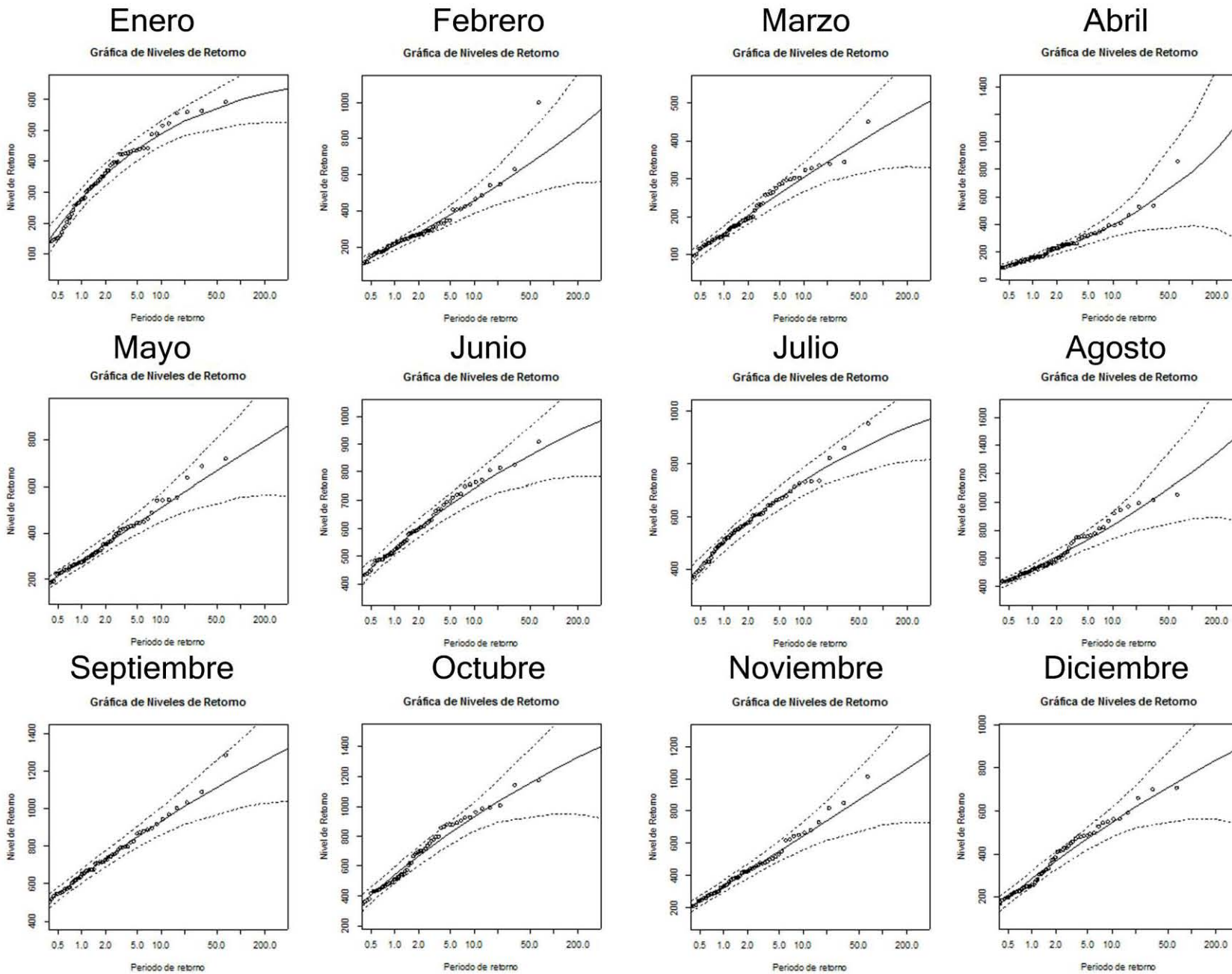


Figura.- 114 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 30.

