



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS

**Ciclo Anual de la Temperatura Superficial del Mar
y su relación con la corriente del Lazo**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MARÍA DEL CONSUELO ROMERO SÁNCHEZ

Director de Tesis:

Dr. Benjamín Martínez López
Centro de Ciencias de la Atmósfera

Ciudad Universitaria, CD. MX.

Septiembre 2019



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.

DEDICATORIA

Esta tesis va dedicada especialmente y con todo mi amor a mi madre, la mujer que me dio la vida y me enseñó a no darme por vencida hasta lograr mis objetivos y alcanzar mis metas. La mujer quien luchó hasta su último aliento de vida y me demostró ser la mujer más valiente que he conocido, que amo y que llevaré en mi corazón por el resto de mis días hasta que pueda volver a reunirme con ella.

Para ti mamá: Florentina Sánchez Flores †

Doy gracias a Dios y a la vida que me permitieron terminar y lograr mis objetivos, con todo mi amor.

A mi hija

María Adriana Moreno Romero

A mi padre

Rufino Romero García

A mis hermanos

Francisco Romero Sánchez

José Antonio Romero Sánchez

Quienes me han apoyado siempre y son mi fortaleza, mis motivos de luchar y seguir adelante, los amo con todo mi corazón.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme formar parte de su máxima casa de estudios como universitaria en el área de las ciencias, y por los conocimientos adquiridos durante la maestría en el Centro de Ciencias de la Atmósfera que me permitieron lograr mis metas. Mis gratitudes al Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM por el uso de sus instalaciones, así como a los investigadores y a todos los que me ayudaron, apoyaron y orientaron a que hiciera posible este trabajo.

A mi asesor, el Dr. Benjamín Martínez López y al Mtro. Joel Bracamontes, les agradezco de corazón todo su apoyo, paciencia, comprensión, motivación y asesoramiento, pues sin ustedes no habría sido posible este trabajo de tesis, manifestándoles mi admiración y respeto.

A mis sinodales: Doctor Jorge Zavala Hidalgo, Doctor Ignacio Arturo Quintanar Isaías, Doctor William David Cabos Narváez, Doctor Ernesto Dos Santos Caetano Neto, por sus apoyos y asesoramientos en la realización de esta tesis.

Lic. Germán Esteban García Reyes, Mtra. Angelina Cos Gutiérrez y a mi gran amigo C.P. Juan Torres Lázaro les agradezco de corazón todo su apoyo recibido, tiempo, consejos y motivación por terminar la Tesis, mil gracias de todo corazón.

A TODA LA GENTE QUE ME APOYÓ...

Les agradezco infinitamente esa motivación que me dieron para que lograra este trabajo de Tesis. Sin ustedes no hubiera sido posible...

"MIL GRACIAS"...

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 MOTIVACIÓN	5
1.2 OBJETIVO GENERAL	6
1.2.1 OBJETIVOS PARTICULARES	6
1.3 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS	7
2. METODOLOGÍA.....	8
2.1 GENERALIDADES DEL GOLFO DE MÉXICO	8
2.2 MODELO DE DOS Y MEDIA CAPAS	10
2.2.1 ECUACIONES DE MOMENTO	11
2.2.2 ECUACIÓN DE CONTINUIDAD.....	12
2.2.3 ECUACIONES DE CALOR	12
2.3 ESQUEMA NUMÉRICO DE DISCRETIZACIÓN	16
2.4 MÉTRICA UTILIZADA PARA DETERMINAR EL MOMENTO DEL DESPRENDIMIENTO DE UN REMOLINO ANTICICLÓNICO DE LA CORRIENTE DEL LAZO	19
3 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS REALIZADOS	21
3.1 VARIACIÓN DEL GROSOR DE LAS CAPAS DINÁMICAS DEL MODELO .	22
3.2 VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA DE LAS CAPAS DINÁMICAS DEL MODELO	22
3.3 VARIACIÓN DEL FLUJO DE ENTRADA AL GOLFO DE MÉXICO	23
3.4 VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL GOLFO DE MÉXICO.....	23
4 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....	24
4.1 RESUMEN DE LOS CUATRO EXPERIMENTOS.....	25
4.1.1 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS E1-h1 y E1-h2	27
4.1.2 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS E2-T1, E2-T2a Y E2-T2b...	32
4.1.3 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS E3-f1 Y E3-f2.....	38
4.2 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS ESPECIALES	41
5. DISCUSIÓN	50
6. CONCLUSIONES.....	52
7. RECOMENDACIONES	54
8.REFERENCIAS.....	55
9. APÉNDICE	58

ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS

<i>Figura 1.</i> Esquema mostrando la circulación superficial en el MIA.	3
<i>Figura 2.</i> Batimetría del Golfo de México y Mar Caribe. Profundidad en metros. Las áreas continentales están representadas en negro. Note que el tono de gris indica zonas de las plataformas continentales con profundidades en el rango de 0 a 200 m. Los tonos en azul oscuro muestran las regiones más profundas del Golfo de México, con valores en el rango de 3800 a 4000 m.	8
<i>Figura 3.</i> Diagrama esquemático del modelo oceánico de 2 capas y media. (Figura tomada de Simonnet et al., 2002).	11
<i>Figura 4.</i> Malla empleada en el modelo, Arakawa tipo C, tomada de Mesinger & Arakawa (1976).	16
<i>Figura 5.</i> Dominio computacional empleado para simular la circulación en el Golfo de México Las ecuaciones del modelo se discretizaron utilizando una resolución espacial de un doceavo de grado y se prescribieron los transportes de entrada y salida del Golfo de México a través del Canal de Yucatán y el Estrecho de la Florida, respectivamente.	17
<i>Tabla 1.</i> Parámetros del Modelo (Zavala et al.,2002), los cuales representan la configuración básica de este estudio.	18
$ANM = \alpha[(T1 - T3)h1 + (T2 - T3)h2]$ Ec. 2.23	19
donde α es el coeficiente de expansión térmica, $T1$, $T2$ y $T3$ son los valores, espacio-temporalmente dependientes, de la temperatura en las dos primeras capas y el valor constante de la tercera, mientras que $h1$ y $h2$ son los valores, espacio-temporalmente variables, del grosor en las dos capas dinámicas del modelo.	19
Una vez calculada la ANM se calculó su anomalía (ANMa) con respecto al promedio espacial de la siguiente forma:	19
$ANMa(x, y, t) = ANM(x, y, t) - \langle ANM(t) \rangle$ Ec. 2.24	19
en donde	19
$\langle ANM_j \rangle = 1N1Mm = 1Mn = 1NANMm, n, j$ Ec. 2.25	19
donde el campo $ANMm, n$ es una matriz de dimensión $M \times N$ y el índice j representa el tiempo de cada campo $1 \leq j \leq \tau$	19
Siguiendo el criterio de Leben (2005), se eligió la isolínea de 4 cm, con la que se creó una serie de tiempo de la longitud de la Corriente del Lazo, para la cual se estableció la latitud de 21.7° N como el inicio (permitiendo el movimiento longitudinal), y 82.0° O como el final (permitiendo el movimiento latitudinal) de la Corriente del Lazo.	19
Finalmente se utilizó el algoritmo desarrollado por Bracamontes-Ramírez (2018) para automatizar de forma objetiva el conteo de los desprendimientos, así como para calcular la estadística descriptiva derivada de este análisis (Figura 6.).	19

<i>Figura 6. En los paneles de la izquierda (a, c, e, g) se muestran los remolinos un cuadro antes de desprenderse, mientras que los paneles de la derecha (b, d, f, h) muestran el momento en que un remolino se desprende. La línea negra se refiere a la ANMa, tomada de Bracamontes-Ramírez (2018).</i>	20
Tabla 2. Experimentos numéricos realizados para analizar la variación en el periodo de desprendimiento al modificar el grosor, temperatura y la magnitud del transporte de flujo.....	21
Tabla 3. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el grosor de la primera capa activa. Estos experimentos serán denotados por E1-h1. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.....	27
Tabla 4. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el grosor de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E1-h2. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.....	28
<i>Figura 7. Experimento E1-h1. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes profundidades de la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente, en negro se utiliza el promedio de la profundidad en los últimos 20 años.</i>	29
<i>Figura 8. Experimento E1-h2. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes profundidades de la capa intermedia. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente, en negro se utiliza el promedio de la profundidad en los últimos 20 años.</i>	31
Tabla 5. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando la temperatura de la primera capa activa. Estos experimentos serán denotados por E2-T1. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.....	32
Tabla 6. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando la temperatura de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E2-T2a. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.....	33
Tabla 7. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando la temperatura de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E2-T2b. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.....	34
<i>Figura 9. Experimento E2-T1. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes temperaturas en la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.</i>	35
<i>Figura 10. Experimento E2-T2a. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes temperaturas, utilizando 24 °C en la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.</i>	36
<i>Figura 11. Experimento E2-T2b. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes temperaturas, utilizando 29 °C en la capa de mezcla. En rojo</i>	

<i>y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.</i>	37
Tabla 8. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el flujo de la primera capa activa. Estos experimentos serán denotados por E3-f1. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.....	38
Tabla 9. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el flujo de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E3-f2. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.....	39
<i>Figura 12. Experimento E3-f1 Variación del periodo de desprendimiento ante el cambio en la magnitud del transporte de masa en la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.</i>	40
<i>Figura 13. Experimento E3-f2 Variación del periodo de desprendimiento ante el cambio en la magnitud del transporte de masa en la capa intermedia. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.</i>	40
Tabla 10. Síntesis del conjunto de experimentos especiales.	41
<i>Figura 14. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 13.58 meses, (panel superior) sin forzamiento, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán.</i>	44
<i>Figura 15. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 13.58 meses, (panel superior) con forzamiento atmosférico tipo Haney, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán y forzamiento atmosférico tipo Haney.</i>	45
<i>Figura 17. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 10.87 meses, (panel superior) con forzamiento atmosférico tipo Haney, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán y forzamiento atmosférico tipo Haney.</i>	47
<i>Figura 18. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 9.26 meses, (panel superior) sin forzamiento, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán.</i>	48
.....	49
<i>Figura 19. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 9.26 meses, (panel superior) con forzamiento atmosférico tipo Haney, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán y forzamiento atmosférico tipo Haney.</i>	49

RESUMEN

La circulación media del Golfo de México está dominada principalmente por la Corriente del Lazo y los remolinos cálidos que se desprenden de ella, los cuales se desplazan hacia el oeste a través del Golfo de México. Debido a que en el Golfo de México la variación del ciclo anual de temperatura es de vital importancia para una gran variedad de procesos, tanto biológicos, químicos y dinámicos, es imprescindible estudiar cómo afecta esta variación de la temperatura a la dinámica de la Corriente del Lazo. Con esta finalidad, en este trabajo se realizaron simulaciones numéricas utilizando un modelo de 2 capas y media, de gravedad reducida con termodinámica, para estudiar cómo afecta este forzamiento a la dinámica del Golfo de México. En particular, se estudió cuál es la respuesta del periodo de desprendimiento de los remolinos que se generan en la Corriente del Lazo, al variar la temperatura, el grosor inicial de las capas dinámicas del modelo, así como el transporte a través del Canal de Yucatán. Asimismo, se forzó este modelo con un ciclo anual de temperatura introducido por medio de la advección de temperatura a través del Canal de Yucatán y mediante la transferencia de calor en la superficie de las aguas del Golfo de México. Se encontró que el promedio del periodo de desprendimiento de estos remolinos es proporcional al aumento de la temperatura y el grosor en ambas capas e inversamente proporcional a la magnitud del transporte. Además, al combinar los efectos de la advección y de la temperatura por el Canal de Yucatán, así como la transferencia de calor en la superficie formulada como un forzamiento tipo Haney, resultó en un aumento de la desviación estándar del periodo de desprendimiento. Al considerar este forzamiento ocurrió una modulación del periodo de desprendimiento con una escala temporal de aproximadamente diez años o menor, escala que dependió de la temperatura asignada a la capa intermedia. La variación del periodo de desprendimiento está relacionada con la transferencia de energía del flujo medio al turbulento, o viceversa, que se da entre ambas capas.

1. INTRODUCCIÓN

El Golfo de México (GM), conjuntamente con el Mar Caribe, los estrechos de la Florida y las regiones adyacentes del Océano Atlántico noroccidental constituyen una región denotada como el Mar Intra-Americano (MIA), la cual es una fuente muy importante de humedad que modula la variabilidad climática en Norteamérica (Ruiz-Barradas & Nigam, 2005; Mestas-Nunez et al., 2007). La circulación del MIA se encuentra dominada por las corrientes occidentales de frontera del océano Noratlántico tropical. La Corriente de Guyana pasa a través de las Antillas Menores y forma la Corriente del Caribe, la cual fluye hacia el oeste frente a la costa norte de América del Sur y luego se dirige al noroeste, hasta alcanzar el Canal de Yucatán. La continuación de esta corriente, a través del Golfo de México oriental, es conocida como la Corriente del Lazo, la cual entra al GM y sale por el Estrecho de Florida. Ocasionalmente, esta corriente se desplaza marcadamente hacia el norte del GM, elongándose y originando un remolino o giro anticiclónico que se desprende de ésta, el cual tiene un núcleo de agua cálida y salada, alcanzando un diámetro que va de los 200 a los 300 km y cuya influencia puede alcanzar profundidades mayores a 1000 m. Estos giros se desplazan hacia el oeste del GM con celeridades estimadas en el rango de 2 a 5 km/día (Elliot, 1982) y corrientes máximas asociadas a ellos en el rango aproximado de 1.7 a 2.0 m/s (Cooper et al., 1990; Forristall., 1992). Estos giros pueden durar desde algunos meses hasta más de un año, decayendo en la región occidental del GM. Durante su traslación hacia el oeste, estos remolinos anticiclónicos pueden dividirse e interactuar con remolinos viejos que aún no se hayan disipado, fusionándose en uno solo (Oey et al., 2005) o incluso generar un par de vórtices (anticiclónico y ciclónico) al colisionar con el talud continental en la región occidental del GM (Vidal et al., 1992). Además, en su desplazamiento hacia el oeste los anticiclones sufren cambios en tamaño y forma, disminuyendo su radio y su excentricidad debido a la disipación y dispersión de energía.

Algunos de estos remolinos que se separan de la Corriente del Lazo en la región oriental del GM llegan a alcanzar diámetros del orden de 300-400 km (Vukovich et al., 1979) y representan la mayor contribución a la variabilidad de mesoescala del MIA. Debido a que estos remolinos se extienden a gran profundidad, tienen un papel importante en el transporte de calor, sal y nutrientes a través de las aguas del GM.

Estos remolinos tienen también la capacidad de afectar en gran medida a las actividades humanas. Por ejemplo, las corrientes causadas por ellos en toda la columna de agua son de tal magnitud que retrasan las actividades de extracción de petróleo en las zonas profundas del GM. Otro ejemplo de suma importancia es la posible intensificación de los huracanes al interactuar con las aguas cálidas superficiales de estos remolinos (Halliwell et al., 2011). La separación de un remolino anticiclónico de la Corriente del Lazo es un evento que se presenta con intervalos temporales de entre 3 y 25 meses, aunque estos rangos presentan una gran incertidumbre. Por ejemplo, Dukhovsky et al., (2015) estimaron, basándose en datos de altimetría satelital para el periodo 1993-2010, un periodo de separación promedio de 8 meses, con un rango de eventos particulares variando desde un mínimo de alrededor de 6 meses, hasta un máximo de 18 meses.

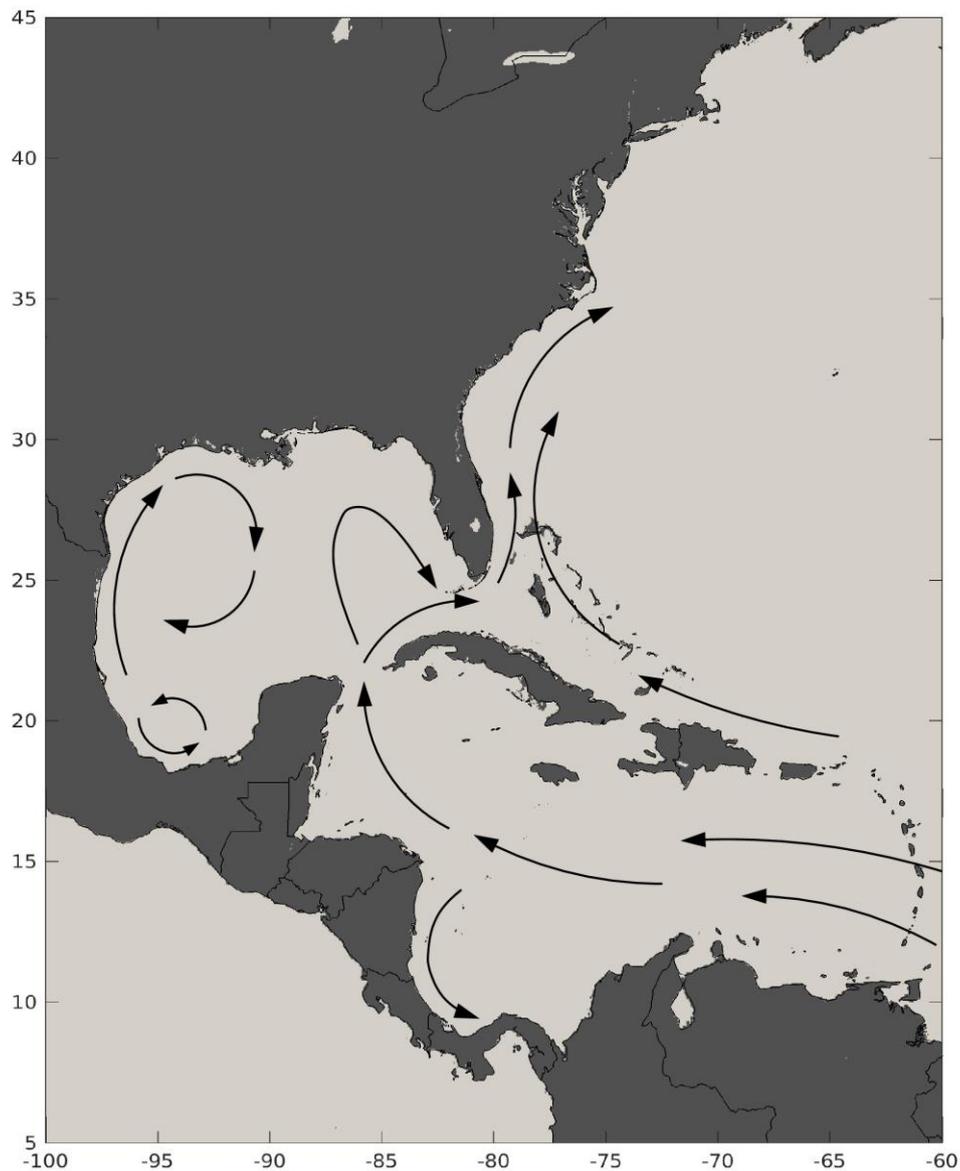


Figura 1. Esquema mostrando la circulación superficial en el MIA.

En la parte occidental del GM, la circulación superficial muestra una celda anticiclónica asociada con el esfuerzo del viento y los remolinos provenientes de la Corriente de Lazo (Nowlin & McLellan, 1967). La importancia relativa de estos dos mecanismos forzantes es aún una pregunta abierta (DeHaan & Sturges, 2005). Otra característica importante de la circulación del GM la constituye una celda de circulación ciclónica localizada en la Bahía de Campeche (Vazquez, 1993), la cual está presente durante la mayor parte del año pero exhibe una marcada variación anual, tanto en su patrón superficial como en su ubicación.

Las características principales de la circulación superficial del MIA son resumidas y esquematizadas en la figura 1.

A pesar de la importancia de los remolinos que se desprenden de la Corriente del Lazo, aún se carece de un entendimiento completo de los procesos físicos involucrados que favorecen, retardan o incluso impiden el desprendimiento de éstos. Existe una amplia literatura sobre el tema y se han utilizado una amplia variedad de modelos con esta finalidad, si bien es notorio que durante las últimas cuatro décadas los modelos numéricos utilizados en el estudio de la circulación del GM han sido configurados en su mayoría en modo oceánico. En esta configuración, los forzamientos en la superficie y las fronteras del dominio a simular son obtenidos a partir de valores prescritos, mismos que son derivados, en general, de climatologías de variables atmosféricas y oceánicas.

Algunos de los modelos utilizados en el estudio del GM son modelos bidimensionales, lo que implica que las ecuaciones de movimiento son integradas en la vertical. De esta clase de modelos, los dos principales son los modelos barotrópicos y baroclínicos, los cuales han demostrado su utilidad para estudiar los remolinos del GM. Estos modelos en su forma más simple no permiten la evolución temporal de la densidad, puesto que ésta se considera constante, lo que implica que el valor de gravedad reducida no cambia con el tiempo. A pesar de su sencillez, la utilización de esta clase de modelos ha permitido determinar que el modelo más simple para simular el desprendimiento de los remolinos anticiclónicos de la Corriente del Lazo es el modelo de gravedad reducida, configurado con una capa activa de un cierto grosor y una capa inactiva infinita (capa y media); con tal configuración, el único proceso de inestabilidad permitido es el barotrópico del modo interno (Hulburt & Thompson, 1980; 1982).

En el GM, la variación del ciclo anual de temperatura es de gran importancia para procesos biológicos, químicos y dinámicos, por lo que resulta imprescindible estudiar cómo afecta esta variación de la temperatura a la dinámica de la Corriente del Lazo. Zavala et al. (2002), utilizando un modelo termodinámico de dos y media capas, estudiaron el flujo de calor en el GM. Esta clase de modelo, al ser de complejidad intermedia, permite realizar un gran número de simulaciones numéricas probando diferentes valores iniciales y de frontera, así como considerar el efecto del ciclo anual de temperatura en la dinámica del GM. En el presente estudio, se utiliza el modelo de gravedad reducida de dos y media capas implementado por Zavala et al. (2002), el cual permite incluir el efecto de la evolución temporal de la temperatura superficial, para estudiar cómo afectan estas variaciones

temporales a la dinámica del GM; principalmente se pretende estimar su efecto sobre el desprendimiento de los remolinos anticiclónicos de la Corriente del Lazo.

1.1 MOTIVACIÓN

Esta tesis contribuye al estudio de la dinámica de las aguas oceánicas de la región del GM, al analizar el ciclo anual de la temperatura superficial del GM y su relación con los remolinos cálidos que se separan de la Corriente de Lazo. Además, la relativa simplicidad del modelo de dos capas y media con termodinámica, permite la realización de un número adecuado de experimentos numéricos para determinar la respuesta de los remolinos ante variaciones de ciertos parámetros como la temperatura, el flujo de entrada a través del Canal de Yucatán y el grosor de las dos capas activas del modelo. De esta manera, se puede estudiar cómo afectan estos cambios al periodo de desprendimiento de los remolinos anticiclónicos que se separan de la Corriente de Lazo, contribuyendo al entendimiento de la física del GM.

1.2 OBJETIVO GENERAL

Estudiar la respuesta del periodo de desprendimiento de los remolinos anticiclónicos que se separan de la Corriente del Lazo, debido a cambios en las condiciones iniciales y al ciclo anual de temperatura, utilizando un modelo de gravedad reducida de dos y media capas con termodinámica.

1.2.1 OBJETIVOS PARTICULARES

-Analizar la respuesta en el periodo de desprendimiento de los remolinos anticiclónicos al modificar la temperatura inicial de la capa de mezcla y la capa intermedia del modelo utilizado para simular la dinámica del GM.

-Analizar la respuesta en el periodo de desprendimiento al modificar el grosor inicial de la capa de mezcla y la capa intermedia del modelo.

-Analizar la respuesta en el periodo de desprendimiento al modificar el flujo que pasa a través del Canal de Yucatán.

-Analizar la respuesta en el periodo de desprendimiento al incluir el ciclo anual de temperatura mediante transferencia de energía y advección en las fronteras abiertas del dominio computacional.

1.3 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

Esta tesis se divide en 7 capítulos. En el primer capítulo, se describen antecedentes bibliográficos de trabajos que han contribuido al estudio de las características de los desprendimientos de los remolinos de la Corriente de Lazo en el Golfo de México; también se plantea el Objetivo General y los Objetivos Particulares. El segundo capítulo corresponde a la metodología y en él se describen las generalidades del Golfo de México, el modelo utilizado de dos y media capas con termodinámica y sus ecuaciones, así como la métrica utilizada para determinar el momento del desprendimiento de los remolinos anticiclónicos de la Corriente del Lazo. En el tercer capítulo, se describen los experimentos numéricos realizados. En el cuarto capítulo, se presenta el análisis de los resultados, mientras que en el quinto capítulo se discuten los resultados. Finalmente, en el capítulo sexto y séptimo se incluyen la conclusión y las recomendaciones de este trabajo.

2. METODOLOGÍA

2.1 GENERALIDADES DEL GOLFO DE MÉXICO

El GM es un mar marginal semicerrado (es la cuenca semicerrada más extensa del océano Atlántico tropical) en donde se observa una gran variedad de fenómenos oceanográficos. Está situado entre las latitudes 18° y 30° Norte y longitudes 82° y 98° Oeste, cubriendo una superficie de aproximadamente 1.5×10^6 km². Por su ubicación geográfica, se localiza en una zona de transición entre clima tropical y subtropical. El GM se conecta al este, a través del Estrecho de Florida, con el Océano Atlántico y al sur, a través del Canal de Yucatán, con el Mar Caribe (Figura 2). La dinámica que caracteriza al GM está determinada tanto por los intercambios de calor, de masa y de momento que se llevan a cabo a través de la superficie del mar, así como por los intercambios de masa, vorticidad y momento que se producen a través del intercambio con el Mar Caribe y el Océano Atlántico (Sheinbaum et al., 1997).

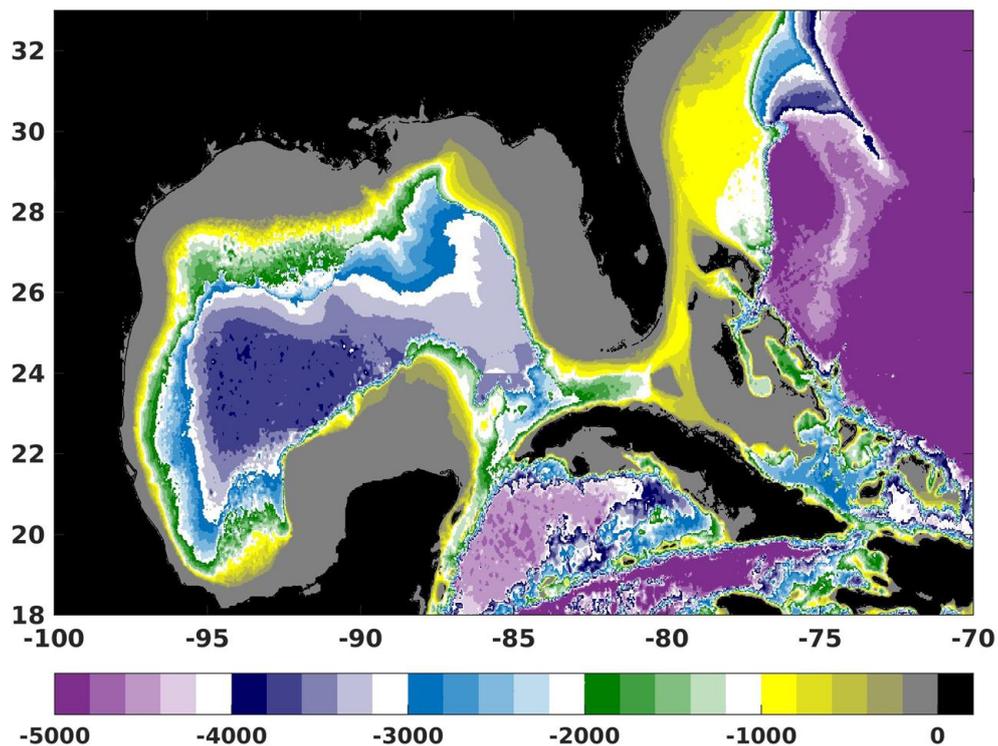


Figura 2. Batimetría del Golfo de México y Mar Caribe. Profundidad en metros. Las áreas continentales están representadas en negro. Note que el tono de gris indica zonas de las plataformas continentales con profundidades en el rango de 0 a 200 m. Los tonos en azul oscuro muestran las regiones más profundas del Golfo de México, con valores en el rango de 3800 a 4000 m.