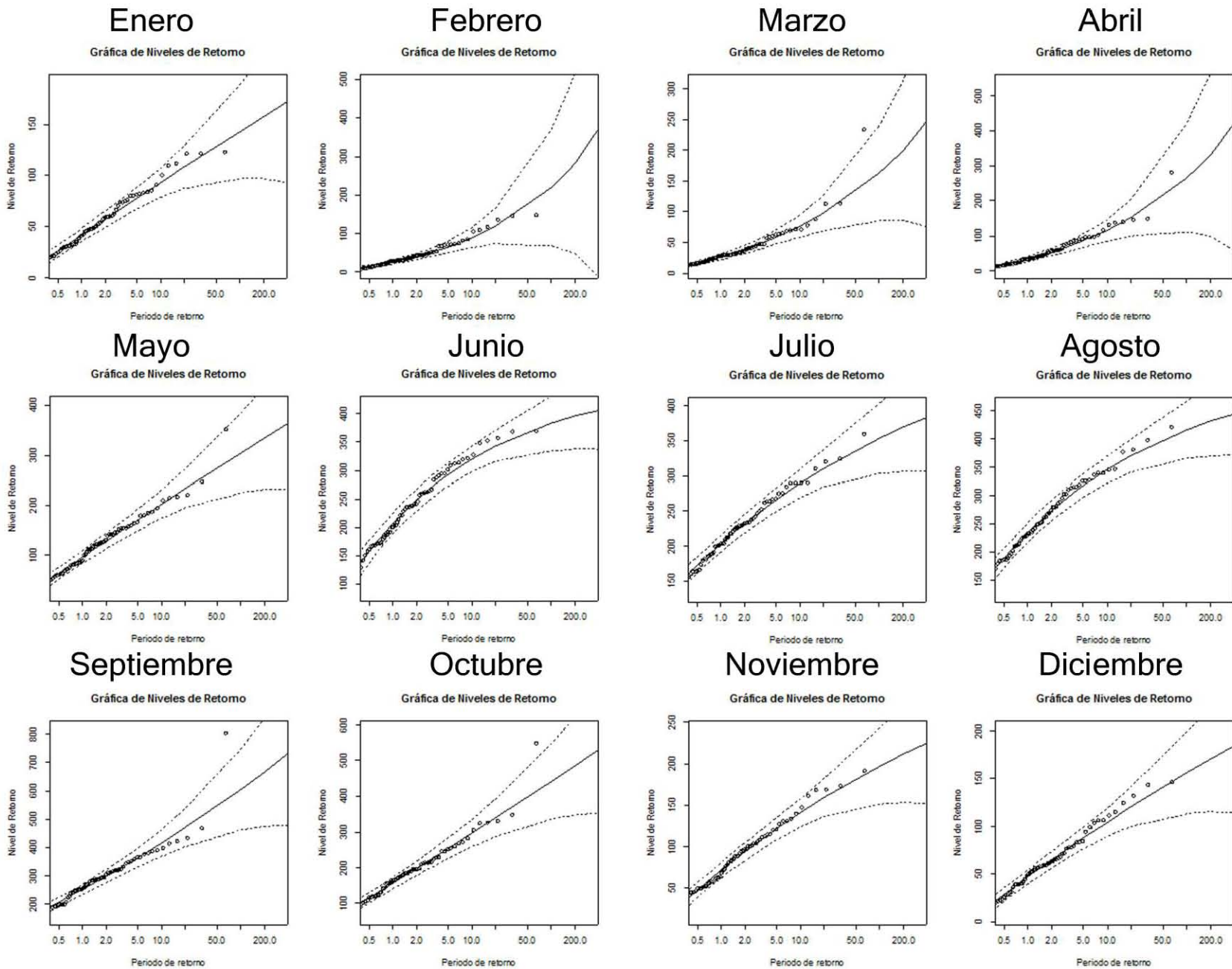


Figura.- 115 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 31.

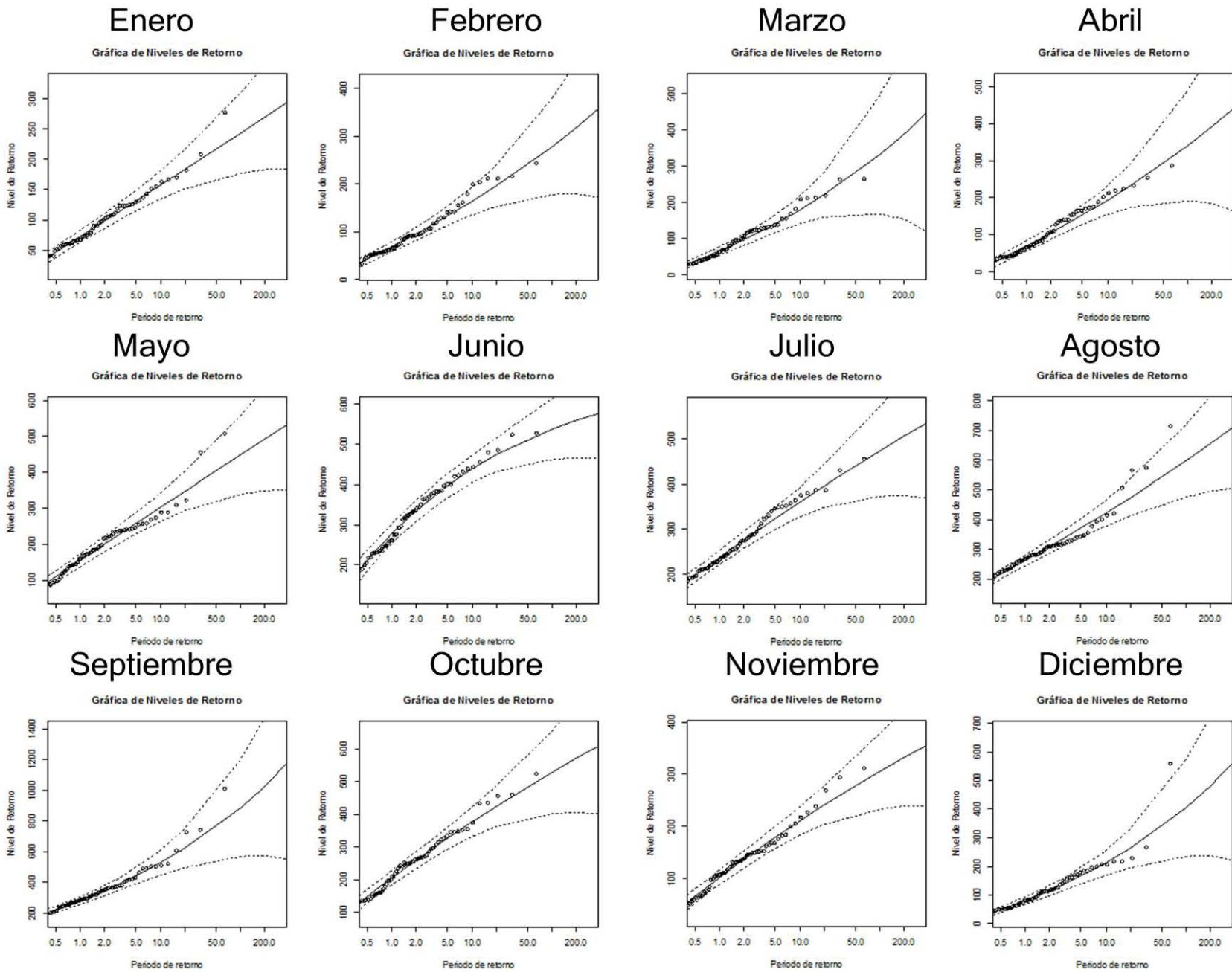


Figura.- 116 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 32.