Las profundidades máximas se alcanzan en la región suroriental del GM, con valores cercanos a los 4000 m, mientras que en la zona de los estrechos que lo conectan con el Mar Caribe y el Océano Atlántico son de aproximadamente 1900 y 900 m, respectivamente (vea la Fig. 2). Dentro de las características morfológicas más notables del GM sobresale la anchura de las plataformas continentales de las penínsulas de Florida y de Yucatán, observándose los valores máximos, aproximadamente 260 km, al norte de la Península de Yucatán. Sobre gran parte de estas plataformas, las profundidades no exceden de los 200 m.

El agua que entra al GM a través del Canal de Yucatán se mueve en el sentido de las manecillas del reloj (anticiclónicamente) y sale por el Estrecho de Florida, formando la Corriente del Lazo, la cual, como se dijo anteriormente, ocasionalmente migra hacia el norte (intrusión) del GM y desprende un remolino anticiclónico. En este trabajo se simula la dinámica del GM utilizando un dominio que comprende las zonas del GM con profundidades mayores o iguales a 200 m. Este tipo de dominio ha sido utilizado en otros trabajos y se usó aquí para facilitar la discusión de los resultados y, sobre todo, para disminuir la demanda de tiempo de cómputo.

En la sección siguiente se describe en detalle el modelo utilizado en este trabajo, siguiendo cercanamente a Zavala et al. (2002).

2.2 MODELO DE DOS Y MEDIA CAPAS

El modelo utilizado en este trabajo fue desarrollado parcialmente por Zavala-Hidalgo (2002) e implementado para estudiar la región del GM. El modelo se puede describir como uno de 2 y media capas no homogéneas, basado en ecuaciones primitivas. Básicamente, consiste en una capa superficial no homogénea activa, con un espesor variable y relacionada con la capa de mezcla; una capa intermedia no homogénea activa; y una capa homogénea profunda sin movimiento (figura 3). El modelo permite intercambios de calor, de momento y de masa a través de la superficie, la interfase entre las dos capas activas y la interfase entre la segunda capa activa y la capa profunda sin movimiento (Zavala-Hidalgo, 2002).

Esta clase de modelos, pero con capas activas homogéneas, son denominados modelos de gravedad reducida y se han usado frecuentemente para estudiar la dinámica del océano superficial de latitudes medias y consisten de algunas capas activas superpuestas a una capa sin movimiento y de profundidad infinita. De esta manera, la notación 2 y media capas se usa para indicar que la dinámica del océano superficial se describe con 2 capas activas y la media capa se refiere a la capa de profundidad infinita y sin movimiento (Simonnet, 2001). Note que al permitir que la capa del fondo sea infinitamente profunda se remueve el modo barotrópico y el primer modo baroclínico del sistema se modela de una manera matemáticamente equivalente al modo barotrópico (Gill, 1982). Al incluir termodinámica, las capas activas son no homogéneas y esta clase de modelo permite estudiar las interacciones entre la hidrodinámica y la termodinámica en el océano superficial (Schopf & Cane, 1983). De esta manera, esta clase de modelos son apropiados para estudiar la dinámica de los remolinos anticiclónicos que se desprenden de la Corriente de Lazo en el GM.

Finalmente, cabe mencionar que la versión de este modelo utilizado en este trabajo, permite el intercambio de masa y energía entre cada una de las dos capas activas, pero no entre la capa intermedia y la capa profunda.

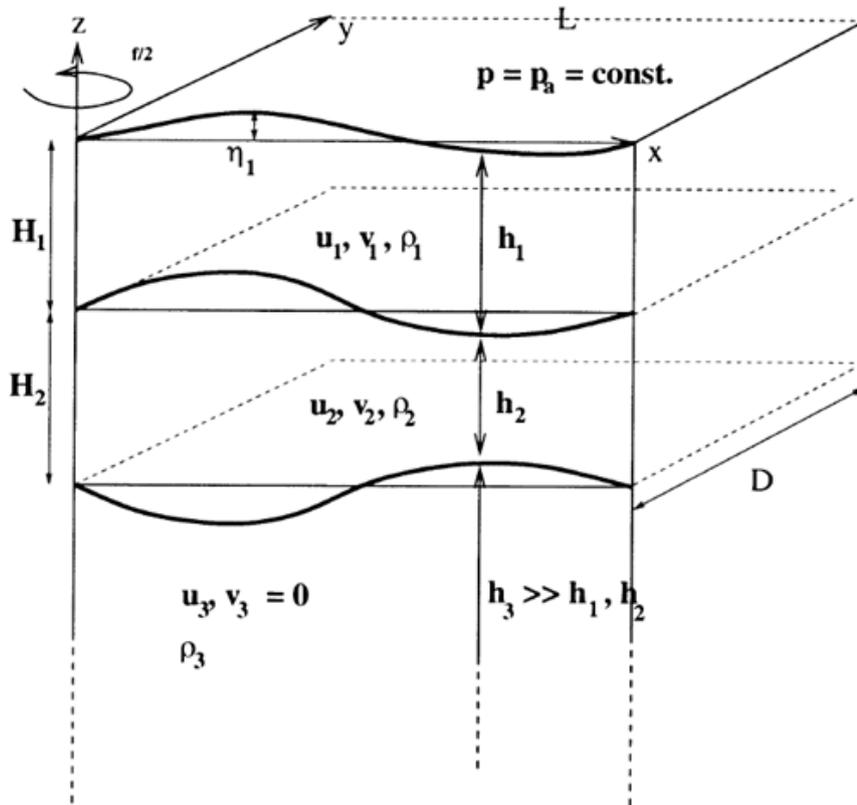


Figura 3. Diagrama esquemático del modelo oceánico de 2 capas y media. (Figura tomada de Simonnet et al., 2002).

2.2.1 ECUACIONES DE MOMENTO

Las ecuaciones de momento para la capa superficial son:

$$\frac{\partial U_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \cos\theta \partial \varphi} \left(\frac{U_1^2}{h_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{U_1 V_1}{h_1} \right) - f V_1 = \frac{1}{\cos\theta} \langle \nabla P_1 \rangle_z^{\varphi + \tau^{\theta}} + \frac{\omega_e U_2}{h_1} + \frac{\omega_d U_1}{h_1} - A \nabla^4 U_1 \quad \text{Ec. 2.1}$$

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{1}{\cos\theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{U_1 V_1}{h_1} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{V_1^2}{h_1} \right) + f U_1 = \frac{1}{2a} \langle \nabla P_1 \rangle_z^{\theta + \tau^{\theta}} + \frac{\omega_e V_2}{h_1} + \frac{\omega_d V_1}{h_1} - A \nabla^4 V_1 \quad \text{Ec. 2.2}$$

Asimismo para la capa intermedia son:

$$\frac{\partial U_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \cos\theta \partial \varphi} \left(\frac{U_2^2}{h_2} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{U_2 V_2}{h_2} \right) - f V_2 = \frac{1}{\cos\theta} \langle \nabla P_2 \rangle_z^{\varphi} - \frac{\omega_e U_2}{h_1} - \frac{\omega_d U_1}{h_1} - A \nabla^4 U_2 \quad \text{Ec. 2.3}$$

$$\frac{\partial V_2}{\partial t} + \frac{1}{\cos\theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{U_2 V_2}{h_2} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{V_2^2}{h_2} \right) + f U_2 = \frac{1}{2a} \langle \nabla P_2 \rangle_z^{\theta} - \frac{\omega_e V_2}{h_1} - \frac{\omega_d V_1}{h_2} - A \nabla^4 V_2 \quad \text{Ec. 2.4}$$

2.2.2 ECUACIÓN DE CONTINUIDAD

La ecuación de continuidad para la capa superficial es:

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \left(\frac{\partial U_1}{\partial \varphi} + \frac{\partial}{\partial \theta} (V_1 \cos \theta) \right) = \omega_e + \omega_d \quad \text{Ec 2.5}$$

Para la capa intermedia es:

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \theta} \left(\frac{\partial U_2}{\partial \varphi} + \frac{\partial}{\partial \theta} (V_2 \cos \theta) \right) = -\omega_e - \omega_d \quad \text{Ec 2.6}$$

2.2.3 ECUACIONES DE CALOR

La ecuación de calor para la capa superficial es:

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} + \frac{u_1}{a \cos \theta} \frac{\partial T_1}{\partial \varphi} + \frac{v_1}{a} \frac{\partial T_1}{\partial \theta} = \frac{Q}{\rho_0 C_p h_1} - \frac{\omega_e (T_1 - T_2)}{h_1} - \nu \nabla^4 T_1 \quad \text{Ec. 2.7}$$

Para la capa intermedia:

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} + \frac{u_2}{a \cos \theta} \frac{\partial T_2}{\partial \varphi} + \frac{v_2}{a} \frac{\partial T_2}{\partial \theta} = \frac{-\omega_d (T_1 - T_2)}{h_2} - \nu \nabla^4 T_2 \quad \text{Ec. 2.8}$$

En todas las ecuaciones anteriores, θ es la latitud, φ es la longitud, u_i y v_i son las componentes de las velocidades longitudinal y latitudinal respectivamente, i es el índice de la capa, T_i es la temperatura, h_i es el grosor de las capas. $U_i = u_i h_i$ es la componente del transporte longitudinal, $V_i = v_i h_i$ es la componente del transporte latitudinal, τ^j es la componente del estrés del viento en la dirección j , Q es el flujo de calor a través de la superficie, ω_e es el *entrainment* y ω_d el *detrainment*, ρ_0 es una densidad promedio de referencia, A es coeficiente de difusión turbulenta, ν es el coeficiente de difusión térmica, a es el radio de la tierra y C_p es el calor específico.

$\langle \nabla_{p_i} \rangle_z^{(k)}$ es la componente k del gradiente de presión horizontal promedio en cada capa.

El momento y el intercambio de calor por el *entrainment* (*detrainment*) son distribuidos uniformemente en la vertical sobre la capa recibida. El *entrainment* se define como la razón del incremento del grosor de la capa superior debido a los flujos de agua de la capa intermedia hacia la capa superior, y el *detrainment* es la variación del grosor de la capa superior debido a la salida de agua de esa capa hacia la intermedia. El intercambio con la capa profunda fue cero en todas las simulaciones realizadas con el modelo en este trabajo.

Note que a partir de las ecuaciones 2.5 y 2.6, el volumen total ($h_1 + h_2$) se conserva.

Los gradientes de presión promediados en la profundidad están dados por las ecuaciones:

$$\langle \nabla_{P_1} \rangle_z = \alpha g \nabla [h_1(T_1 - T_3) + h_2(T_2 - T_3)] - \frac{1}{2} \alpha g h_1 \nabla T_1 \quad \text{Ec. 2.9}$$

$$\langle \nabla_{P_2} \rangle_z = \alpha g \nabla [(h_1 + h_2)(T_2 - T_3)] - \alpha g (h_1 + \frac{1}{2} h_2) \nabla T_2 \quad \text{Ec. 2.10}$$

Donde α es el coeficiente de expansión térmica y g es la gravedad.

Los flujos de calor de la superficie son calculados usando una ecuación tipo Haney (Haney, 1971).

$$Q^* = q^* (T a^* - T_1) \quad \text{Ec. 2.11}$$

Donde: $Q^* \approx Q = Q_s + Q_b + Q_e + Q_h$ es el flujo de calor a través de la superficie, los subíndices s, b, e, h se refieren, siguiendo el orden, a la radiación neta de onda corta hacia el océano, el calor emitido por el océano de onda larga (incluyendo el feedback de las nubes), el calor latente perdido por evaporación, y el flujo de calor en la interface océano-atmósfera como calor sensible.

T_1 es la temperatura de la capa superficial, q^* es un factor linealizado de la ecuación de transporte de masa y $T a^*$ es una función de la temperatura del aire.

En el modelo se utiliza la aproximación de una capa de mezcla (Niiler and Kraus, 1977), cuyo objetivo es modelar el equilibrio de temperatura y espesor dado el calor de la superficie y los flujos de momento.

Las ecuaciones referentes a la capa de mezcla son las siguientes:

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{Q}{\rho C_p h_1} + \frac{\omega_e(T_2 - T_1)}{h_1} \quad \text{Ec. 2.12}$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = \omega_e + \omega_d \quad \text{Ec. 2.13}$$

$$\omega_e = \omega'_e(\omega'_e)(H_{max} - h_1) \quad \text{Ec. 2.14}$$

$$\omega_d = \omega'_e(-\omega'_e)(h_1 - H_{min}) \quad \text{Ec. 2.15}$$

$$\omega'_e = D \frac{mu_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2)} \quad \text{Ec. 2.16}$$

Donde h_1 es el grosor de la capa superior, u_* es la velocidad de fricción, m es el coeficiente de agitación del viento, B_0 es el flujo de Boyancia, g es la aceleración de la gravedad, α es el coeficiente de expansión térmica, T_1 y T_2 (constante en este caso) son las temperaturas de la capa superior e intermedia respectivamente. El entrainment es ω_e y el detrainment ω_d . D es un coeficiente que controla la razón de entrainment y detrainment, H_{max} y H_{min} restringe h_1 para un rango de espesor predefinido. (x) es una función de paso Heaveside, donde $(x) = 1$ cuando $x > 0$, de otra manera $(x) = 0$. El flujo de Boyancia es una función del flujo de calor de la superficie y fue calculado como sigue:

$$B_0 = \frac{\alpha g Q}{\rho C_p} \quad \text{Ec. 2.17}$$

El cambio h_1 de entrainment y detrainment hacia el espesor de Monin-Obukhov, está dado por la ecuación 2.18:

$$H_{MO} = \frac{mu_*^3}{B_0} \quad \text{Ec. 2.18}$$

Para calcular el entrainment (ω_e) y el detrainment (ω_d) en el modelo numérico se utilizaron las siguientes expresiones

$$\omega'_e = \frac{(h_1 - H_e)^2}{H_e t_e} (H_e - h_1) + D_e \frac{\mu u_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2 + \delta)} \quad \text{Ec. 2.19}$$

$$\omega'_d = \frac{-(h_1 - H_d)^2}{H_d t_d} (h_1 - H_d) + D_d \frac{\mu u_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2 + \delta)} \quad \text{Ec. 2.20}$$

$$\omega_e = \omega'_e (\omega'_e) (H_{max} - h_1) \quad \text{Ec. 2.21}$$

$$\omega_d = \omega'_d (-\omega'_d) (h_1 - H_{min}) \quad \text{Ec. 2.22}$$

Donde H_e y H_d son las profundidades límites para el *entrainment* y *detrainment* respectivamente, t_e y t_d son los tiempos de relajación para *entrainment* y *detrainment*, D_e y D_d son los coeficientes que controlan la razón de *entrainment* y *detrainment* respectivamente.

Las ecuaciones 2.21 y 2.22 a través de los valores de H_{max} y H_{min} , restringen el *entrainment* y *detrainment* para determinar a priori el rango de los valores del grosor de la capa de mezcla. También impiden que se desarrollen inestabilidades numéricas producidas por una capa de mezcla muy delgada o muy gruesa que resultan de condiciones extremas en boyancia o por producción de energía cinética turbulenta.

2.3 ESQUEMA NUMÉRICO DE DISCRETIZACIÓN

El esquema de discretización utilizado por el modelo se basa en una malla tipo Arakawa C (Figura 4.), en la cual la profundidad se define en el centro de las celdas y en cada uno de los nodos que la componen se calculan las velocidades: u (velocidad en el eje X) y v (velocidad en el eje Y).

Las ecuaciones del modelo se integran en el tiempo utilizando un esquema de tipo leap frog, el cual emplea tres tiempos consecutivos (tiempo pasado, actual y futuro). Note que cada 99 pasos de tiempo es necesario integrar el modelo utilizando un esquema hacia adelante de dos tiempos (actual y futuro) para evitar la inestabilidad en la evolución de la solución numérica del modelo.

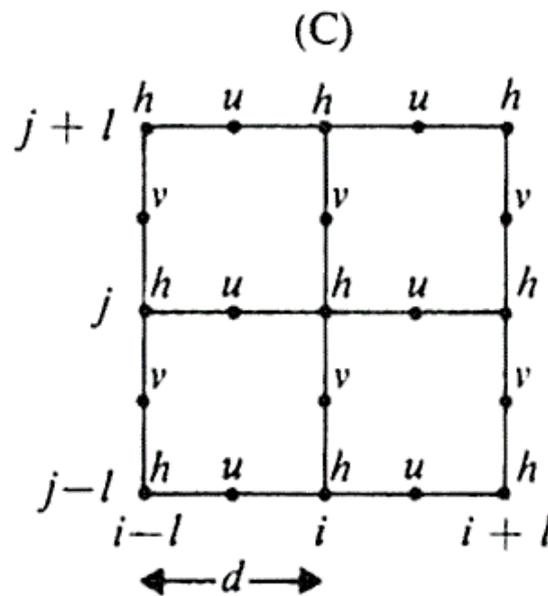


Figura 4. Malla empleada en el modelo, Arakawa tipo C, tomada de Mesinger & Arakawa (1976).

Debido a que la mayoría del agua que entra al GM a través del Canal de Yucatán sale directamente por el Estrecho de la Florida, se consideró un dominio computacional mínimo utilizando el flujo de entrada y salida como una condición de frontera abierta. El límite del dominio interno de simulación fue la isóbata de 200 m, y la resolución espacial utilizada fue de un doceavo de grado (Figura 5.). Como ya se comentó anteriormente, este dominio permite la realización de un gran número de experimentos numéricos y resuelve correctamente las escalas espaciales características asociadas a los remolinos anticiclónicos, los cuales dominan la dinámica del GM.

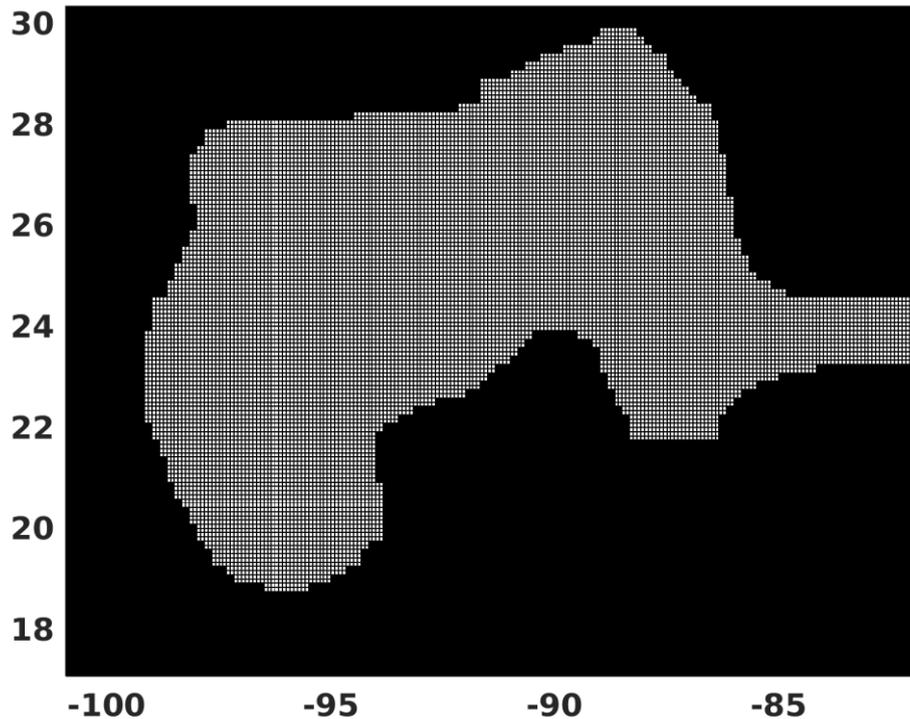


Figura 5. Dominio computacional empleado para simular la circulación en el Golfo de México. Las ecuaciones del modelo se discretizaron utilizando una resolución espacial de un doceavo de grado y se prescribieron los transportes de entrada y salida del Golfo de México a través del Canal de Yucatán y el Estrecho de la Florida, respectivamente.

Finalmente, cabe enfatizar que, en la mayoría de los experimentos numéricos realizados, los flujos prescritos en las fronteras abiertas tienen temperaturas iguales a las capas activas del modelo. En los experimentos restantes, se estudió el efecto de la variación anual de temperatura del flujo de agua entrando por el Canal de Yucatán. En esta clase de experimentos, la temperatura de la capa superior en el Canal de Yucatán varió de una manera sinusoidal a lo largo del año, ajustada a partir de datos de temperatura de la base de Levitus (1982). Los parámetros usados en el modelo están listados en la Tabla 1, los cuales definen la configuración básica utilizada en este trabajo.

Tabla 1. *Parámetros del Modelo (Zavala et al.,2002), los cuales representan la configuración básica de este estudio.*

Transportes en el límite abierto capa superior (0-75m)	6 Sv
Transportes en el límite abierto capa intermedia (75-275m)	6 Sv
Temperatura media de entrada de la capa superior	24°C
Temperatura de entrada de agua en la capa intermedia	$T_2 = 15^\circ\text{C}$
Temperatura del océano profundo	$T_3 = 4^\circ\text{C}$
Espesor inicial de la capa superior	$H_1 = 75\text{m}$
Espesor inicial de la capa intermedia	$H_2 = 200\text{m}$
Escala de tiempo del entrainment	$t_e = 1 \text{ día}$
Escala de tiempo del detrainment	$t_d = 1 \text{ día}$
Profundidad de la capa superior detrainment mínimo	$H_{\min} = 55\text{m}$
Profundidad de la capa superior entrainment máximo	$H_{\max} = 160\text{m}$
Profundidad de entrainment dinámico	$H_e = 50\text{m}$
Profundidad detrainment dinámico	$H_d = 150\text{m}$
Coefficiente de agitación del viento	$m = 1.3$
Coefficiente del término estacional de entrainment	$D_e = 1.5$
Coefficiente del término estacional detrainment	$D_d = 1.5$
Coefficiente de expansión térmica	$\alpha = 0.00025^\circ\text{C}$

2.4 MÉTRICA UTILIZADA PARA DETERMINAR EL MOMENTO DEL DESPRENDIMIENTO DE UN REMOLINO ANTICICLÓNICO DE LA CORRIENTE DEL LAZO

La métrica utilizada para estimar en qué momento se desprende un remolino de la Corriente del Lazo fue basada en el criterio de Leben (2005). En este criterio se busca la isolínea de la anomalía de la altura del nivel del mar (ANMa) que esté estrechamente relacionada con el máximo gradiente de la topografía dinámica del océano. Ya que la física del modelo de dos capas y media utilizado en este trabajo, establece que el contenido de calor entre las capas se conserva (Schopf & Cane, 1983), es posible calcular la altura del nivel del mar (ANM) con la siguiente ecuación.

$$ANM = \alpha[(T_1 - T_3)h_1 + (T_2 - T_3)h_2] \quad \text{Ec. 2.23}$$

donde α es el coeficiente de expansión térmica, T_1 , T_2 y T_3 son los valores, espacio-temporalmente dependientes, de la temperatura en las dos primeras capas y el valor constante de la tercera, mientras que h_1 y h_2 son los valores, espacio-temporalmente variables, del grosor en las dos capas dinámicas del modelo.

Una vez calculada la ANM se calculó su anomalía (ANMa) con respecto al promedio espacial de la siguiente forma:

$$ANM_a(x, y, t) = ANM(x, y, t) - \langle ANM(t) \rangle \quad \text{Ec. 2.24}$$

en donde

$$\langle ANM_j \rangle = \frac{1}{N} \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N ANM_{m,n,j} \quad \text{Ec. 2.25}$$

donde el campo $ANM_{m,n}$ es una matriz de dimensión $M \times N$ y el índice j representa el tiempo de cada campo $1 \leq j \leq \tau$.

Siguiendo el criterio de Leben (2005), se eligió la isolínea de 4 cm, con la que se creó una serie de tiempo de la longitud de la Corriente del Lazo, para la cual se estableció la latitud de 21.7° N como el inicio (permitiendo el movimiento longitudinal), y 82.0° O como el final (permitiendo el movimiento latitudinal) de la Corriente del Lazo.

Finalmente se utilizó el algoritmo desarrollado por Bracamontes-Ramírez (2018) para automatizar de forma objetiva el conteo de los desprendimientos, así como para calcular la estadística descriptiva derivada de este análisis (Figura 6.).

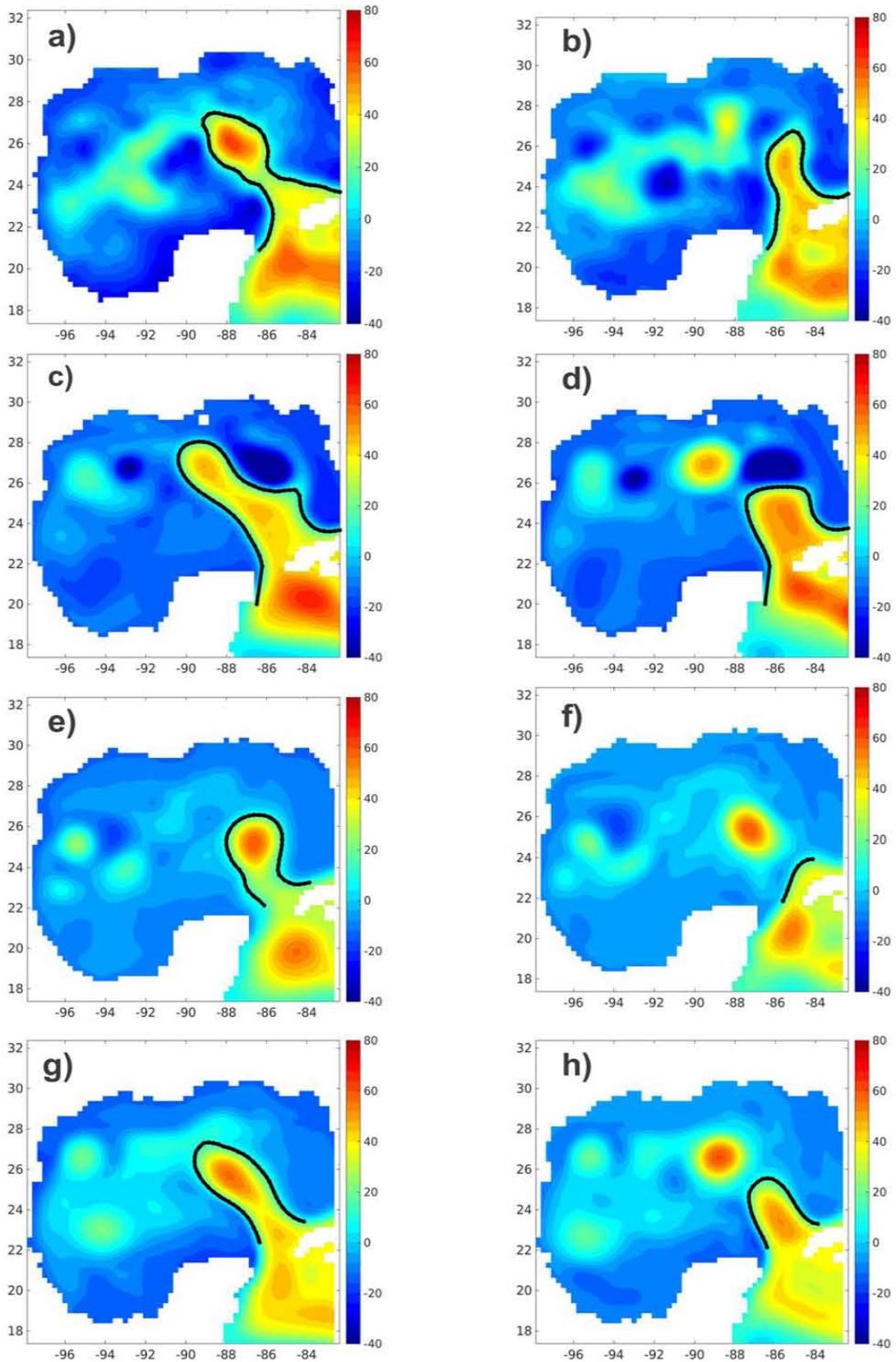


Figura 6. En los paneles de la izquierda (a, c, e, g) se muestran los remolinos un cuadro antes de desprenderse, mientras que los paneles de la derecha (b, d, f, h) muestran el momento en que un remolino se desprende. La línea negra se refiere a la ANMA, tomada de Bracamontes-Ramírez (2018).

3 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS REALIZADOS

En este capítulo serán descritas las configuraciones utilizadas para cada uno de los experimentos considerados. Se realizaron primero varios experimentos, denotados como básicos en los cuales se modificaron las condiciones iniciales para la temperatura y el grosor de cada una de las dos capas dinámicas. Asimismo, se realizaron experimentos variando el flujo que pasa a través del Canal de Yucatán.

Note que, en cada experimento considerado, sólo se modificó una condición inicial con respecto a la configuración básica (vea la Tabla 1), de tal forma que cuando se describan los cambios a una condición inicial, se debe entender que los valores asignados a todos los parámetros restantes son idénticos a los de la configuración básica.

Un esquema de los experimentos básicos realizados se incluye en la Tabla 2. Cabe mencionar que se realizaron dos versiones del experimento E2-T2. En el primero se analizó la influencia de la variación de la temperatura de la segunda capa manteniendo el valor básico asignado a la capa de mezcla (E2-T2a), mientras que en el segundo se consideró un valor aumentado de la misma (E2-T2b).

Tabla 2. Experimentos numéricos realizados para analizar la variación en el periodo de desprendimiento al modificar el grosor, temperatura y la magnitud del transporte de flujo.

No. del exp.	Abreviación del exp.	Parámetros modificados en cada uno de los experimentos					
1	E1-h1	h1					
	E1-h2		h2				
2	E2-T1			T1			
	E2-T2a				T2		
	E2-T2b			T1	T2		
3	E3-f1					f1	
	E3-f2						f2

Adicionalmente, se consideró un conjunto de experimentos, denotados como especiales, con la finalidad de estimar qué efectos tienen sobre los remolinos tanto la advección de

aguas cálidas provenientes del Mar Caribe como el forzamiento atmosférico sobre las aguas superficiales del GM.

3.1 VARIACIÓN DEL GROSOR DE LAS CAPAS DINÁMICAS DEL MODELO

En el primer conjunto de experimentos numéricos básicos realizados se modificó el grosor de cada una de las dos capas activas del modelo. La profundidad inicial utilizada para la primera capa activa del modelo (capa de mezcla) fue de 70 m, aumentándose este valor hasta una profundidad de 120 m usando incrementos de 5 m. Adicionalmente, se realizó otro experimento considerando una profundidad de la capa de 150 m. Estos experimentos se denotan como E1-h1.

Asimismo, en este primer conjunto de experimentos básicos se varió la profundidad inicial de la segunda capa activa del modelo (capa intermedia). El primer valor inicial considerado fue de 170 m, aumentándose este valor hasta un grosor de 260 m utilizando incrementos de 10 m. Adicionalmente, se realizaron otros experimentos considerando grosores iniciales de 275, 300, 400, 500 y 600 metros. Estos experimentos se denotan como E1-h2.

3.2 VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA DE LAS CAPAS DINÁMICAS DEL MODELO

En el segundo conjunto de experimentos numéricos básicos realizados se modificó la temperatura de cada una de las dos capas dinámicas del modelo. La temperatura inicial utilizada para la capa de mezcla fue de 20 °C, aumentándose este valor hasta una temperatura máxima de 40 °C utilizando incrementos de 2 °C. Estos experimentos se denotan como E2-T1.

Asimismo, en este segundo conjunto de experimentos básicos se varió la temperatura inicial de la capa intermedia. El primer valor inicial considerado fue de 9 °C, aumentando este valor hasta 19 °C en incrementos de 2 °C. Adicionalmente, se realizaron otros experimentos en donde se modificó la temperatura inicial de la capa de mezcla a 29 °C (es decir, cambiando la configuración básica) y variando la temperatura inicial de la capa intermedia desde 11 °C hasta 23 °C, en incrementos de 4 °C. Estos experimentos se denotan como E2-T2a y E2-T2b, respectivamente.

3.3 VARIACIÓN DEL FLUJO DE ENTRADA AL GOLFO DE MÉXICO

En el tercer conjunto de experimentos numéricos básicos realizados, se modificó la magnitud del transporte de entrada al GM asignado a cada una de las dos capas dinámicas del modelo. El transporte inicial de la capa de mezcla utilizado fue de alrededor de 6.35 Sv, incrementándose este valor hasta aproximadamente 7.82 Sv, utilizando incrementos de aproximadamente 0.18 Sv. Estos experimentos se denotan como E3-f1.

Asimismo, en este tercer conjunto de experimentos básicos se varió el transporte inicial asignado a la capa intermedia. El primer valor fue de alrededor de 6.35 Sv, aumentándose hasta aproximadamente 8.37 Sv en incrementos de aproximadamente 0.18 Sv. Estos experimentos se denotan como E3-f2.

3.4 VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL GOLFO DE MÉXICO

Finalmente, en el cuarto conjunto de experimentos numéricos realizados, se consideraron algunas configuraciones especiales del modelo, utilizadas en los tres conjuntos de experimentos básicos descritos anteriormente, en las cuales el periodo de desprendimiento de los RA fue menor a un año, cercano a un año y mayor a un año. A estas configuraciones especiales, se les impuso una variación anual de temperatura. Este ciclo anual se introdujo mediante la advección de temperatura por el Canal de Yucatán y mediante la condición tipo Haney de transferencia de energía en la superficie. Estos dos mecanismos se utilizaron tanto por separado como en conjunto. Aquí es pertinente enfatizar que el interés para realizar estos experimentos fue que se desea analizar si un forzamiento anual, como el del transporte de entrada al GM por el Canal de Yucatán o el forzamiento anual asociado a los flujos de calor en la superficie del GM, es capaz de afectar notoriamente a la evolución del proceso de desprendimiento de los remolinos anticiclónicos generados por la Corriente del Lazo. En particular, se desea investigar si un forzamiento anual es capaz de favorecer un desprendimiento de remolinos con frecuencia anual.

4 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

En total se realizaron 107 experimentos. Una vez que se obtuvieron los resultados de las simulaciones numéricas se utilizó un programa creado en MATLAB para analizarlos. Los remolinos fueron contados utilizando la metodología descrita en la sección 2.4, se crearon series de tiempo, así como gráficos mostrando la evolución temporal de los desprendimientos y tablas para una mejor representación de los datos. Asimismo, se realizaron histogramas para mostrar el mes o la estación de desprendimiento de los remolinos, tanto en los experimentos básicos como espaciales. Aquí es pertinente hacer notar que ninguno de los experimentos básicos incluye un forzamiento anual, así que un histograma anual o bimodal simplemente indicaría que dada una configuración del modelo se obtienen remolinos con un periodo dominante de seis meses o un año. Por el contrario, al obtenerse algo similar en los histogramas de los experimentos especiales, indicaría que el forzamiento anual puede estar induciendo o reforzando este comportamiento.

Para cada experimento realizado, las simulaciones tuvieron una duración de 30 años, sin embargo, se descartó el primer año ya que éste fue utilizado para prescribir el flujo de entrada desde un valor cero hasta su valor usado en el resto de cada simulación. Note que este primer año descartado no corresponde al tiempo de ajuste referido en inglés como spin-up, el cual se usa para denotar al tiempo que tarda el modelo numérico en aproximarse a su propia climatología después de haberse iniciado desde algún estado inicial ajeno a la simulación. Si ese estado inicial fuera calculado por el modelo no se necesitaría ningún ajuste y el modelo simplemente continuaría calculando la evolución de los campos a partir de esa condición de reinicio. Para los modelos atmosféricos, este spin-up es relativamente rápido, ya que la atmósfera tiene una memoria corta (al menos en la mayoría de las regiones) y normalmente toma alrededor de un mes para ajustarse. La única excepción a esto, la constituye la estratosfera inferior tropical, donde la escala de tiempo es de aproximadamente un año. Por el contrario, los modelos oceánicos tienen una "memoria" más larga y, por lo tanto, tardan más en ajustarse. La capa de mezcla cercana a la superficie se ajustará dentro de aproximadamente un año, pero el océano profundo toma muchas décadas o incluso siglos. Como se verá en secciones posteriores, en nuestras simulaciones algunas veces se requirieron varios años para llegar a un estado en el que el modelo alcanzó su propio estado preferido.

4.1 RESUMEN DE LOS CUATRO EXPERIMENTOS

En las tablas siguientes se resumen los resultados de los cuatro conjuntos de experimentos numéricos realizados. Note que el tiempo de simulación fue de 30 años y los resultados se almacenaron cada 5 días, lo que resultó en 2160 campos para cada variable del modelo. Con algunas configuraciones, los valores asignados a los parámetros del modelo, por ejemplo, las temperaturas iniciales de las capas activas, condujeron a inestabilidades que terminaron la ejecución de la simulación respectiva. Por ejemplo, el color amarillo hace referencia a los experimentos que se desestabilizaron durante los primeros cinco años de simulación, mientras que el color rosa indica aquéllos que se desestabilizaron después de cinco años de simulación.

Para dar un ejemplo de esto, considere los experimentos 41 y 42 (vea Tabla 5). En el primero de ellos, la condición inicial de la temperatura de la capa superficial fue de 16 °C, mientras que en el segundo fue de 18 °C. El primero tardó 0.4 años en desestabilizarse, mientras que el segundo tardó 11.6 años. Esto se debe a que la capa superficial empieza a perder volumen en el Estrecho de la Florida y por lo tanto comienza a disminuir su grosor hasta alcanzar un valor mínimo de 55 m. Al alcanzar este valor mínimo, se produce automáticamente entrainment con la finalidad de que las capas no desaparezcan (grosor cero). Como una consecuencia de este proceso, ocurre una transferencia de agua fría de la segunda capa activa a la primera, disminuyendo la temperatura de la capa de mezcla. Cuando en algún punto del dominio se obtienen temperaturas iguales en las dos capas activas, o una temperatura menor en la primera capa con respecto a la segunda capa, el modelo se inestabiliza. Claramente, en el experimento 41, el gradiente de temperatura en la vertical fue menor que en el experimento 42, lo que explica el menor tiempo para llegar a la inestabilidad.

El mecanismo de inestabilidad descrito anteriormente también opera al utilizar valores de la capa de mezcla cercana al valor mínimo de 55 m. Cuando el modelo se inicializa con una profundidad inicial igual o menor a este valor, el proceso de entrainment se activará transfiriendo, en algunas partes o sobre el dominio completo, agua de la segunda capa activa a la primera, provocando que el modelo se inestabilice. Claramente en el experimento 7, donde la profundidad inicial fue de 65 m, el grosor tuvo que disminuir en algunos sectores del dominio provocando que el modelo se comenzara a desestabilizar a los 21.3 años de simulación (vea Tabla 3). En contraste, el experimento 1, cuya profundidad inicial fue de 25 m, se volvió inestable en medio año. Esto se debió a que la transferencia de agua se dio sobre todo el dominio y persistió en el tiempo hasta que el modelo se inestabilizó por completo.

4.1.1 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS E1-h1 y E1-h2

Tabla 3. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el grosor de la primera capa activa. Estos experimentos serán denotados por E1-h1. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.

corrida	h1 (m)	Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
1	25	0 (0.5694)	
2	35	0 (1.2361)	
3	45	0 (4.2500)	
4	50	261 (6.4167)	
5	55	262 (9.3194)	
6	60	262 (13.6389)	
7	65	259 (21.3472)	
8	70	253	41
9	75	243	43
10	80	236	44
11	85	232	45
12	90	228	46
13	95	224	47
14	100	221	48
15	105	218	48
16	110	215	49
17	115	212	50
18	120	205	51
19	150	197	53
20	170	192	54

Tabla 4. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el grosor de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E1-h2. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.

corrida	h2 (m)	Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
21	140	344 (14.2778)	
22	145	334 (17.5972)	
23	150	324 (21.5694)	
24	160	304 (28.7083)	
25	170	285	37
26	180	269	39
27	190	255	41
28	200	243	43
29	210	233	45
30	220	225	47
31	230	218	48
32	240	212	50
33	250	206	51
34	260	201	52
35	275	194	54
36	300	185	57
37	350	170	61
38	400	160	65
39	500	150	69
40	600	150	69

En las Figuras 7 y 8 se muestra la relación del grosor inicial en la capa de mezcla e intermedia y su relación respecto al promedio del periodo de desprendimiento.

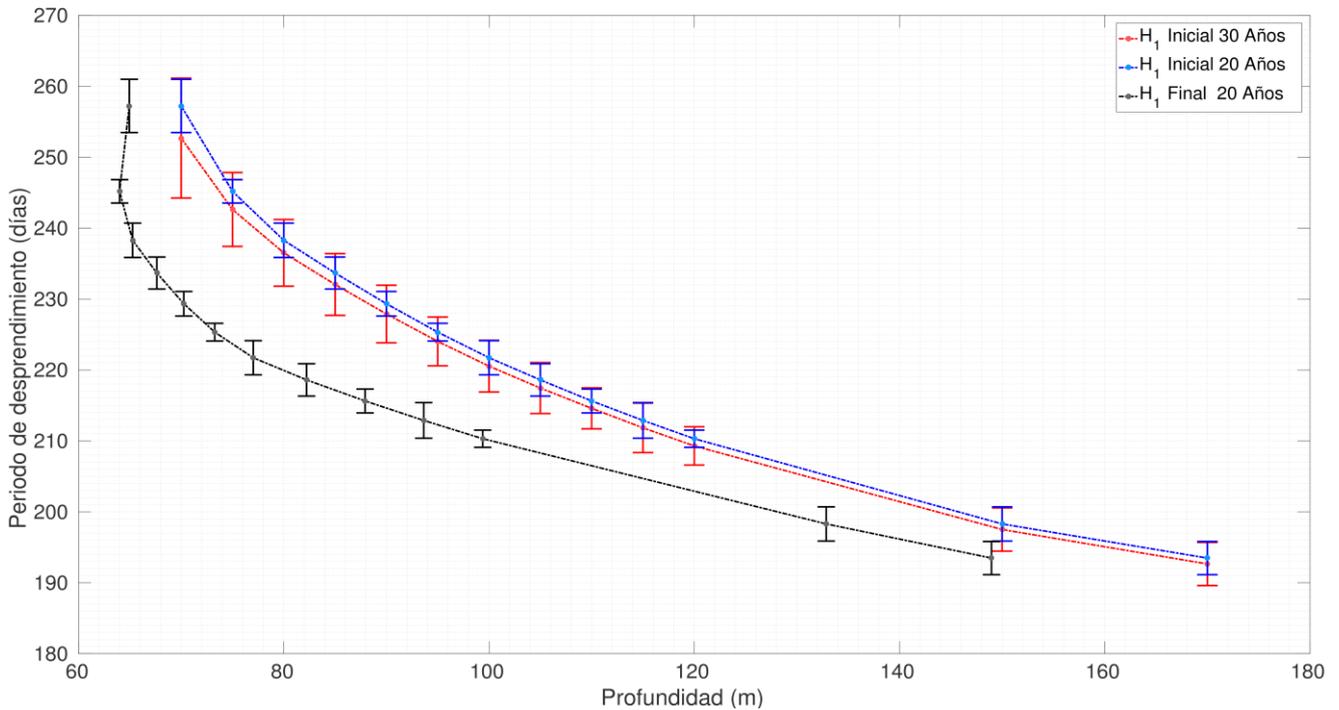


Figura 7. Experimento E1-h1. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes profundidades de la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente, en negro se utiliza el promedio de la profundidad en los últimos 20 años.

En la Figura 7 se observa la relación entre la profundidad de la capa de mezcla y el promedio del periodo de desprendimiento de los remolinos de la Corriente del Lazo. La línea roja muestra el periodo promedio de desprendimiento en función del grosor inicial de la capa activa superficial del modelo. Note que, en este experimento, se estimó el periodo promedio de desprendimiento considerando el tiempo completo de simulación posterior al año inicial de ajuste, el cual tuvo una duración de 30 años. La línea azul muestra el periodo promedio de desprendimiento estimado en los últimos 20 años de simulación. Al realizar estas simulaciones fue evidente que el modelo ajusta el grosor de la capa de mezcla por medio del proceso de *entrainment*. Este ajuste es más notorio en los primeros años y al estimarse el periodo durante los últimos 20 años de simulación se revela que las diferencias entre los periodos estimados no son muy grandes, variando en menos de un día para las capas de mezcla con las mayores profundidades, hasta un poco más de cuatro días para las capas de mezcla más someras.

En general, todos los periodos se incrementaron ligeramente al considerar el ajuste del grosor de la capa de mezcla. En contraste, la línea negra denota un valor promedio de desprendimiento calculado en el mismo intervalo de la línea azul, pero con respecto al promedio de la profundidad de la capa de mezcla de los últimos 20 años en lugar de la profundidad inicial. Para la máxima profundidad inicial considerada de la capa de mezcla (170 m), la disminución del grosor asociada al proceso de ajuste fue de aproximadamente 21 m, estimándose un grosor promedio de 149 m en los últimos 20 años simulados. Esta disminución fue de sólo 17 m para la capa de mezcla con un grosor inicial de 150 m. Para los grosores iniciales más someros de la capa de mezcla, se observaron los menores ajustes, el cual fue de 5 m para la capa de mezcla con un valor inicial de 70 m.

De esta figura es claro que los remolinos, en promedio, tardan más en desprenderse conforme la profundidad de la capa de mezcla disminuye; sin embargo, es importante, mencionar que la desviación estándar del periodo promedio de desprendimiento disminuye al utilizar los últimos 20 años de simulación, en lugar del intervalo completo. Notoriamente, existen dos desviaciones estándar marcadamente menores en el intervalo de los últimos 20 años correspondientes a las simulaciones 13 y 18 de E1-h1. Al analizar las series de tiempo de estos experimentos (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice), es evidente que después de un periodo de spin-up menor a 4 años el modelo entra en un estado de desprendimiento de remolinos casi constante. Como resultado de esto, los histogramas de desprendimiento en función del mes o de la estación tienden a tener una distribución uniforme. Por el contrario, los experimentos con el menor grosor de la capa de mezcla tienden a tener una mayor variabilidad, siendo más o menos evidente una dependencia no lineal con respecto a profundidades someras de la capa de mezcla. Para profundidades de capa de mezcla mayores a 80 m, se observa una dependencia más o menos lineal.

Como resultado de la mayor variabilidad simulada con menores profundidades de la capa de mezcla, los histogramas de estos experimentos tienden a acumular una mayor cantidad de eventos en alguna estación. Por ejemplo, en el experimento 10 (vea las figuras correspondientes en el apéndice) es evidente la mayor cantidad de remolinos separados en verano (14 eventos), comparados con los registrados en invierno (8 eventos). Claramente, esta estacionalidad de los remolinos no tiene nada que ver con algún forzamiento estacional, tan solo es el resultado de un patrón regular observado en gran parte de los últimos 20 años de simulación del experimento 10, consistente en el desprendimiento de un remolino con periodo menor a 8 meses, seguido de dos remolinos con periodo de 8 meses (vea la figura ST010 en el apéndice).

Finalmente, nótese que en ningún miembro de este conjunto de experimentos se obtuvo un periodo de desprendimiento mayor a 8.5 meses.

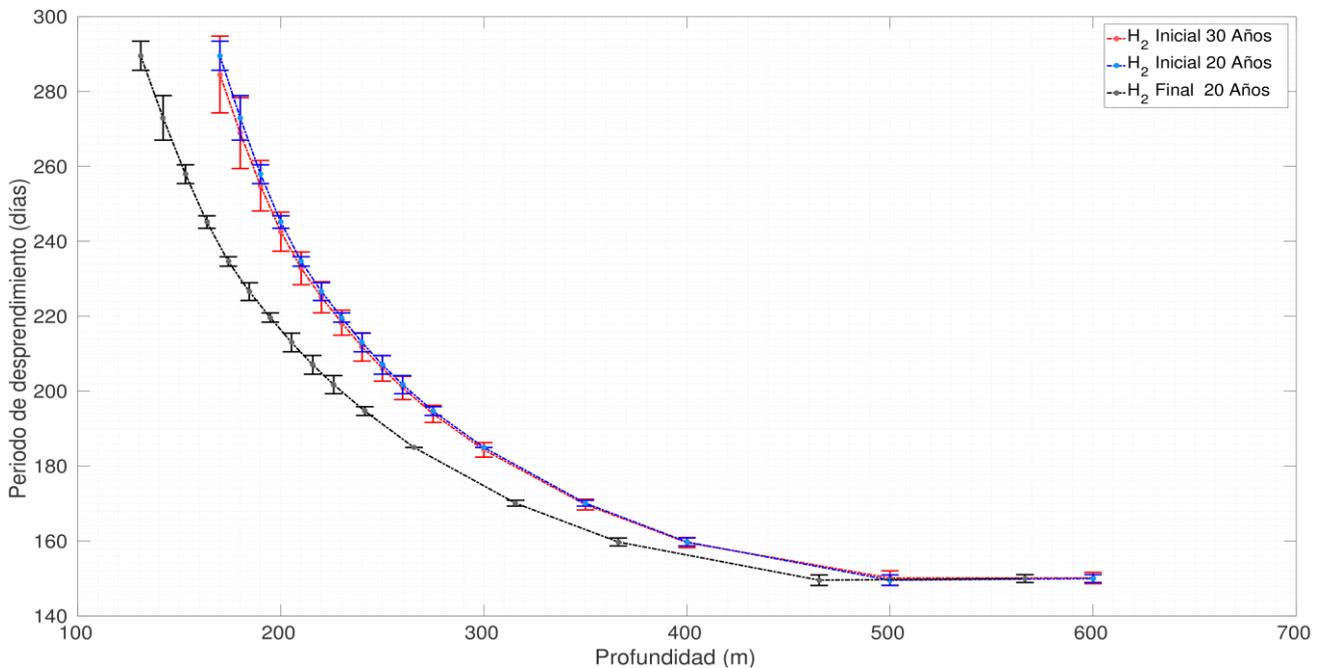


Figura 8. Experimento E1-h2. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes profundidades de la capa intermedia. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente, en negro se utiliza el promedio de la profundidad en los últimos 20 años.

En la Figura 8 se muestra la relación entre el grosor inicial de la capa intermedia y el promedio del periodo de desprendimiento. El color de las líneas es análogo al de la Figura 7. En todos los casos, los remolinos en promedio tardan más en desprenderse conforme disminuye el grosor de la capa intermedia. Note que, debido al ajuste del grosor de esta capa con respecto a su valor inicial, la desviación estándar del periodo de desprendimiento es menor, cuando se utilizan los últimos 20 años, que la obtenida utilizando el periodo completo. Las menores desviaciones estándar del periodo de desprendimiento se observan en los experimentos con los mayores grosores iniciales (500 y 600 m). En este rango de grosores de la capa intermedia, prácticamente no existe variación del periodo de desprendimiento. Para grosores de la capa intermedia menores a 500 m, sin embargo, el comportamiento del periodo en función del grosor de la capa es claramente no lineal. Contrario a lo sucedido en la capa de mezcla, en la capa intermedia la diferencia de grosores resultante del proceso de spin-up del modelo disminuye conforme se incrementa el grosor inicial.

4.1.2 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS E2-T1, E2-T2a Y E2-T2b

Tabla 5. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando la temperatura de la primera capa activa. Estos experimentos serán denotados por E2-T1. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.

corrida	T1 (°C)	Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
41	16	0 (0.4861)	
42	18	249.1 (11.6806)	
43	20	253	41
44	22	246	43
45	24	243	43
46	26	241	44
47	28	240	44
48	30	239	44
49	32	239	44
50	34	239	44
51	36	239	44
52	38	239	44
53	40	239	44

Tabla 6. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando la temperatura de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E2-T2a. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.

corrida	T2 (°C)	Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
54	5	0 (0.1806)	
55	6	684.9 (6.1944)	
56	7	528.6 (11.7778)	
57	9	407	25
58	11	326	32
59	13	278	38
60	15	243	43
61	17	219	48
62	19	203	52
63	21	189.9 (17.9028)	
64	22	177.9 (5.9306)	
65	23	0 (0.4167)	
66	24	0 (0.1111)	

Tabla 7. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando la temperatura de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E2-T2b. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.

corrida	T2 (°C)	Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
67	5	0 (0.1667)	
68	6	677.4 (9.9722)	
69	7	531.6 (16.1944)	
70	11	325	32
71	15	239	44
72	19	197	53
73	23	174	60
74	27	157 (8.7083)	

En la Figura 9 se muestra el resultado del experimento donde la temperatura inicial de la capa de mezcla varió de 20 a 40 °C, mientras que la temperatura inicial de la capa intermedia se fijó en 15 °C. El rango de promedios de desprendimiento es muy reducido, con los menores valores (239 días) correspondiendo a las temperaturas más altas y los mayores (253 días) a las más bajas. Es decir, el promedio del periodo de desprendimiento se incrementa al disminuir la temperatura. Para valores altos de temperatura (valores mayores que 29 °C), sin embargo, el periodo permanece constante, mientras que para temperaturas entre 20 y 29 °C la dependencia del periodo de desprendimiento en función de la temperatura de la capa de mezcla es claramente no lineal.