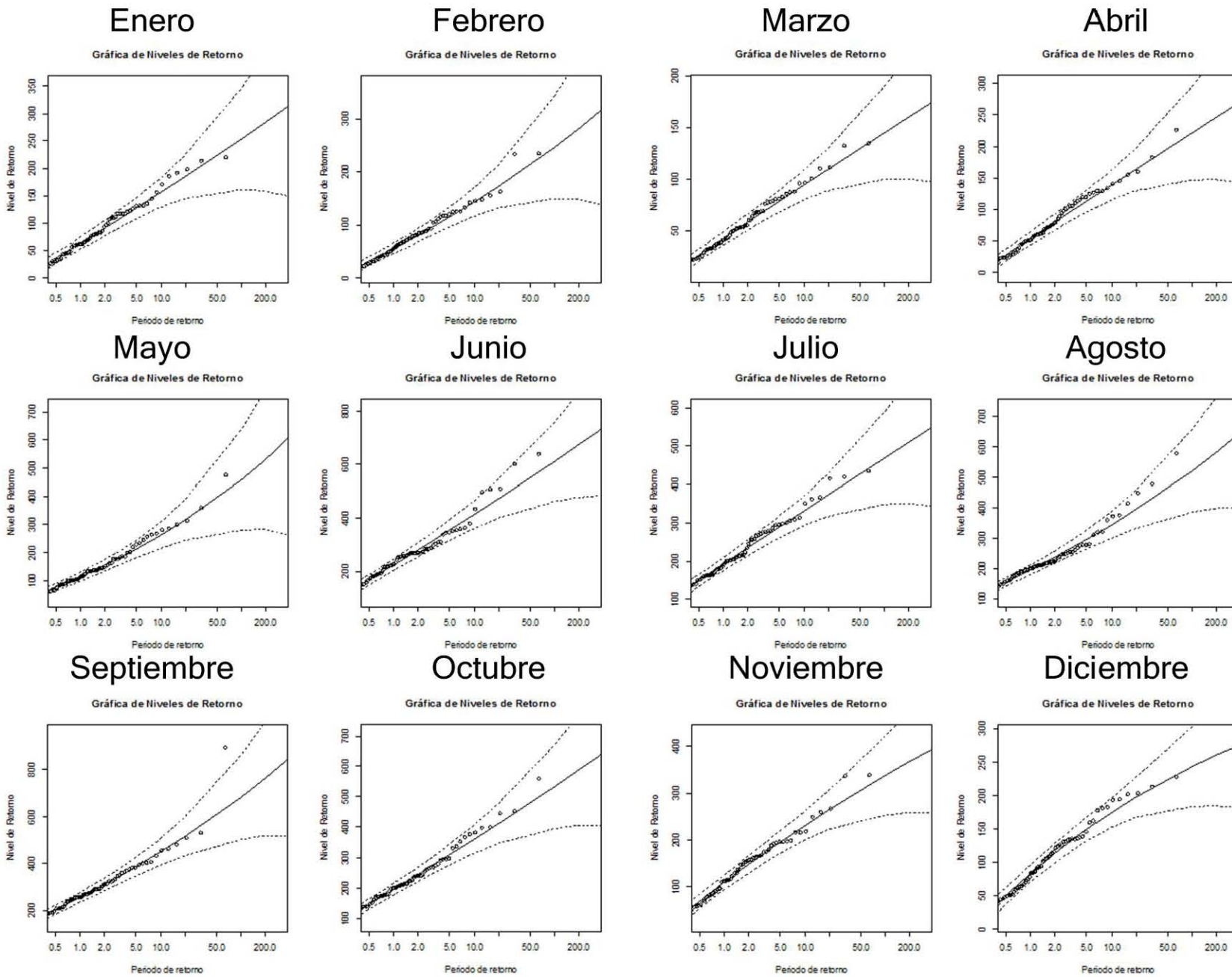


Figura.- 117 Ajuste de eventos extremos a una distribución generalizada de valores extremos, región hidrológica 33.