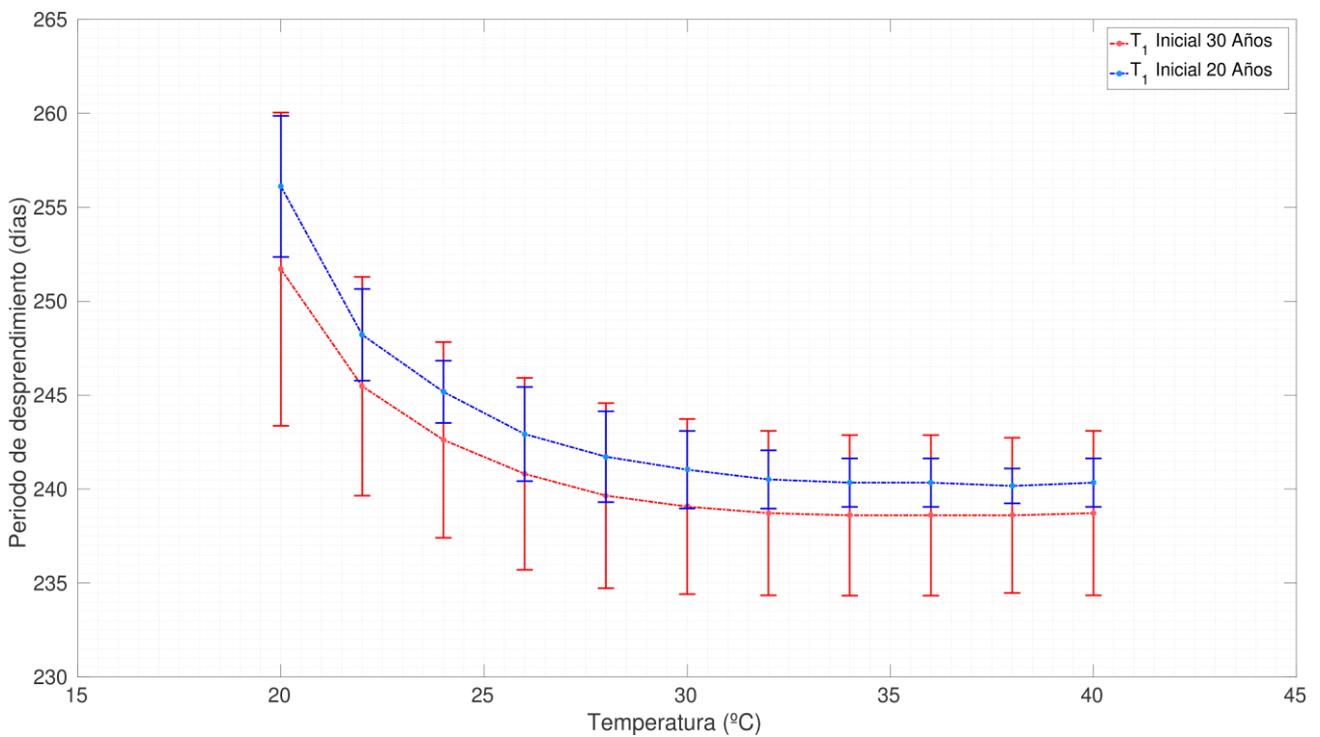


Figura 9. Experimento E2-T1. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes temperaturas en la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.

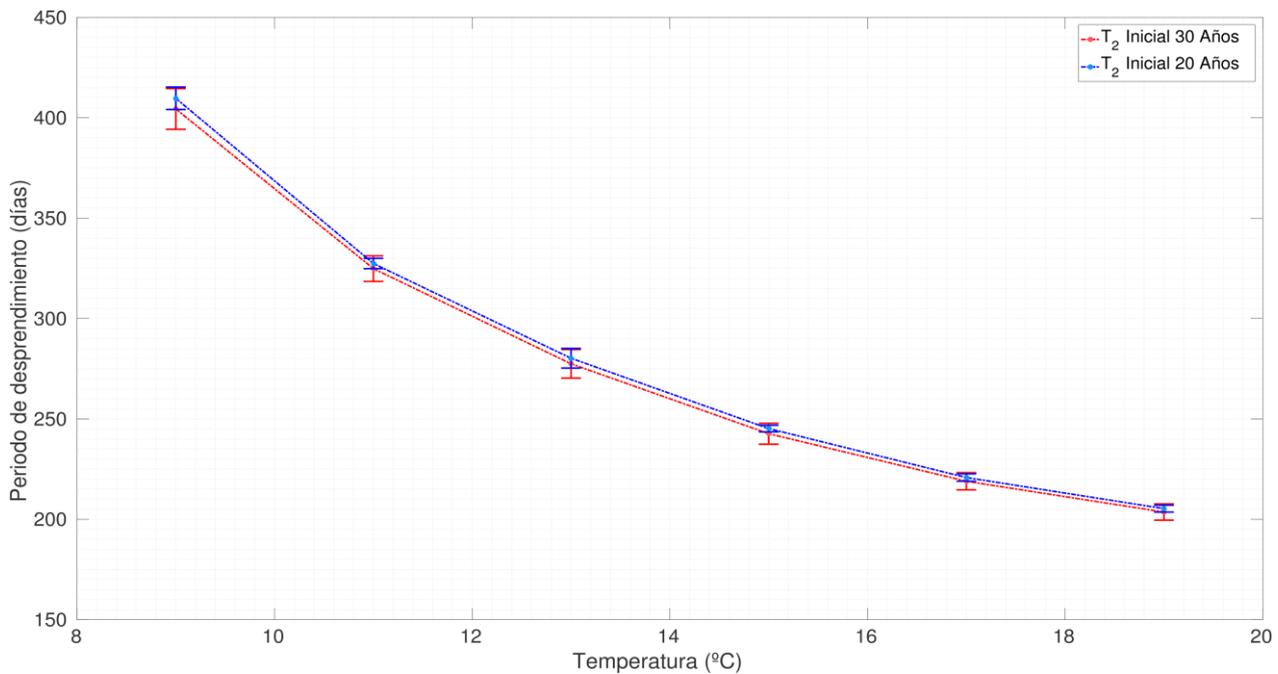


Figura 10. Experimento E2-T2a. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes temperaturas, utilizando 24 °C en la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.

En las Figuras 10 y 11 se muestra la dependencia del promedio del periodo de desprendimiento con respecto a la temperatura inicial en la capa intermedia y con respecto a la temperatura de esta capa, pero promediada en los 20 últimos años de simulación, respectivamente. En el experimento E2-T2a se usa una temperatura de 24 °C para la capa de mezcla, mientras que en E2-T2b se usa un valor de 29 °C. Claramente, los periodos de desprendimiento obtenidos en el experimento E2-T2a son mayores que los del experimento E2-T2b, lo cual se explica por el menor contraste de densidad entre las dos capas activas del experimento E2-T2a. Al cambiar la temperatura de la capa de mezcla, de 24 °C a 29 °C, se incrementa el contraste de densidad entre las capas y esto resulta en una disminución del periodo de desprendimiento.

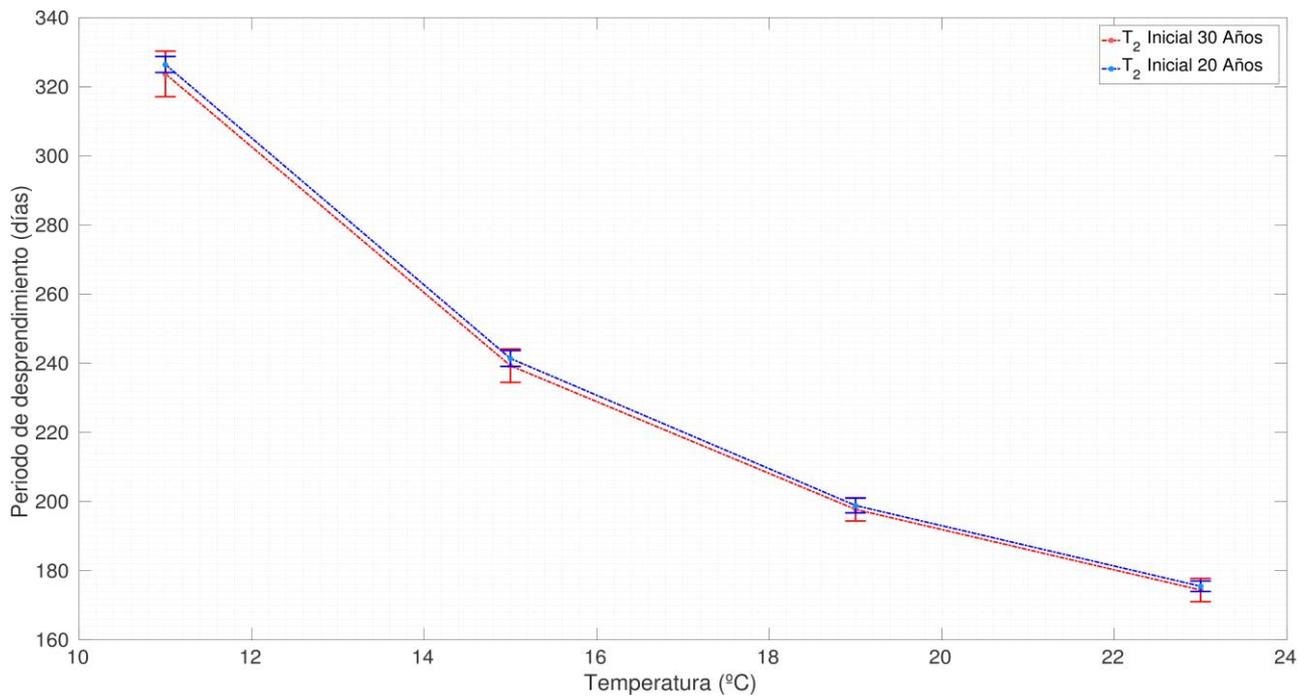


Figura 11. Experimento E2-T2b. Variación del periodo de desprendimiento de los remolinos a diferentes temperaturas, utilizando 29 °C en la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.

En estos dos experimentos al incrementarse la temperatura de la capa intermedia decrece de manera no lineal el periodo de desprendimiento de los remolinos que se desprenden de la Corriente del Lazo. Este comportamiento es parecido al que se observó al incrementar las temperaturas de la capa de mezcla, si bien no se observa la dependencia lineal que se obtuvo para temperaturas de la capa de mezcla mayores a las 30 °C.

4.1.3 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS E3-f1 Y E3-f2

Tabla 8. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el flujo de la primera capa activa. Estos experimentos serán denotados por E3-f1. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.

corrida	f1 (Sv)	Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
75	6.35	240	44
76	6.54	244	43
77	6.72	240	44
78	6.90	245	43
79	7.09	241	44
80	7.27	248	42
81	7.46	243	43
82	7.64	252	42
83	7.82	255	41
84	8.01	252.9 (22.9861)	
85	8.19	262.5 (16.0278)	
86	8.37	253.8 (16.7361)	

Tabla 9. Síntesis del primer conjunto de experimentos variando el flujo de la segunda capa activa. Estos experimentos serán denotados por E3-f2. El número en paréntesis en los experimentos que se inestabilizaron indica el tiempo en años necesario para alcanzar el estado de inestabilidad.

corrida	f2 (Sv)	Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
87	6.35	233	45
88	6.54	236	44
89	6.72	233	45
90	6.90	237	44
91	7.09	240	44
92	7.27	238	44
93	7.46	243	43
94	7.64	246	43
95	7.82	244	43
96	8.01	249	42
97	8.19	251	42
98	8.37	251	42

Los resultados de variar el transporte de entrada al GM se muestran en las figuras 12 y 13. Se observa que, tanto en la capa de mezcla como en la capa intermedia, un incremento de la magnitud del transporte incrementa el periodo promedio de desprendimiento de los remolinos de la Corriente de Lazo. Note que este incremento no presenta una variación lineal, más bien los incrementos ocurren de una manera oscilatoria. Como en los experimentos anteriormente descritos, la desviación estándar del periodo de desprendimiento es menor cuando se calcula con los últimos 20 años de simulación.

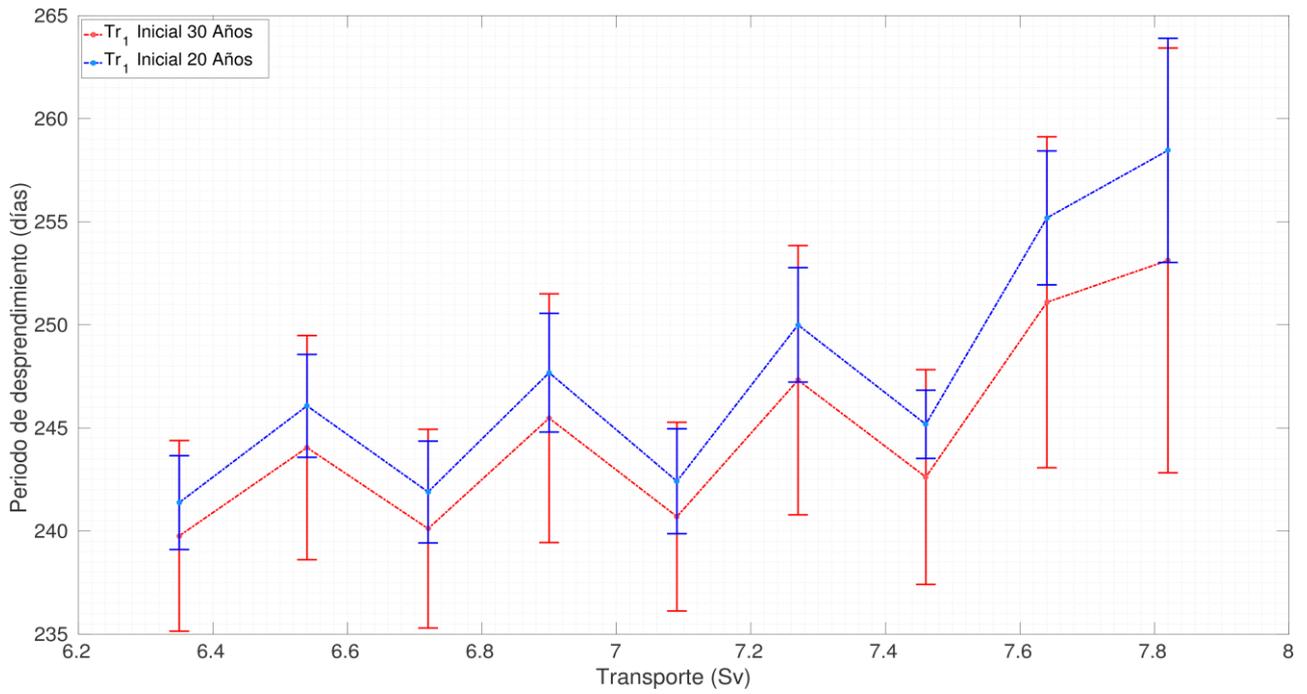


Figura 12. Experimento E3-f1 Variación del periodo de desprendimiento ante el cambio en la magnitud del transporte de masa en la capa de mezcla. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.

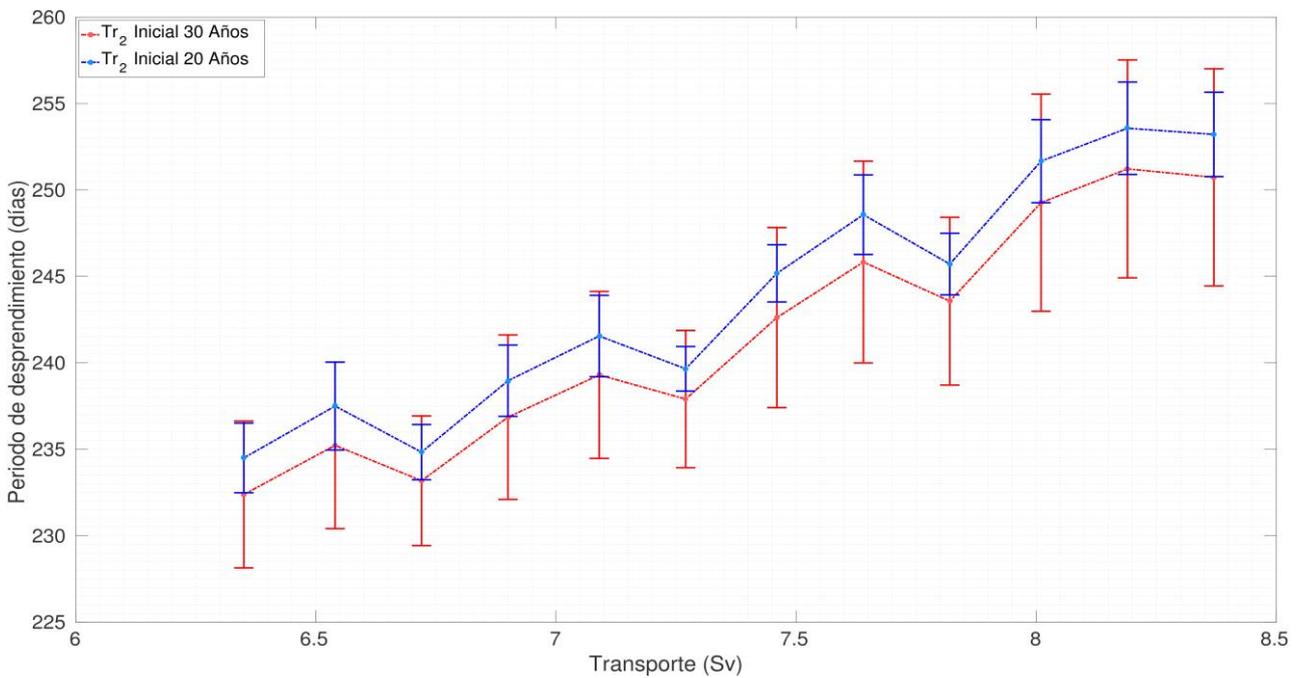


Figura 13. Experimento E3-f2 Variación del periodo de desprendimiento ante el cambio en la magnitud del transporte de masa en la capa intermedia. En rojo y azul se utiliza el periodo de desprendimiento promediado en 30 y 20 años respectivamente.

4.2 RESULTADOS DE LOS EXPERIMENTOS ESPECIALES

En esta sección se describen una serie de experimentos que se plantearon una vez concluidos los experimentos básicos. La finalidad de esto fue determinar si un forzamiento anual, ya sea en la superficie del océano o en las fronteras abiertas por medio del agua que entra al GM, es suficiente para ocasionar que los remolinos presenten una periodicidad anual o tengan un tiempo particular del año preferente para separarse de la Corriente del Lazo.

Los periodos de desprendimiento obtenidos en los experimentos especiales se dan en la Tabla 10. Estos experimentos corresponden a las corridas que van de la 99 a la 107. La notación empleada inicia con el número de la corrida original (57, 58 o 59, según sea el caso), seguidas por un guión y las letras T, A, o H. La letra T está siempre presente e indica que en los experimentos originales se varió la temperatura de la segunda capa; la letra A indica que se forzó el modelo con advección de temperatura proveniente del Mar Caribe; la letra H que se forzó el modelo por transferencia de calor a través de la superficie prescribiendo un forzamiento tipo Haney.

Tabla 10. Síntesis del conjunto de experimentos especiales.

corrida		Período de desprendimiento de los remolinos (días)	Número de Remolino
99	57-TA	400	26
100	58-TA	324	32
101	59-TA	274	38
102	57-TH	387	27
103	58-TH	318	33
104	59-TH	273	38
105	57-TAH	387	27
106	58-TAH	317	33
107	59-TAH	271	38

Los experimentos 57, 58 y 59, se eligieron con esta finalidad puesto que los promedios de separación de los remolinos de estas corridas estuvieron cercanos al periodo anual: 13.58, 10.87 y 9.26 meses, respectivamente. En el panel superior de la figura 14 se muestran los resultados para el experimento que tuvo originalmente un promedio mayor al anual y fue forzado por advección de agua, con una temperatura variando estacionalmente y entrando por el Canal de Yucatán. Este experimento se denotará como 57-TA.

La evolución del periodo de desprendimiento de los remolinos sin forzamiento (experimento 57) no muestra ningún patrón definido (ver el panel superior de la Figura 14). La distribución mensual y estacional de esta serie de tiempo (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice) muestran un mayor número de remolinos separándose en la primavera y en el invierno, distribución que no resulta de ningún forzamiento anual. Al forzar al modelo con advección de aguas cálidas provenientes del Caribe, se comienza a definir un patrón en la serie de tiempo de los remolinos (panel inferior de la figura 14), este patrón lleva a una distribución de remolinos separándose preferentemente en otoño (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice). Cuando se forza el modelo por transferencia de calor a través de la superficie, el periodo de desprendimiento de los remolinos presenta una modulación con un periodo cercano al decenal (panel superior de la figura 15). En este caso, este patrón en el tiempo del desprendimiento de los remolinos lleva a una distribución anual bimodal, con remolinos separándose preferentemente en verano e invierno. Al considerar los dos forzamientos conjuntamente, esta modulación aún se puede apreciar pero no tan bien definida como la obtenida al forzar el modelo en la superficie por transferencia de calor. En este último caso, la separación de remolinos muestra una mayor cantidad de remolinos separándose en primavera y en invierno, de alguna manera reforzando al observado en el caso sin forzamiento (vea las figuras correspondientes en el apéndice).

En el experimento 58, el promedio del periodo de desprendimiento fue cercano a los 11 meses, lo cual llevó a una distribución de remolinos más o menos uniforme en el año, con siete separándose en primavera, nueve en verano y ocho tanto en otoño como en invierno (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice). Al considerar la advección de agua proveniente del Caribe, se observa una modulación del periodo de desprendimiento con un periodo no tan largo como en el experimento 57.

Este forzamiento produce una distribución bimodal de separación de remolinos, con nueve eventos separándose en verano y 10 en invierno (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice), mientras que en cada una de las otras estaciones se separan solo siete remolinos. Al considerar el forzamiento de Haney, el patrón de desprendimientos muestra una modulación con un periodo mayor al observado con advección, el cual se acentúa al considerar los dos forzamientos conjuntamente. Con el forzamiento tipo Haney, la distribución de la separación de los remolinos muestra 18 eventos repartidos equitativamente en verano y otoño, disminuyendo en uno en el invierno y observándose solo seis en primavera. El forzamiento conjunto, advección más Haney, lleva a una mayor cantidad de remolinos separándose en el verano (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice).

Finalmente, en el experimento 59 sin forzamiento se observa una marcada variabilidad (panel superior de la figura 18), la cual se modula con periodos menores al experimento 58 al incluir los forzamientos por advección y por Haney; si bien esta modulación no es tan clara como en los casos anteriores. Como en el experimento 57, la distribución estacional muestra remolinos separándose en la primavera y en el invierno, distribución que no resulta de ningún forzamiento anual. Al forzar al modelo con advección de aguas cálidas provenientes del Caribe, se incrementa marcadamente la variabilidad del periodo de desprendimiento, lo cual produce una distribución estacional más o menos uniforme, la cual también puede verse como una muy débil distribución bimodal: nueve eventos separándose en primavera y otoño, 10 eventos separándose en verano e invierno (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice). Al considerar el forzamiento tipo Haney, la distribución estacional de los remolinos es uniforme de primavera a invierno (nueve eventos en cada estación), presentándose un máximo en el invierno (once eventos). El forzamiento conjunto produce una distribución mas o menos uniforme, con 20 eventos repartidos equitativamente en la primavera y el verano, y 18 repartidos también equitativamente en el otoño y el invierno (vea las figuras correspondientes a estos experimentos en el apéndice).

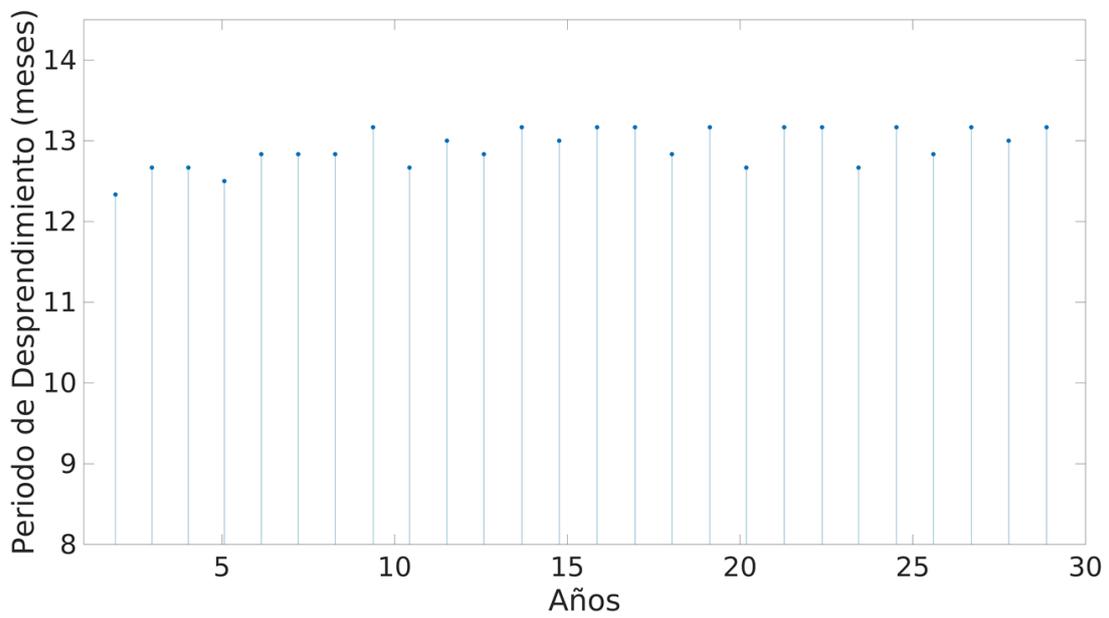
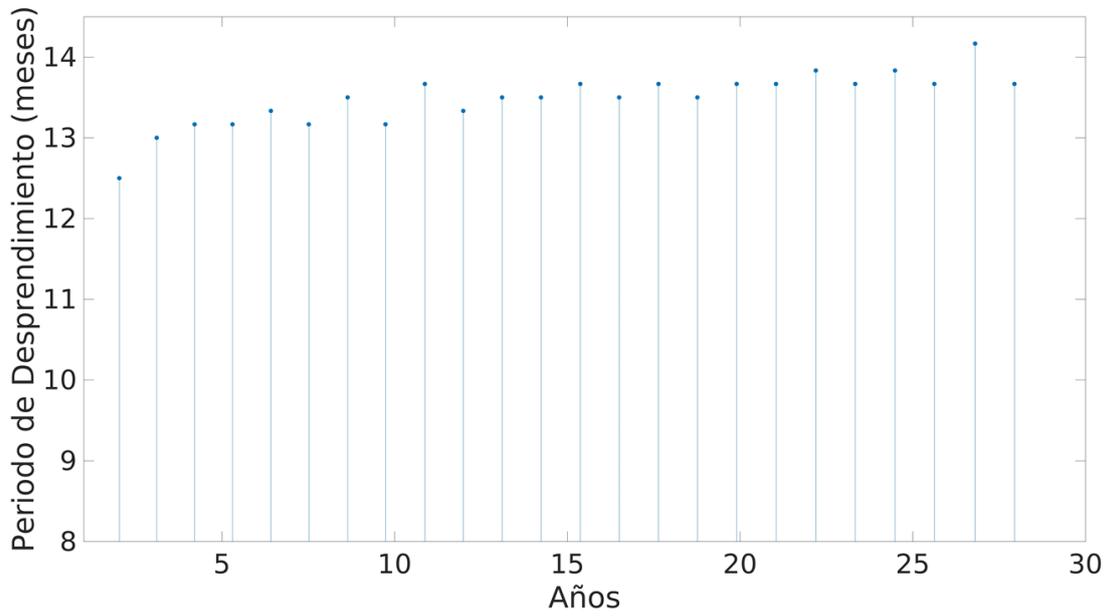


Figura 14. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 13.58 meses, (panel superior) sin forzamiento, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán.

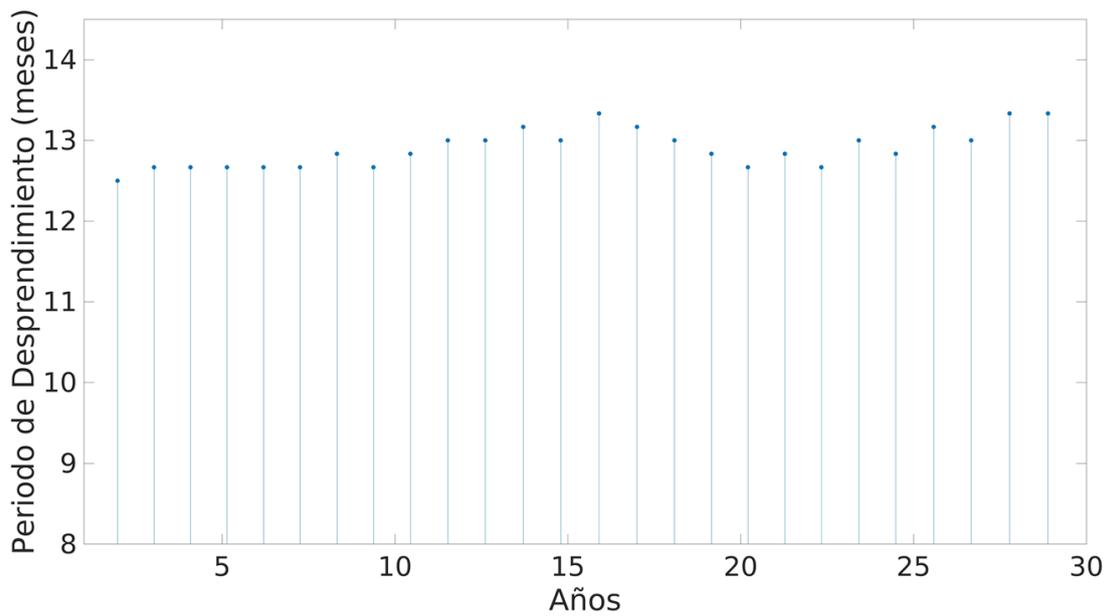
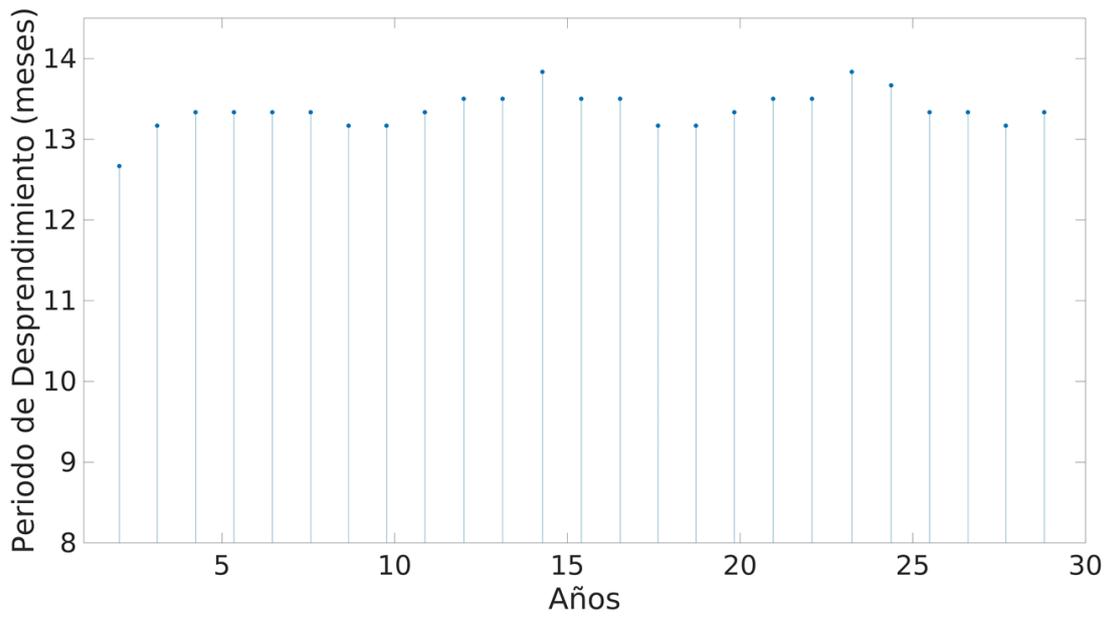


Figura 15. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 13.58 meses, (panel superior) con forzamiento atmosférico tipo Haney, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán y forzamiento atmosférico tipo Haney.

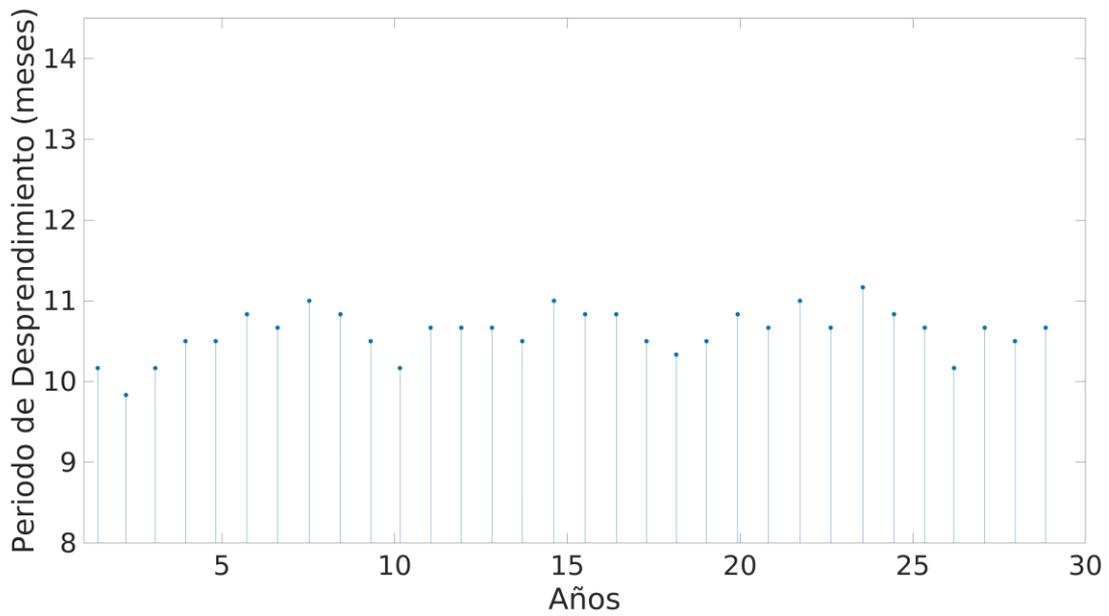
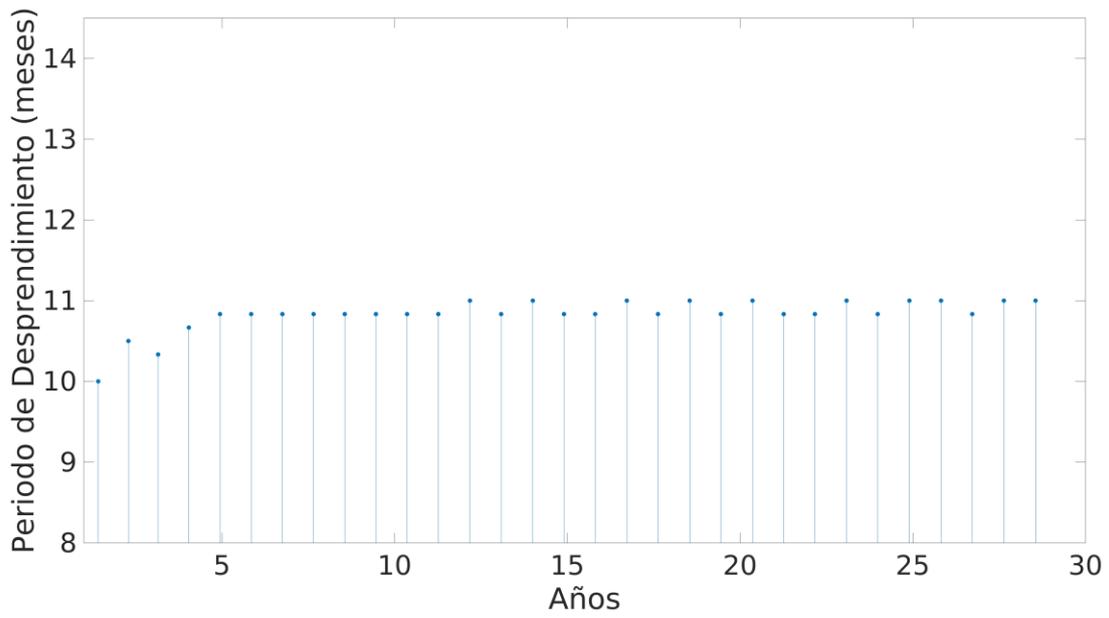


Figura 16. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 10.87 meses, (panel superior) sin forzamiento, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán.

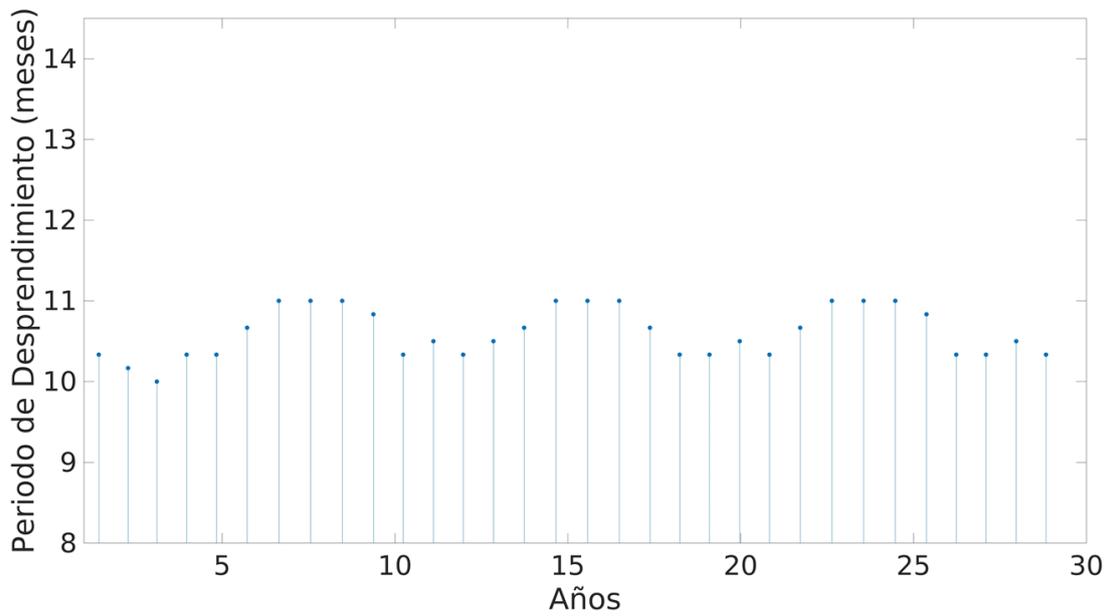
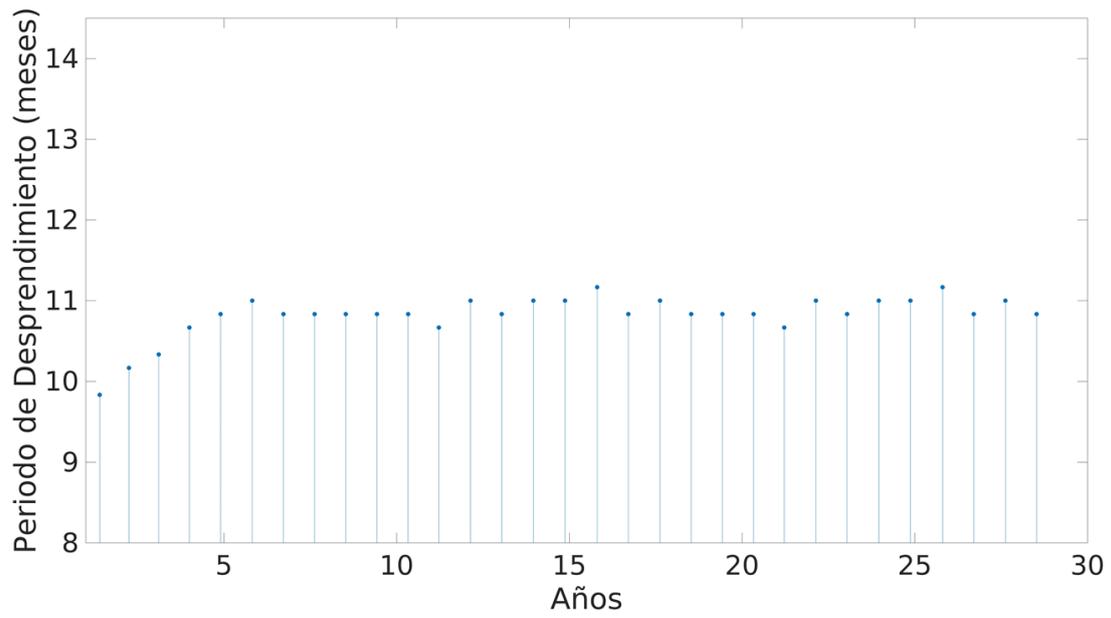


Figura 17. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 10.87 meses, (panel superior) con forzamiento atmosférico tipo Haney, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán y forzamiento atmosférico tipo Haney.

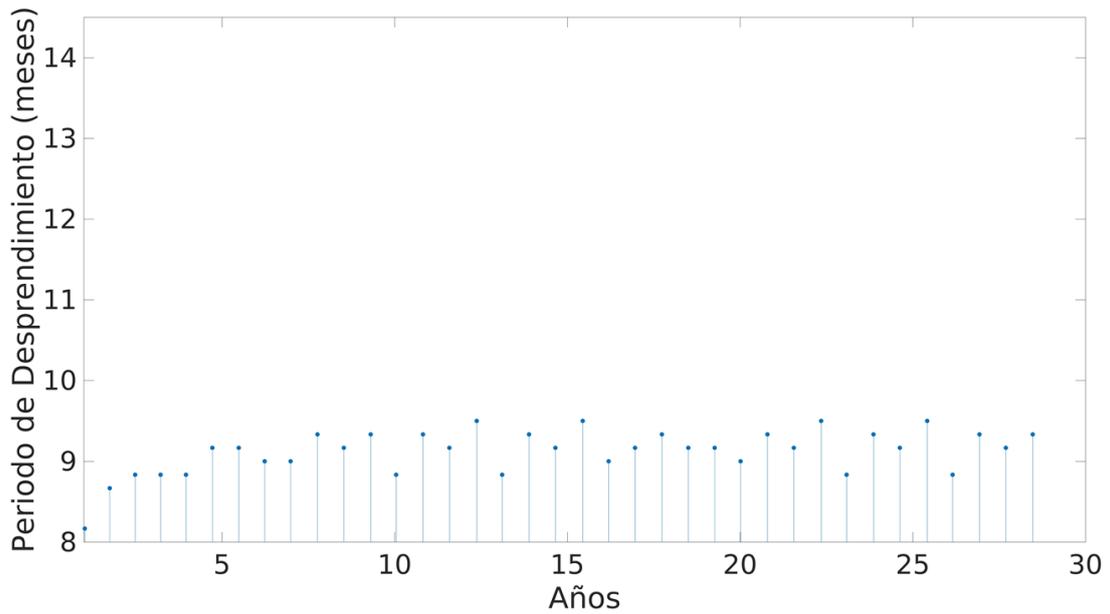
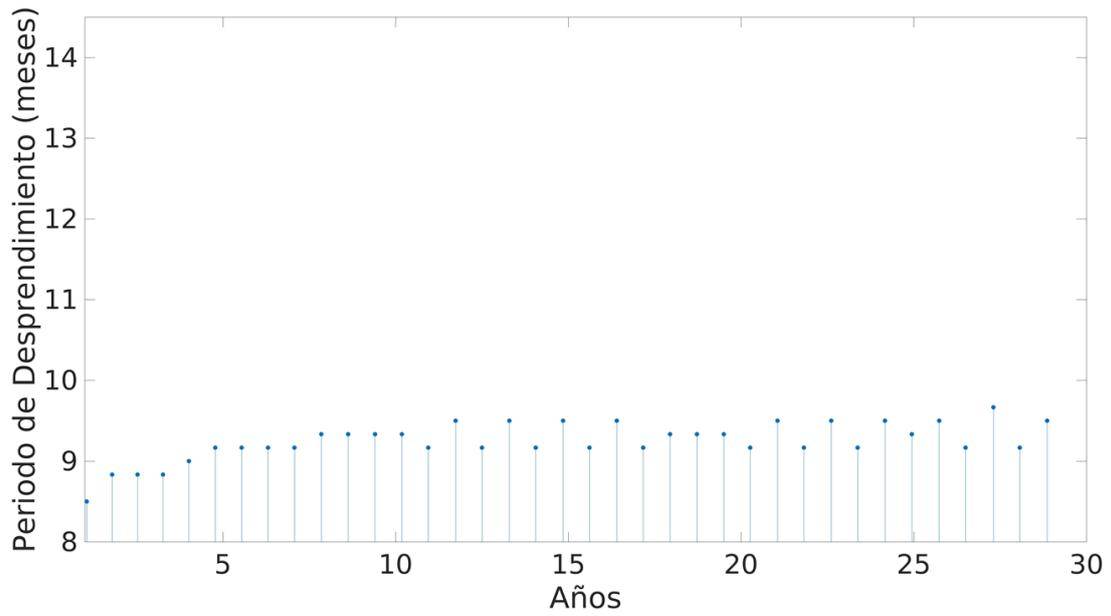


Figura 18. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 9.26 meses, (panel superior) sin forzamiento, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán.

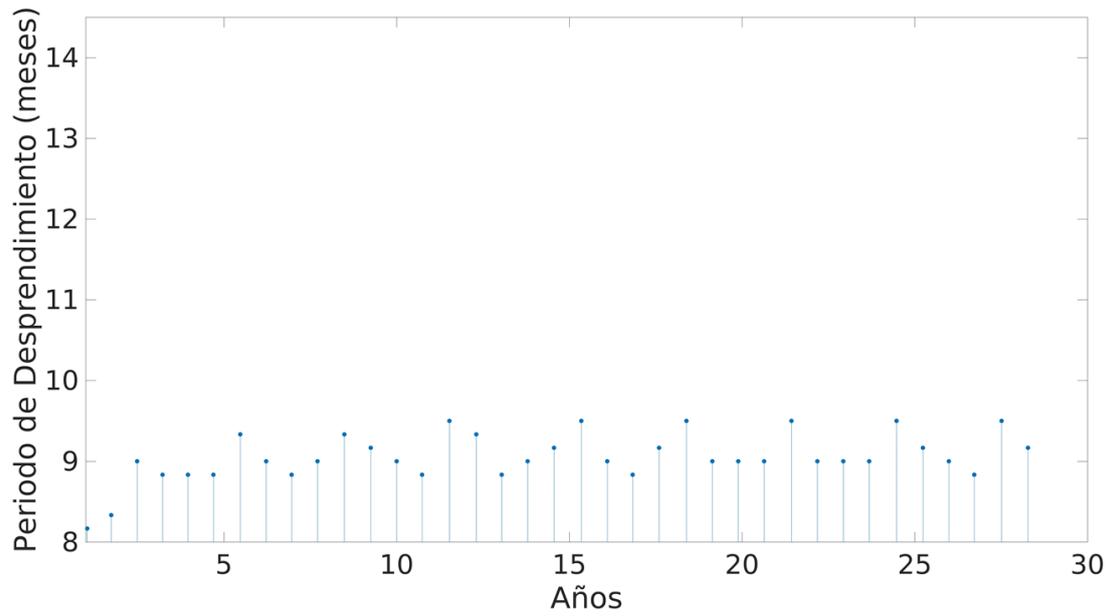
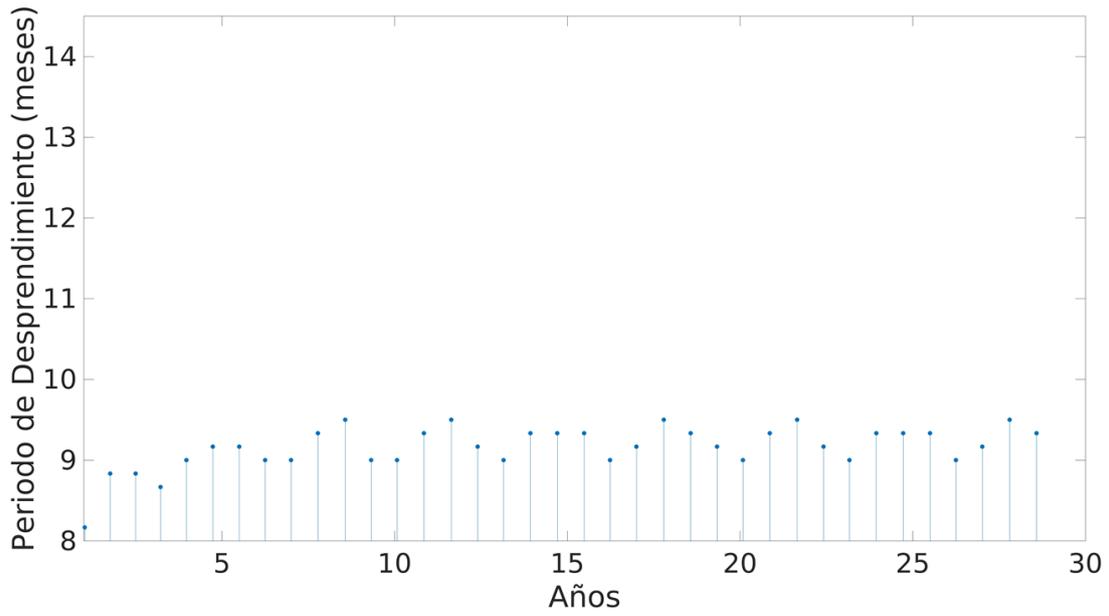


Figura 19. Serie de tiempo del periodo promedio de desprendimiento para el experimento con periodo de 9.26 meses, (panel superior) con forzamiento atmosférico tipo Haney, (panel inferior) con advección de temperatura por el Canal de Yucatán y forzamiento atmosférico tipo Haney.

5. DISCUSIÓN

Disminuir el grosor inicial, tanto de la capa de mezcla (de 150 a 70 m) como la intermedia (de 600 a 170 m), provoca que el periodo de desprendimiento incremente, por lo que disminuye la cantidad de remolinos. De manera similar, al incrementar la magnitud del flujo, que entra por el Canal de Yucatán, en ambas capas del modelo (~6.35 Sv a ~7.82 Sv y ~6.35 Sv a ~8.37 Sv) provoca que el periodo de desprendimiento aumente. En ambos experimentos el incremento del periodo está relacionado con la variación en la magnitud de la velocidad del flujo de entrada (por el Canal de Yucatán). Note que al disminuir el grosor de las capas y mantener la magnitud del flujo constante la magnitud de la velocidad debe aumentar, esto mismo sucede al mantener fijo el grosor inicial y aumentar la magnitud del flujo. De tal forma que incrementar la magnitud de la velocidad está relacionado con el incremento del periodo de desprendimiento. Hulburt & Thompson (1980; 1982) asociaron el incremento del periodo con la transferencia de energía cinética, del flujo turbulento al flujo medio, esto es un rasgo de la inestabilidad barotrópica, cuyo corte horizontal de velocidades es consistente con el aumento de la magnitud de la velocidad de entrada que se encontró en este estudio.

A pesar de que los valores iniciales del grosor en ambas capas no son constantes (Figura 4.2 y 4.3), sino que cambian tanto espacial como temporalmente, y que además pueden ser modificados mediante la transferencia de masa entre las capas (*entrainment/detrainment*), se observa que éstos decrecen, respecto a su valor inicial, hasta llegar a un estado de cuasi-equilibrio; esto sumado al hecho que cuando se alcanza este estado, el grosor de las capas mantienen su relación, de menor a mayor o viceversa, con respecto a los valores de los experimentos cercanos; implica que la magnitud de la velocidad siga siendo mayor, pues el flujo en Yucatán es constante, y por ende la transferencia de energía descrita por Hulburt & Thompson (1980; 1982) siga siendo válida.

Incrementar la temperatura inicial de la capa de mezcla (de 20°C a 40 °C) provoca que el periodo de desprendimiento disminuya (de 253 a 239 días). En contraste, el experimento en donde se modificó la temperatura inicial de la capa de mezcla a 29 °C, el periodo de desprendimiento disminuyó de 325 a 174 días al aumentar la temperatura de la capa intermedia (de 11 y 23 °C). De manera similar, incrementar la temperatura inicial de la capa intermedia (de 9 y 19 °C) provoca que el intervalo de tiempo entre remolinos disminuya sustancialmente su promedio temporal (de 407 a 203 días). En ambos casos se está modificando el gradiente vertical de densidad ($\Delta_z \rho$) mediante el cambio de la temperatura

de las capas activas. Es notorio que este efecto es mayor cuando se modifica el contraste de densidades entre la capa intermedia y la capa profunda, que cuando se cambia entre la capa de mezcla y la intermedia. Bracamontes-Ramírez (2018) mediante un análisis de transferencia de energía, similar a los hechos por Hulburt & Thompson (1980; 1982), encontraron que modificar $\Delta_z\rho$ en las dos primeras capas activas mantiene al modelo en una configuración tal, que los procesos de inestabilidad que dominan el desprendimiento de los remolinos son del tipo inestabilidad-mixta (barotrópico-baroclínico). Este tipo de inestabilidad está asociada a un periodo de desprendimiento promedio más corto. Asimismo, modificar el $\Delta_z\rho$ entre la segunda capa activa del modelo y la tercera capa (sin movimiento) llevó al modelo a una configuración tal, que los procesos de inestabilidad fueron barotrópicos en ambas capas, lo que llevó al periodo de desprendimiento desde un promedio de 7 hasta un 12 meses. En ambos casos, la relación energética con lo descrito en la literatura es consistente con lo encontrado en este estudio.

Cuando se impone en la capa de mezcla un ciclo anual de temperatura, ya sea mediante advección lateral en la frontera abierta (Yucatán) o por medio de transferencia (tipo Haney) de energía en superficie, el periodo de desprendimiento de los remolinos comienza a oscilar respecto a su valor promedio (incrementa la desviación estándar). Este efecto se hace más evidente cuando se combina el efecto de los dos forzantes (de temperatura). Ya que la temperatura, y por ende la densidad, de la capa de mezcla es constante desde la superficie hasta la capa intermedia, ajustar la temperatura a un ciclo anual provoca cambios espacio-temporales en la gravedad reducida, así como gradientes horizontales de densidad. Note que la longitud temporal de estos patrones oscilatorios, en el periodo de desprendimiento, es de aproximadamente diez años. Esto nos podría indicar que la frecuencia anual de los forzamientos de temperatura, influyen en oscilaciones energéticas de baja frecuencia.

6. CONCLUSIONES

En este trabajo se encontró que el promedio del periodo de desprendimiento de los remolinos presenta cambios al variar la temperatura y los grosores iniciales de las capas activas del modelo, así como al variar la magnitud del flujo a través del Canal de Yucatán y al introducir un ciclo anual de temperatura mediante la advección de temperatura o por la transferencia de calor en la superficie.

Al incrementar la profundidad de la capa de mezcla, el periodo de desprendimiento disminuye. Para profundidades de capa de mezcla mayores a 80 m, se observó una dependencia del periodo de desprendimiento con respecto a la profundidad más o menos lineal, mientras que para profundidades menores a 80 m la dependencia fue no lineal. Al variar la capa de mezcla, ningún miembro del conjunto de experimentos realizados mostró un periodo de desprendimiento mayor a 8.5 meses.

Para grosores de capa intermedia entre 500 y 600 m, prácticamente no existe variación del periodo de desprendimiento. Para grosores de la capa intermedia menores a 500 m, sin embargo, el comportamiento del periodo de desprendimiento en función del grosor de la capa fue claramente no lineal.

Al variar la temperatura de la capa de mezcla, se observó que el rango de promedios de desprendimiento fue muy reducido, con los menores valores (239 días) correspondiendo a las temperaturas más altas y los mayores valores (253 días) correspondiendo a las temperaturas más bajas. De esta manera, los resultados indican que el promedio del periodo de desprendimiento de los remolinos se incrementa al disminuir la temperatura. Para valores altos de temperatura (valores mayores que 29 °C), se observó que el periodo permanece constante, mientras que para temperaturas entre 20 y 29 °C la dependencia del periodo de desprendimiento en función de la temperatura de la capa de mezcla fue claramente no lineal.

Al variar la temperatura de la capa intermedia se mantuvo la temperatura de la capa de mezcla en 24 °C y luego se aumentó a 29 °C. En estos dos experimentos, al incrementarse la temperatura de la capa intermedia, decreció de manera no lineal el periodo de los remolinos que se desprenden de la Corriente del Lazo. Este comportamiento fue parecido al que se observó al incrementar las temperaturas de la capa de mezcla, si bien no se observó la dependencia lineal que se obtuvo para temperaturas de la capa de mezcla mayores a los 30 °C.

Al incrementar la magnitud del transporte que entra al Golfo de México por el Canal de Yucatán, se incrementó de una manera oscilatoria el periodo promedio de desprendimiento de los remolinos de la Corriente de Lazo.

El efecto de forzar el modelo, al combinar los efectos de la advección de temperatura por el Canal de Yucatán, así como la transferencia de calor en superficie (tipo Haney), hace que el periodo del desprendimiento de los remolinos de la Corriente del Lazo presente una variabilidad con un periodo aproximado de diez años o menores, dependiendo de la temperatura de la capa intermedia utilizada. Aunque el mecanismo de este proceso se desconoce; al parecer el modelo al ser forzado con un ciclo anual de temperatura, responde con variabilidad de periodo largo, encontrándose que algunas veces los dos forzamientos conjuntos refuerzan una distribución con más remolinos separándose en una estación en particular, o generando individualmente una incipiente distribución bimodal.

En ningún caso se observó que al forzar con una frecuencia anual se produjera un efecto de llevar al sistema modelado a desprender remolinos con la frecuencia anual. Este mecanismo, si bien es una posibilidad, no se obtuvo utilizando el modelo con dos y media capas y termodinámica.

7. RECOMENDACIONES

Realizar experimentos con simulaciones largas (de por lo menos 50 años) para estudiar cómo influyen las variaciones del ciclo anual de la temperatura superficial del mar con la Corriente del Lazo.

Utilizar los resultados de este estudio, como referencia, para tratar de entender la interacción océano-atmósfera-continente en el Golfo de México.

8.REFERENCIAS

Bracamontes-Ramírez. J. & Martínez-López. B. (2018). Efecto de la Interacción Océano-Atmósfera en la Evolución de los Remolinos Anticiclónicos Desprendidos de la Corriente de Lazo en el Golfo de México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

Cooper, C., Forristall, G. Z., & Joyce, T. M. (1990). Velocity and hydrographic structure of two Gulf of Mexico warm-core rings. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C2), 1663-1679.

DeHaan, C. J., & Sturges, W. (2005). Deep cyclonic circulation in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 35(10), 1801-1812.

Dukhovskoy, D. S., Leben, R. R., Chassignet, E. P., Hall, C. A., Morey, S. L., & Nedbor-Gross, R. (2015). Characterization of the uncertainty of loop current metrics using a multidecadal numerical simulation and altimeter observations. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 100, 140-158.

Elliott, B. A. (1982). Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12(11), 1292-1309.

Forristall, G. Z., Schaudt, K. J., & Cooper, C. K. (1992). Evolution and kinematics of a Loop Current eddy in the Gulf of Mexico during 1985. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C2), 2173-2184.

Gill, A. E. (1982). Atmosphere-ocean dynamics. *International Geophysics Series*.

Halliwell Jr, G. R., Shay, L. K., Brewster, J. K., & Teague, W. J. (2011). Evaluation and sensitivity analysis of an ocean model response to Hurricane Ivan. *Monthly Weather Review*, 139(3), 921-945.

Hurlburt, H. E., & Thompson, J. D. (1980). A numerical study of Loop Current intrusions and eddy shedding. *Journal of Physical Oceanography*, 10(10), 1611-1651.

Hurlburt, H. E., & Thompson, J. D. (1982). The dynamics of the Loop Current and shed eddies in a numerical model of the Gulf of Mexico. In *Elsevier Oceanography Series* (Vol. 34, pp. 243-297). Elsevier.

Leben, R. R. (2005). Altimeter-derived loop current metrics. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 161, 181.

Levitus, S. E.. Climatological atlas of the world ocean, NOAA Professional Paper 13, US Government Printing Office, Washington DC, 1982

Mesinger, F., & Arakawa, A. (1976). Numerical methods used in atmospheric models.

Niiler, P. P. (1977). One-dimensional models of the upper ocean. Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean, EB Kraus, Ed. *Pergamon Press*, 143, 172.

Nowlin, W. D., & McLellan, H. J. (1967). A characterization of Gulf of Mexico waters in winter. *Journal of Marine Research*, 25(1), 29.

Oey, L., Ezer, T., & Lee, H. (2005). Loop Current, rings and related circulation in the Gulf of Mexico: A review of numerical models and future challenges. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 161, 31.

Ruiz-Barradas, A., & Nigam, S. (2005). Warm season rainfall variability over the US Great Plains in observations, NCEP and ERA-40 reanalyses, and NCAR and NASA atmospheric model simulations. *Journal of Climate*, 18(11), 1808-1830.

Simonnet, E., Ghil, M., Ide, K., Temam, R., & Wang, S. (2001). Low-Frequency Variability in Shallow-Water Models of the Wind-Driven Ocean Circulation. Part II: Time-Dependent Solutions¹.

Simonnet, E., & Dijkstra, H. A. (2002). Spontaneous generation of low-frequency modes of variability in the wind-driven ocean circulation. *Journal of physical oceanography*, 32(6), 1747-1762.

Schopf, P. S., & Cane, M. A. (1983). On equatorial dynamics, mixed layer physics and sea surface temperature. *Journal of physical oceanography*, 13(6), 917-935.

Sheinbaum, Julio., Zavala, J., & Candela, J. (1997). Modelación numérica del Golfo de México y Mar Caribe. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía*, 3(12), 243-264.

Vazquez de La Cerda, A. M. (1993). Bay of Campeche cyclone.

Vidal, V. M., Vidal, F. V., & Pérez-Molero, J. M. (1992). Collision of a Loop Current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C2), 2155-2172.

Vukovich, F. M., Crissman, B. W., Bushnell, M., & King, W. J. (1979). Some aspects of the oceanography of the Gulf of Mexico using satellite and in situ data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 84(C12), 7749-7768.

Zavala-Hidalgo, J., Parés-Sierra, Alejandro, & Ochoa, J. (2002). Seasonal variability of the temperature and heat fluxes in the Gulf of Mexico. *Atmósfera*, 15(2), 81-104.

9. APÉNDICE

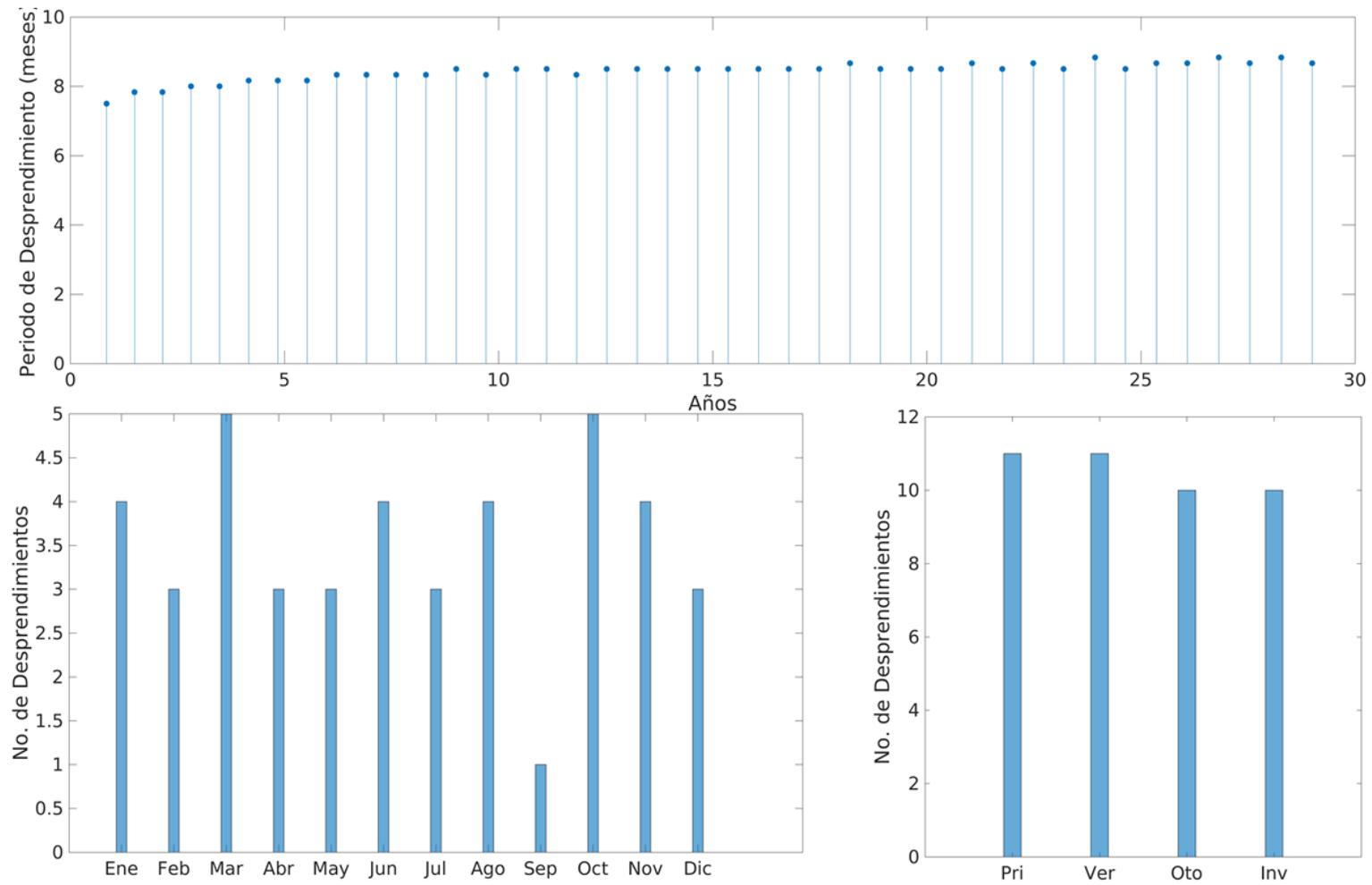


Figura Corr 008 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

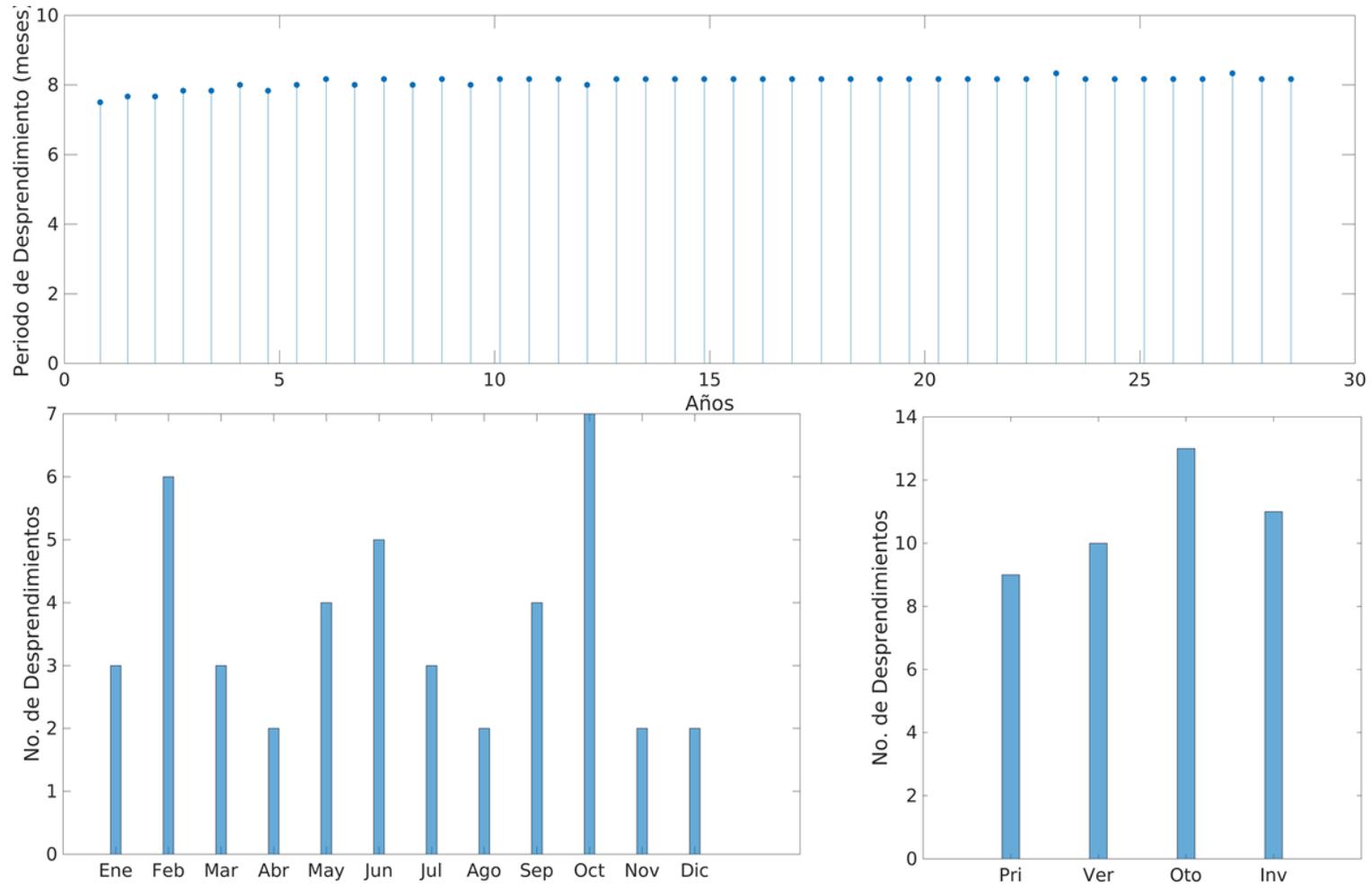


Figura Corr 009 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

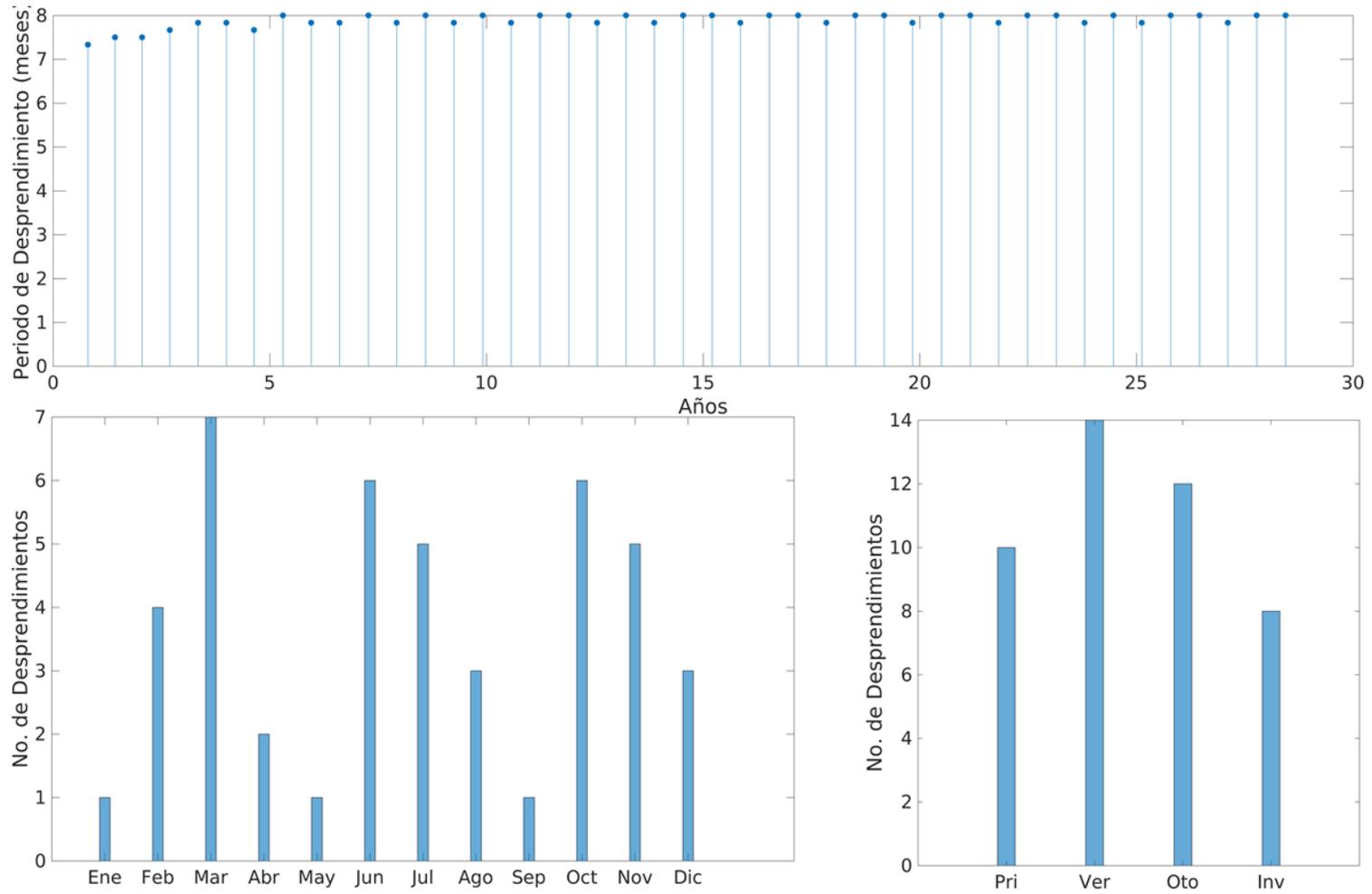


Figura Corr 010 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

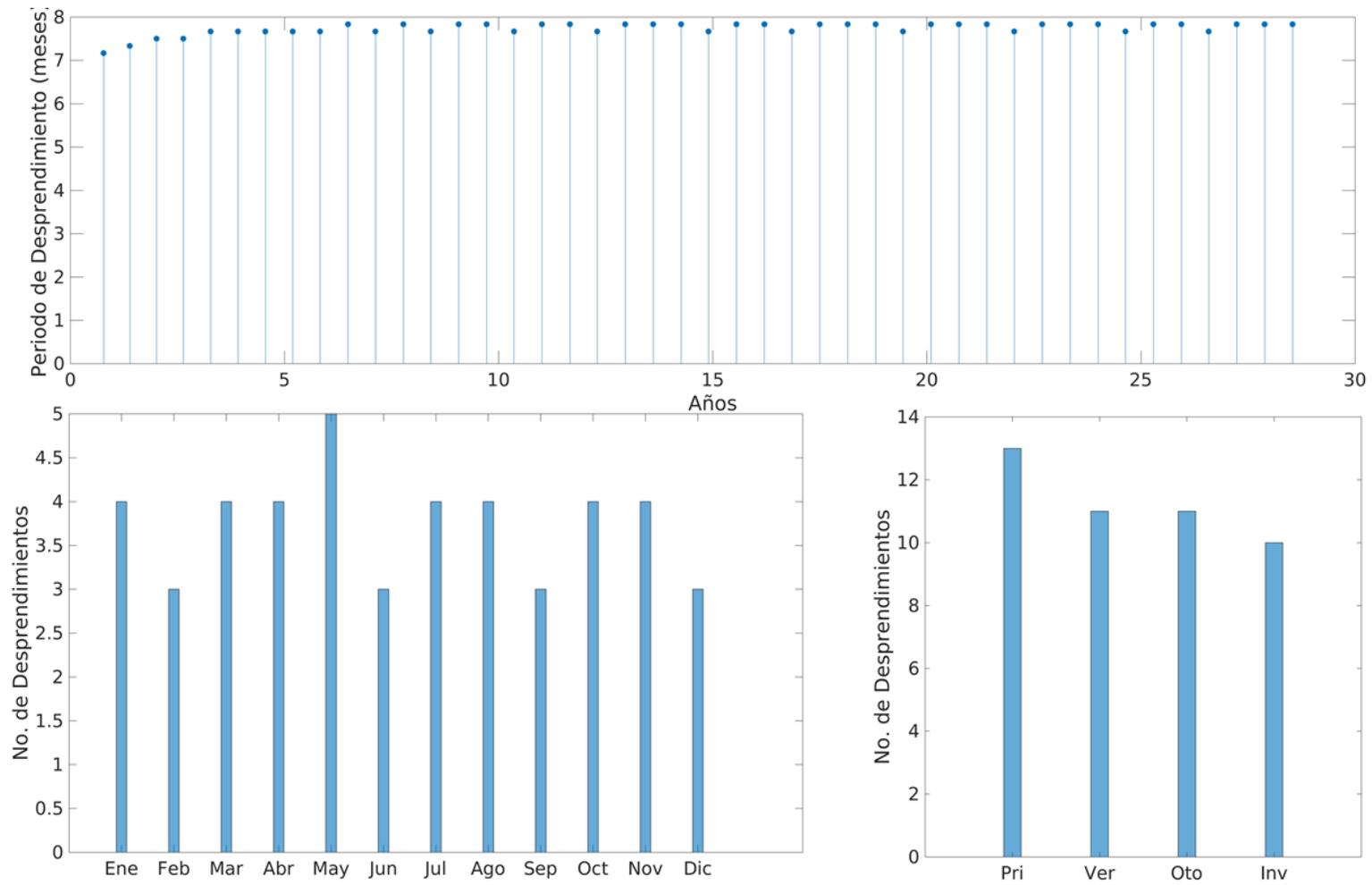


Figura Corr 011 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

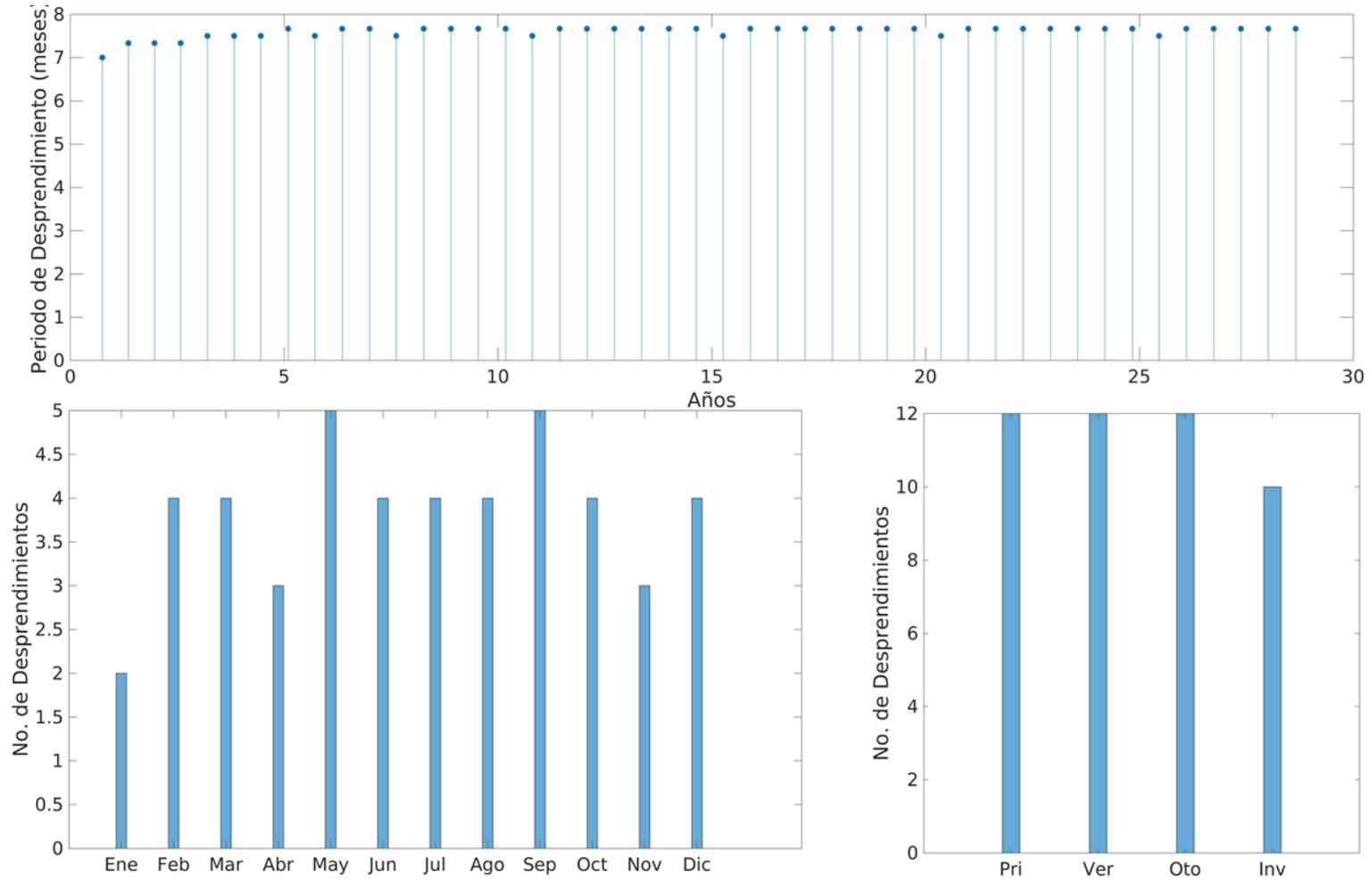


Figura Corr 012 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

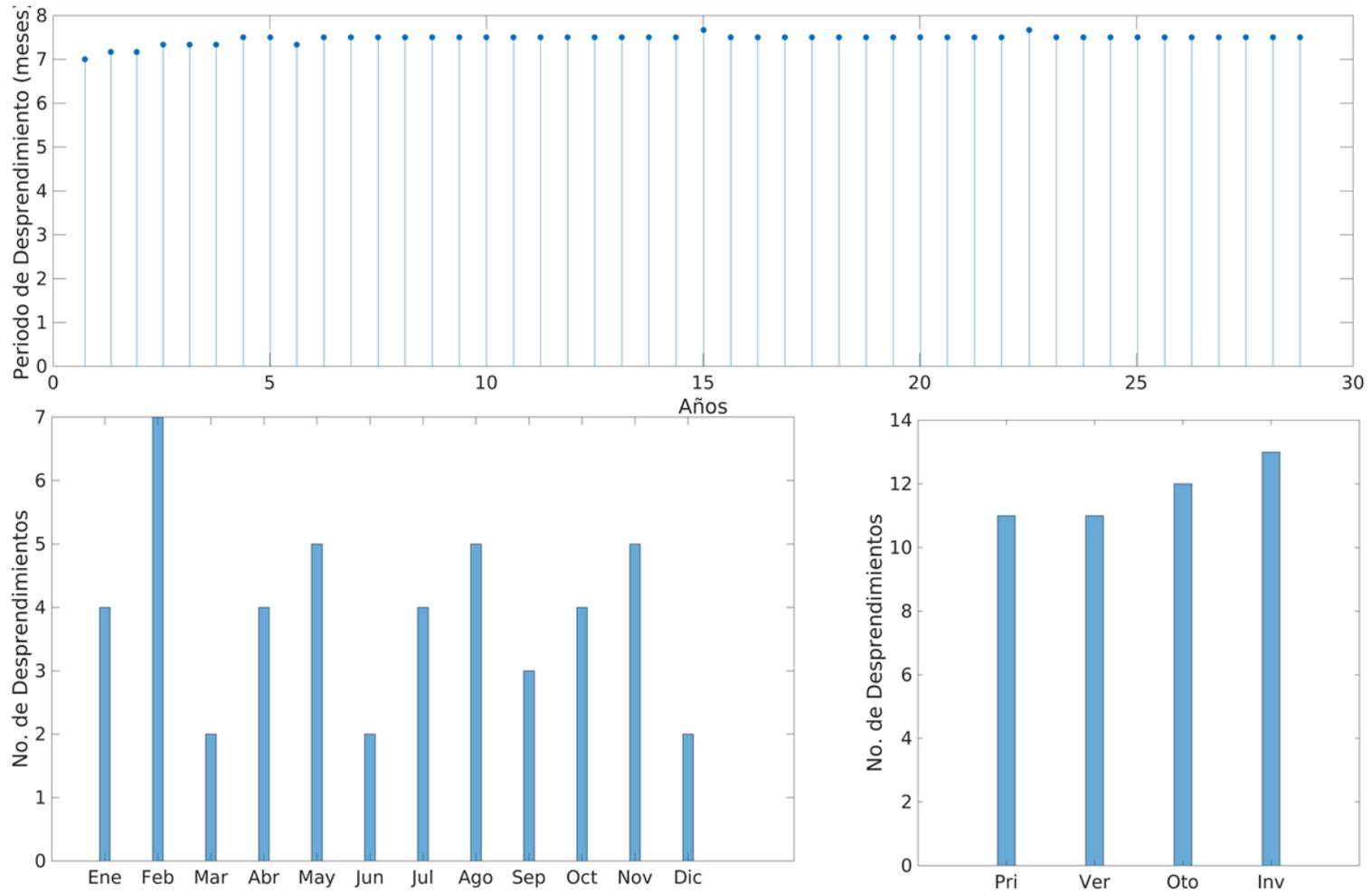


Figura Corr 013 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

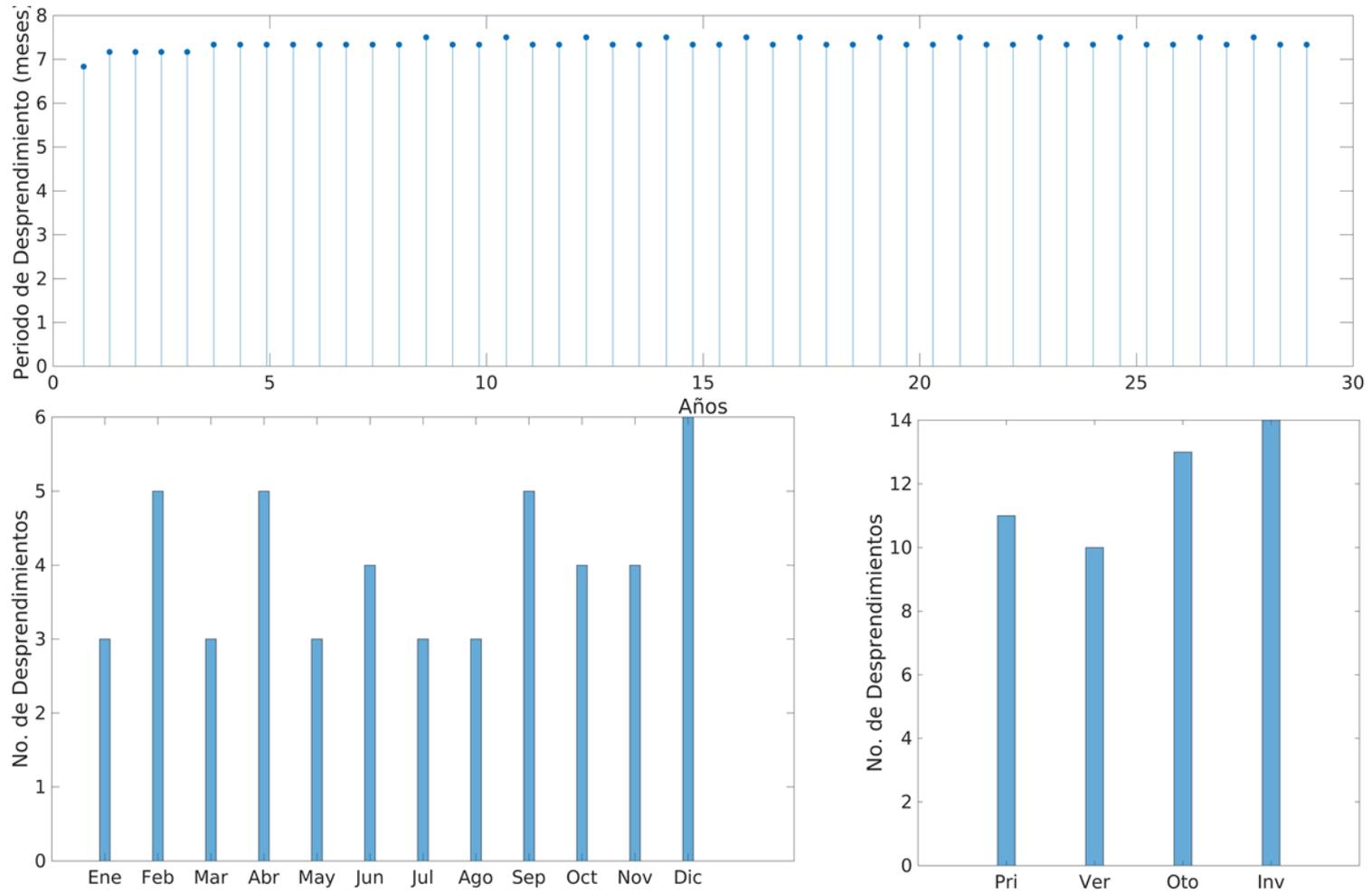


Figura Corr 014 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

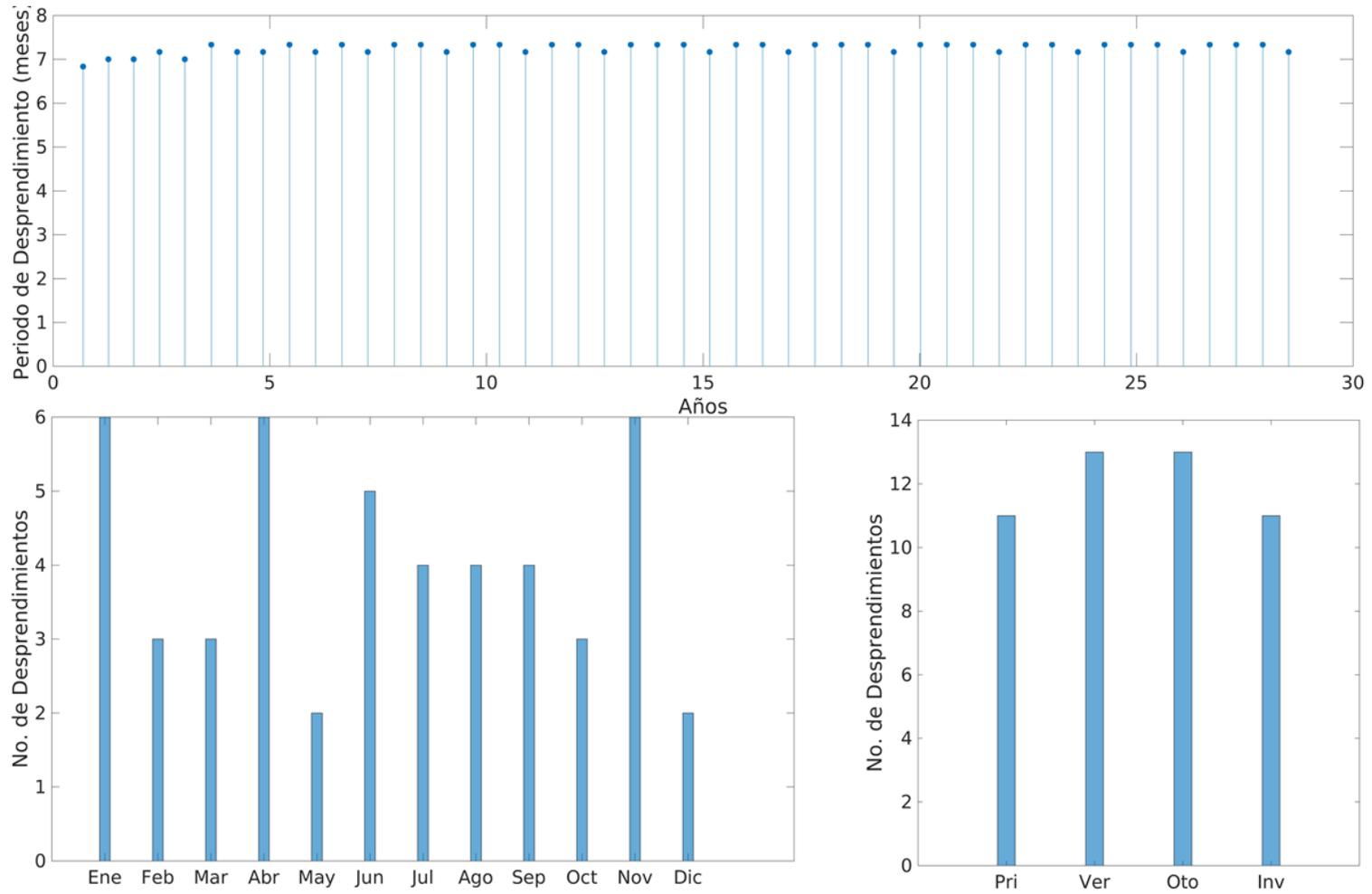


Figura Corr 015 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

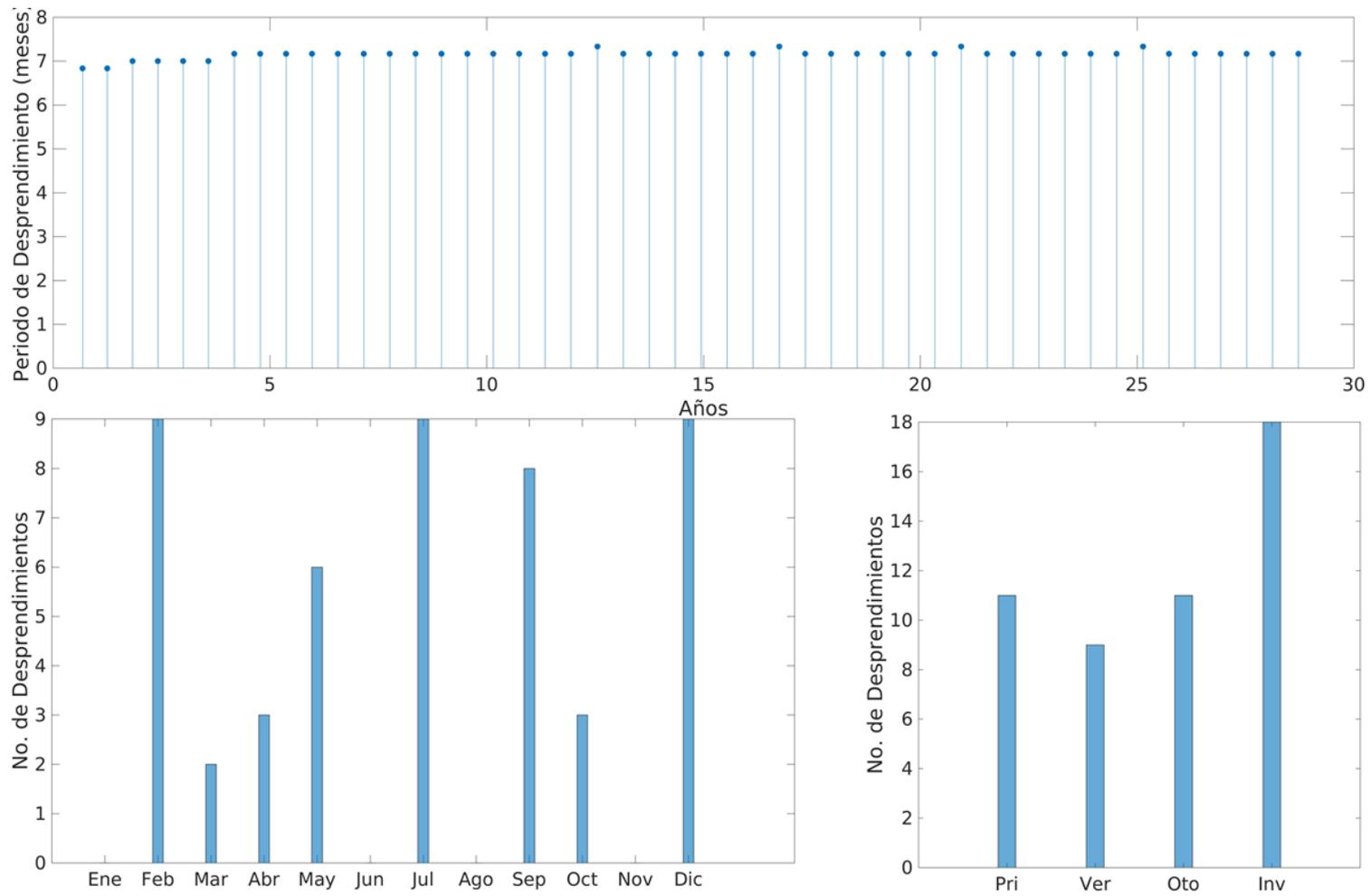


Figura Corr 016 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

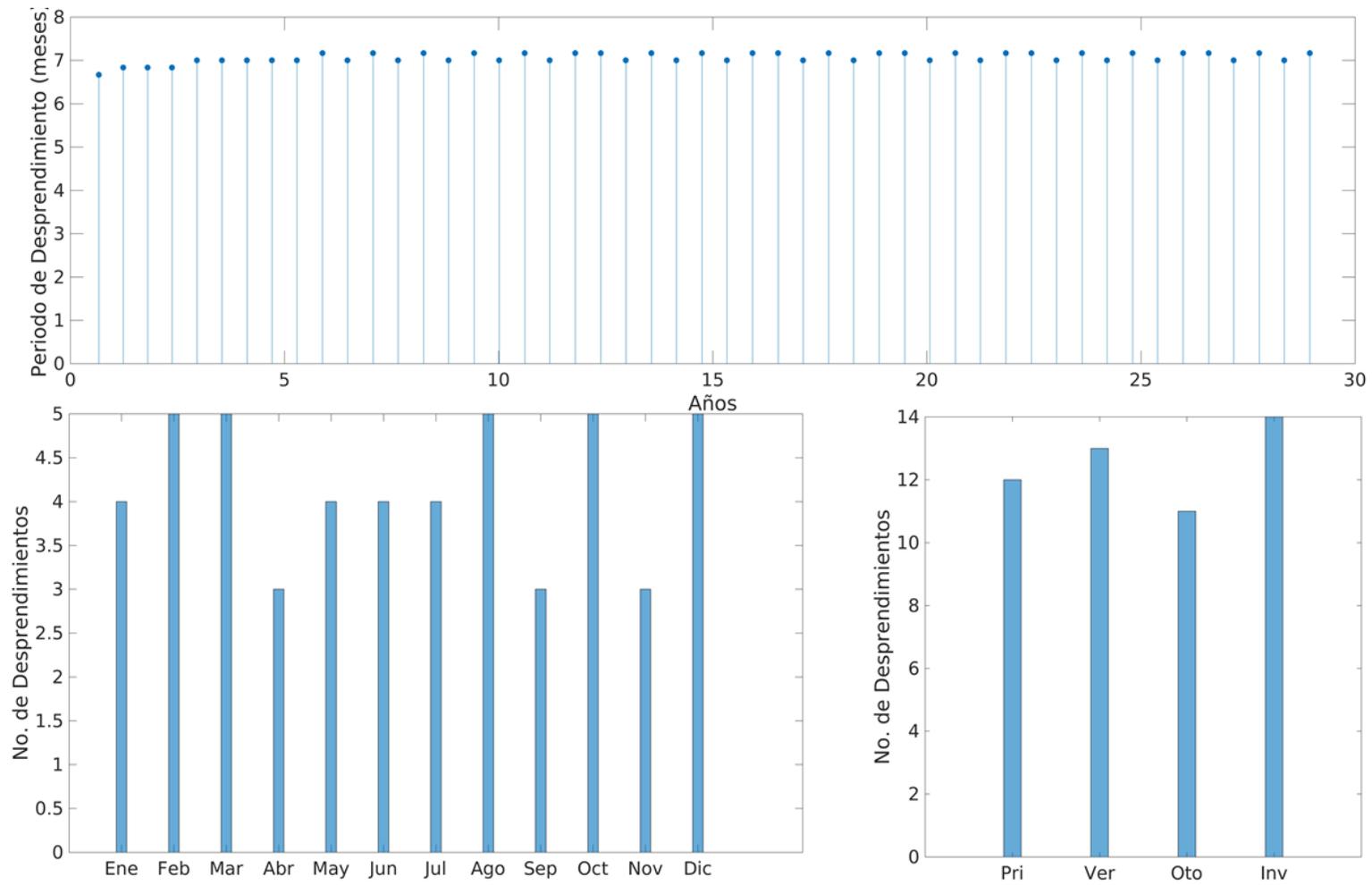


Figura Corr 017 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

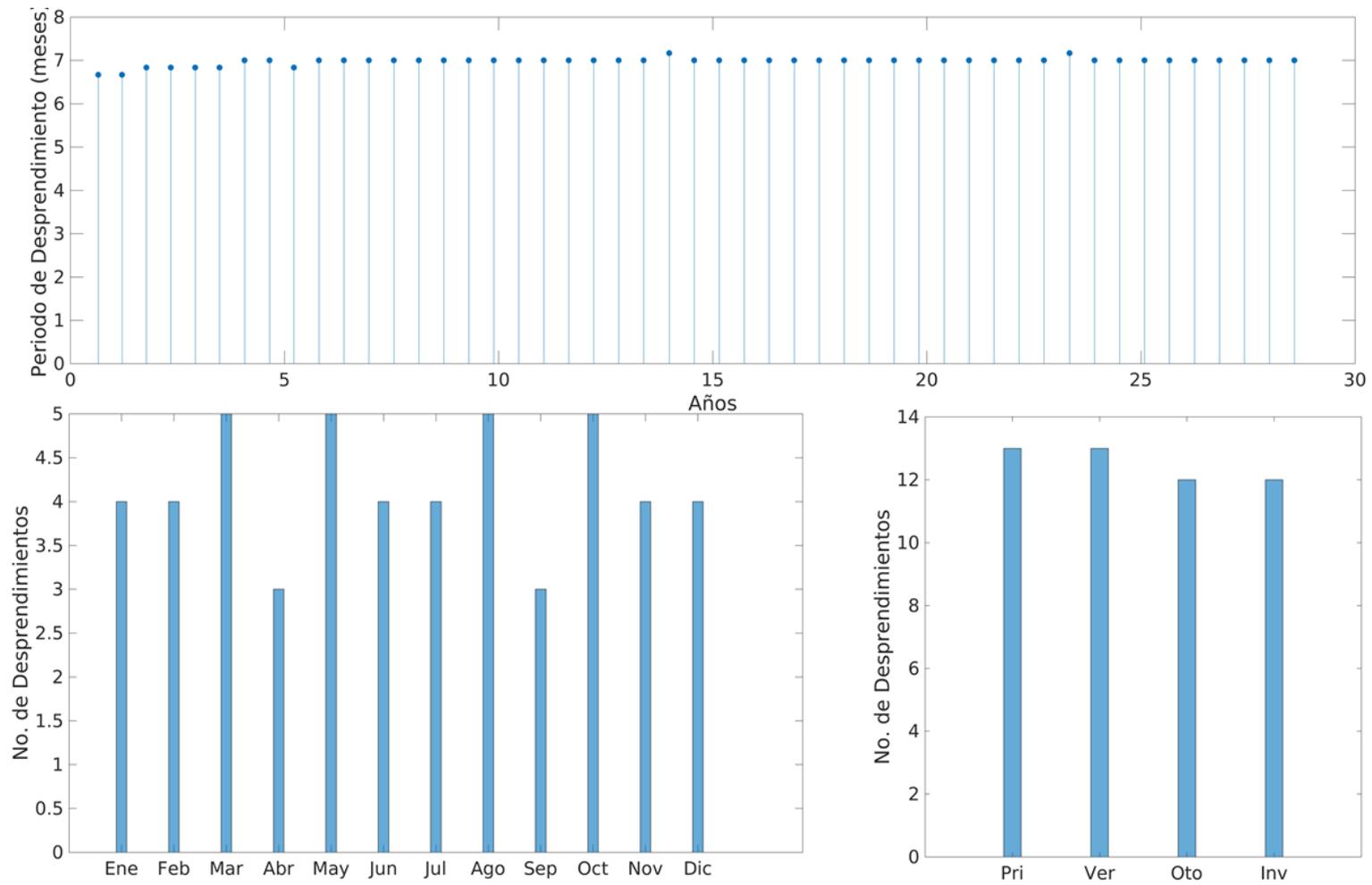


Figura Corr 018 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

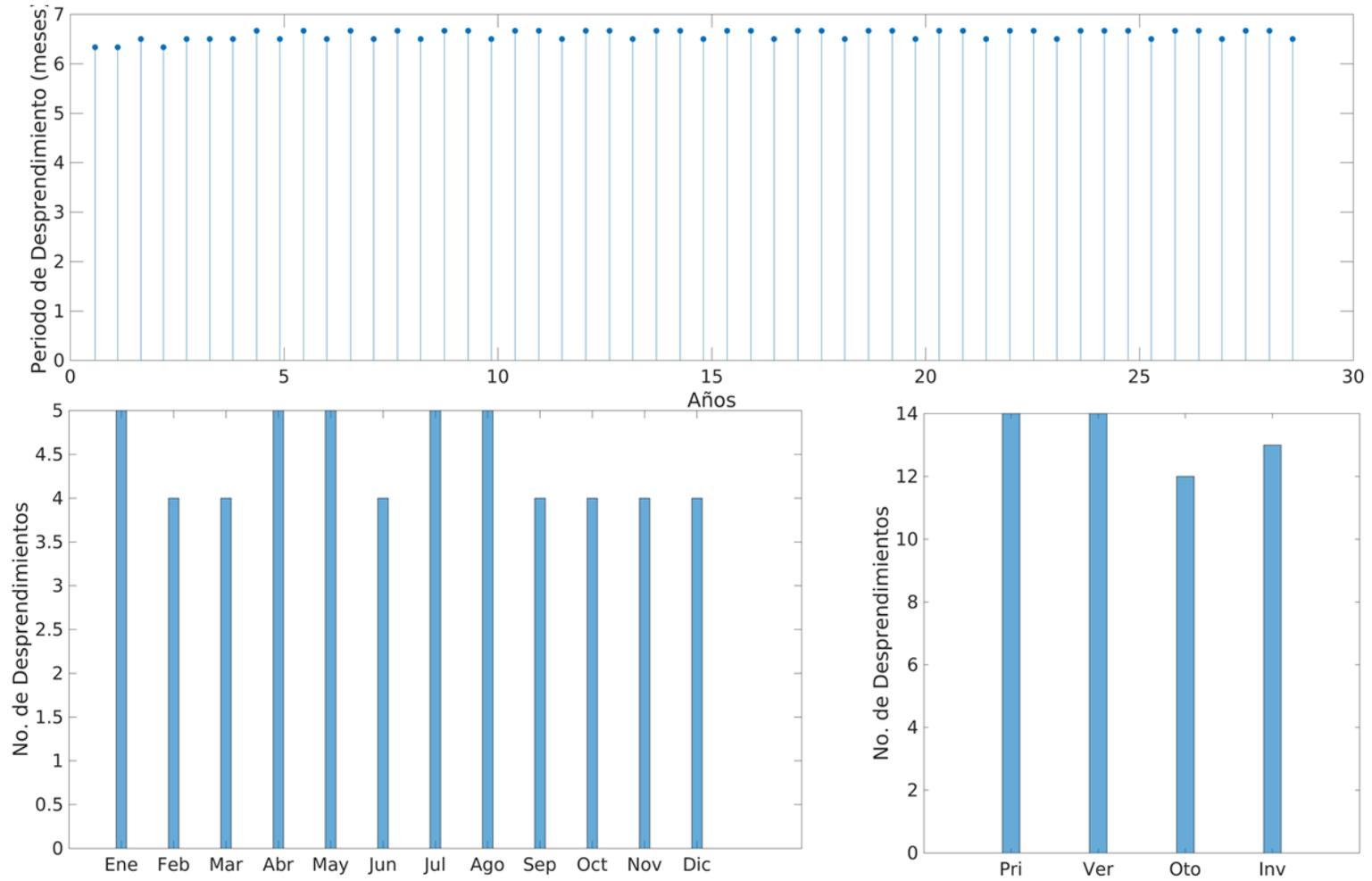


Figura Corr 019 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

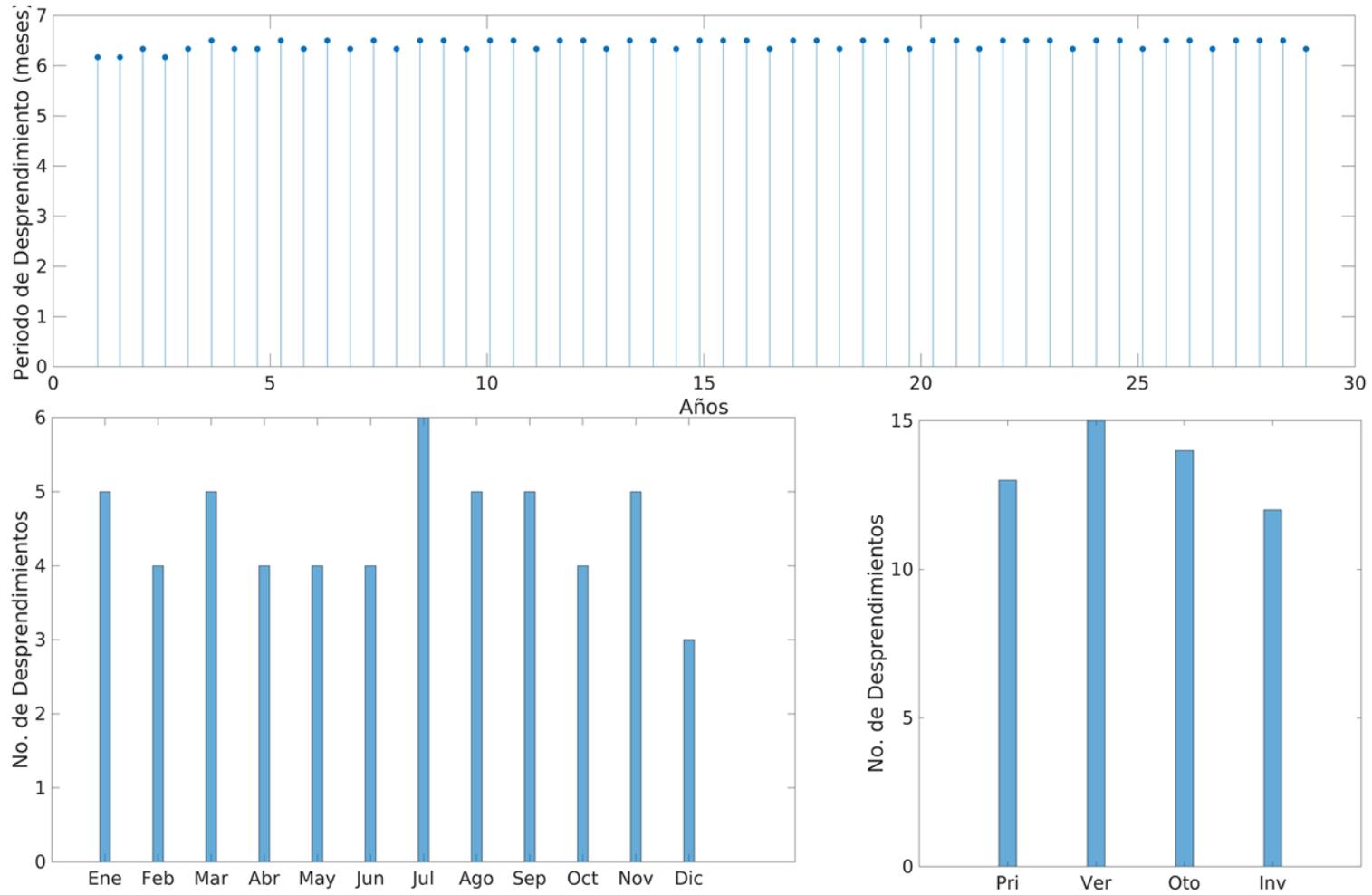


Figura Corr 020 E1-h1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

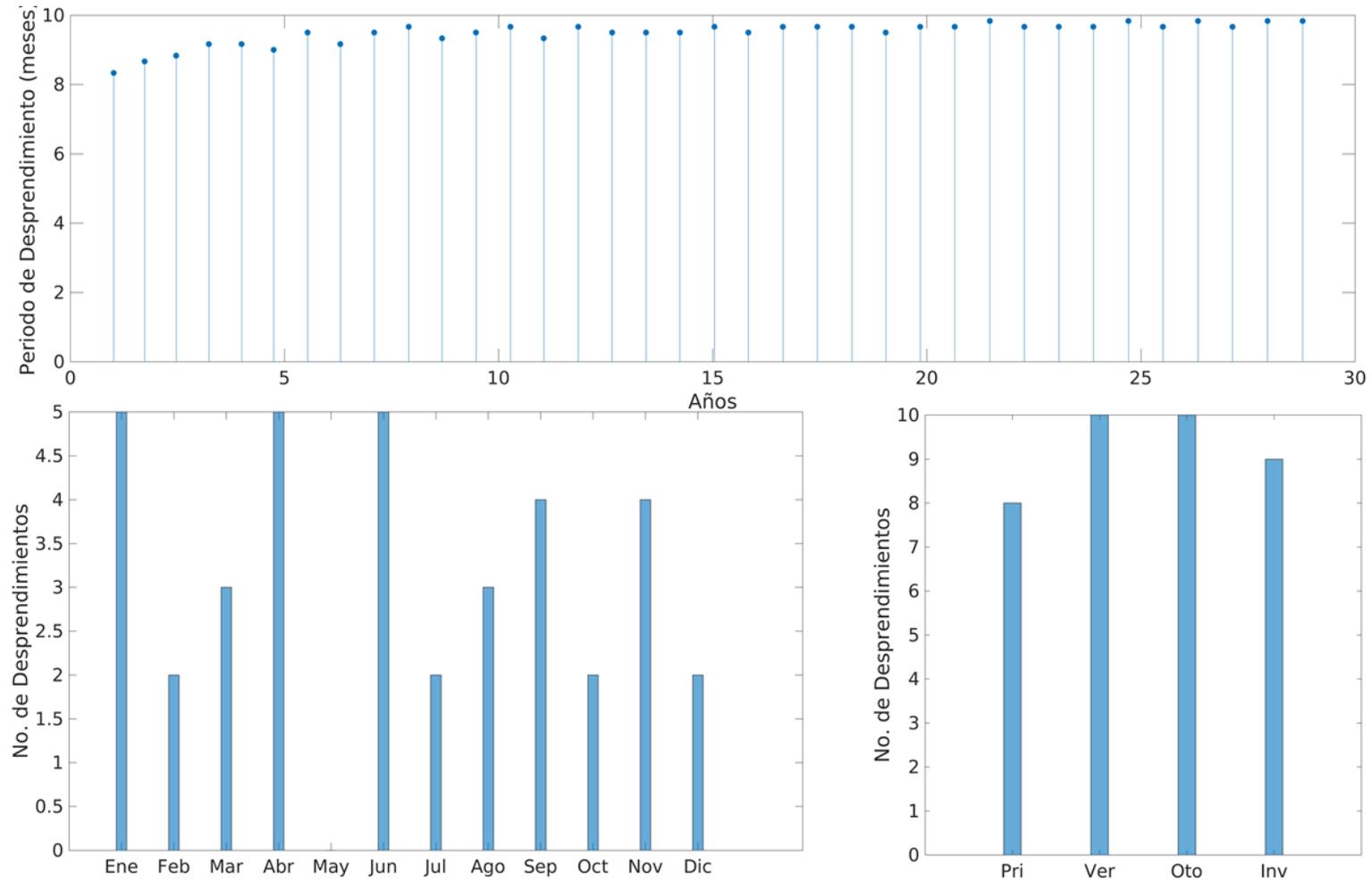


Figura Corr 025 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

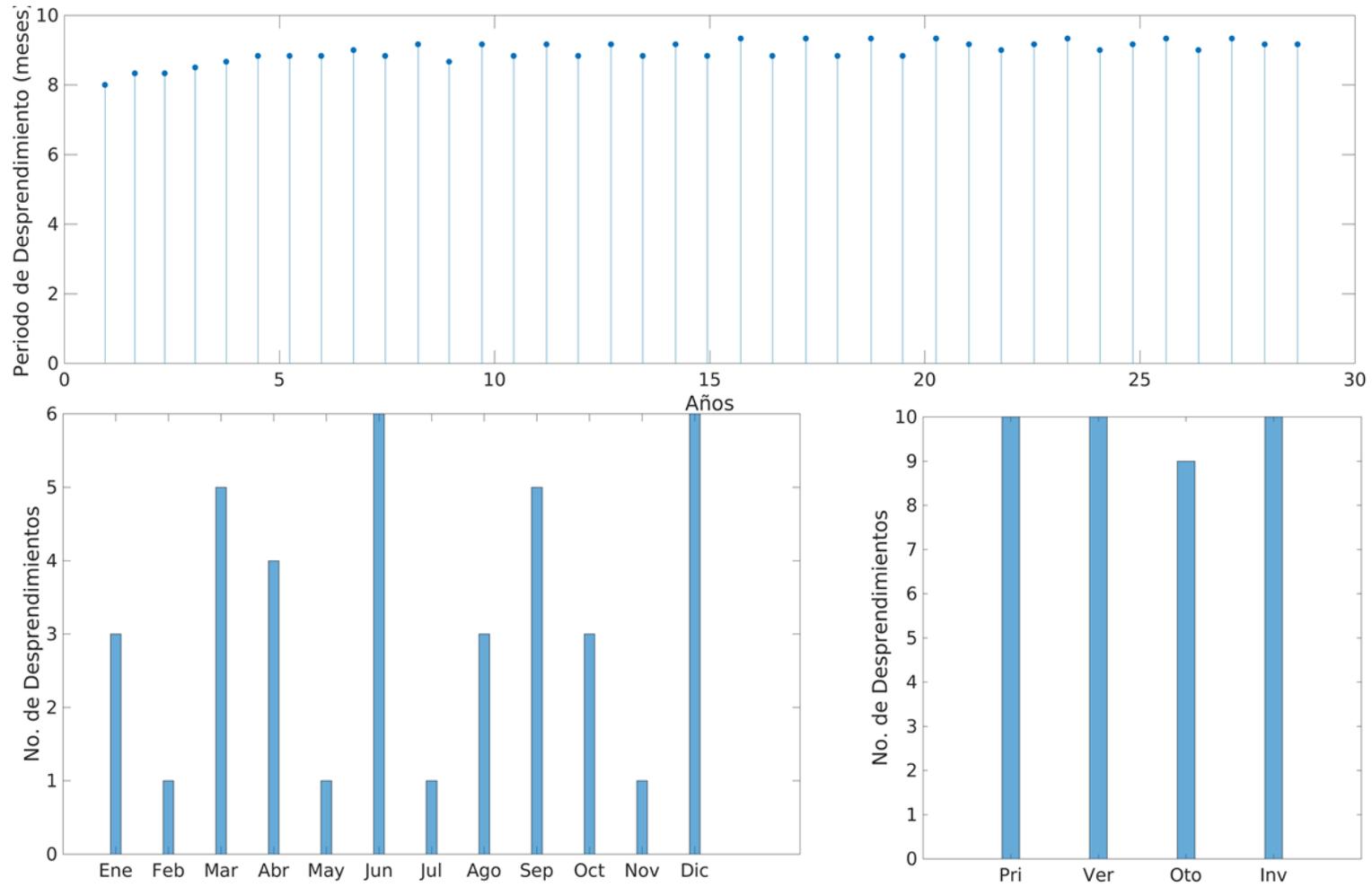


Figura Corr 026 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

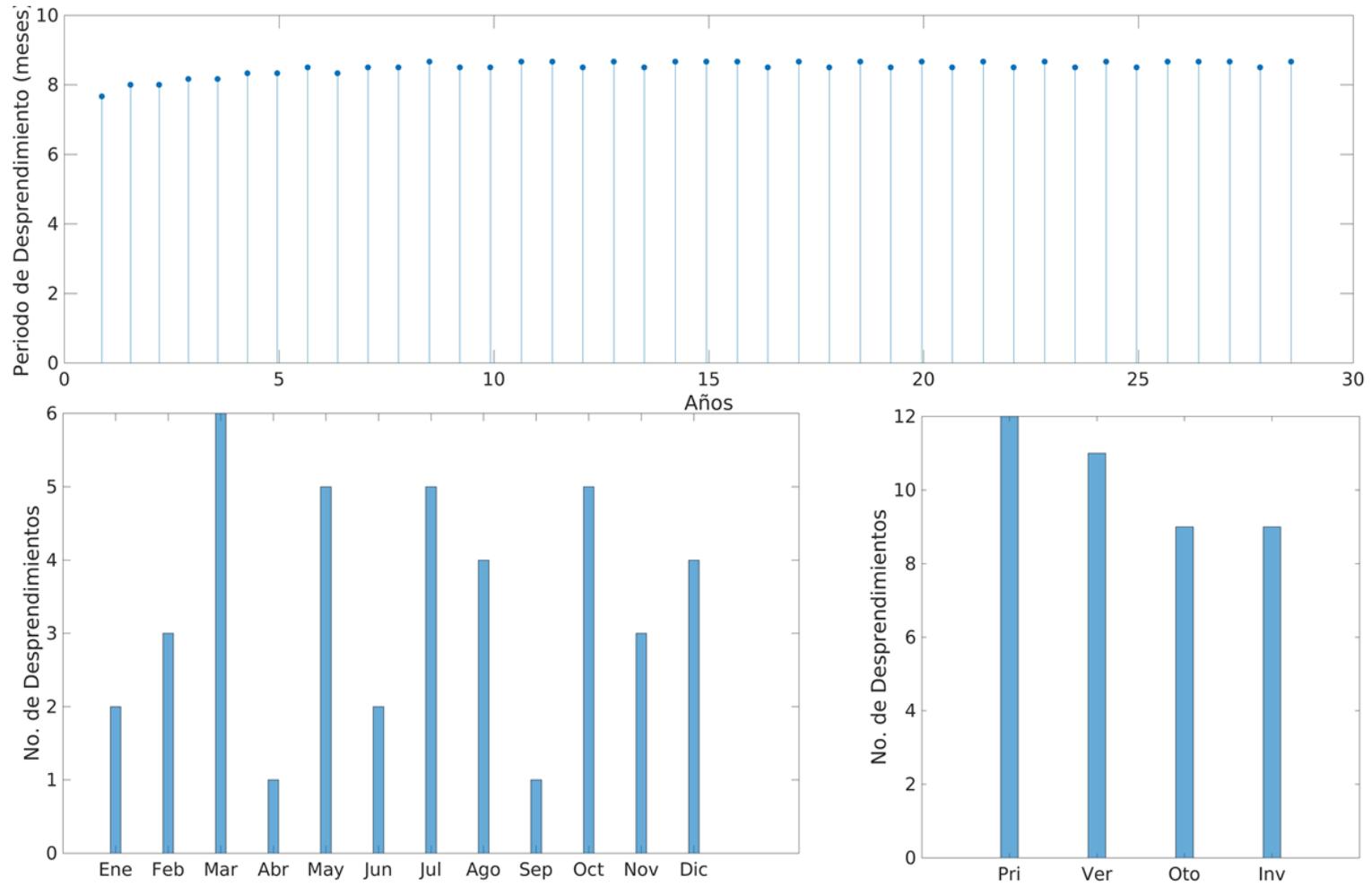


Figura Corr 027 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

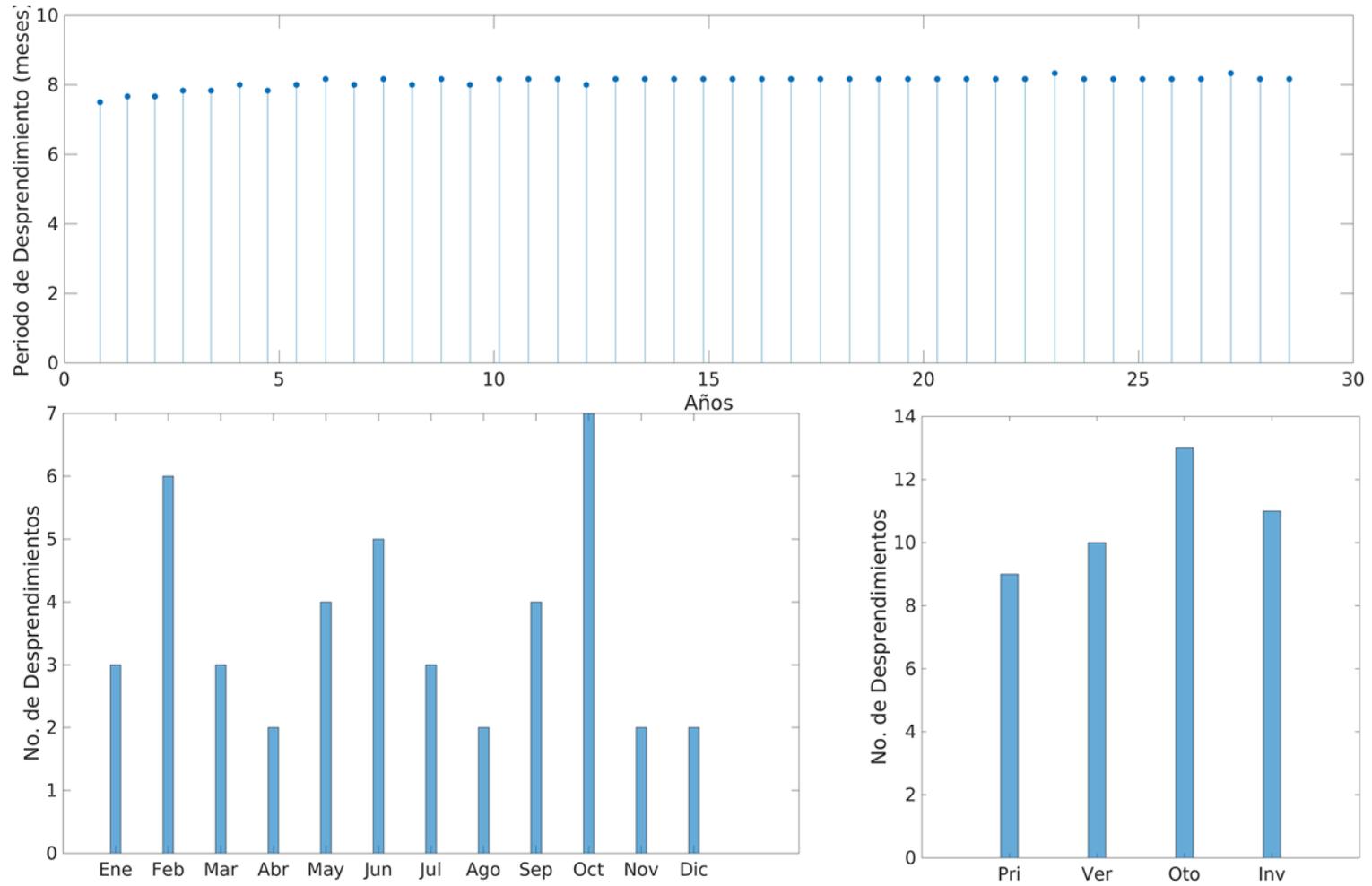


Figura Corr 028 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

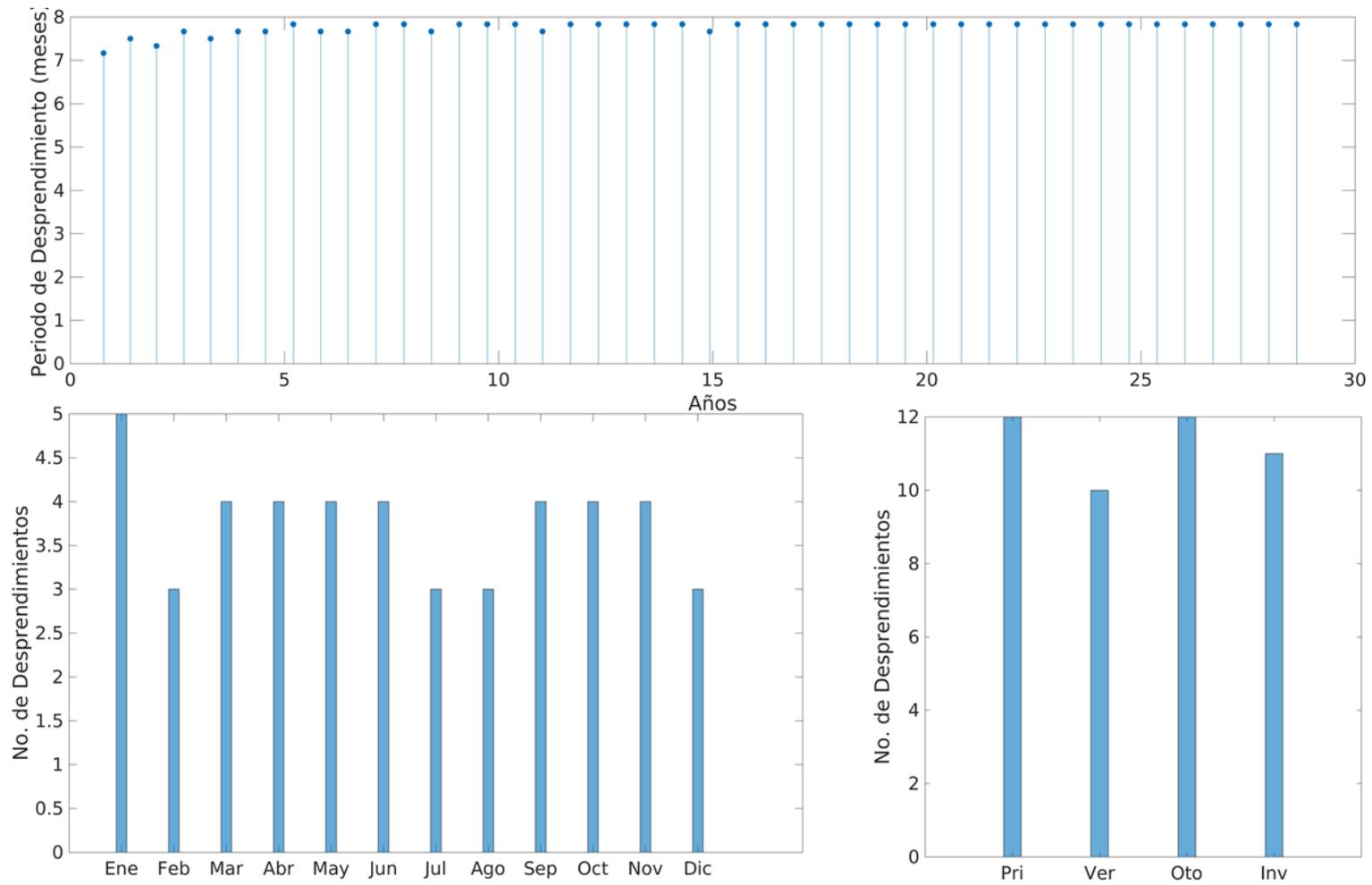


Figura Corr 029 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

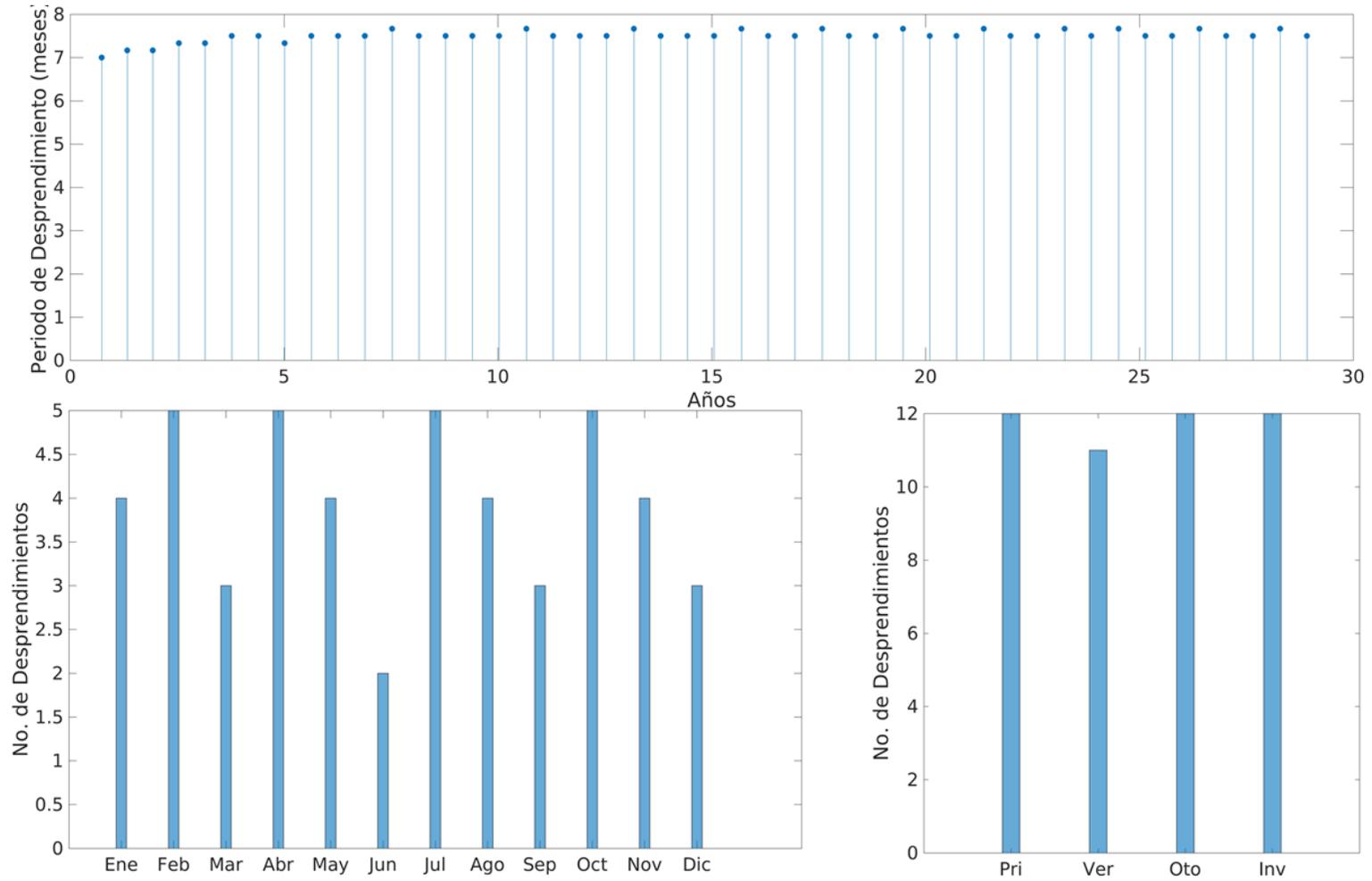


Figura Corr 030 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

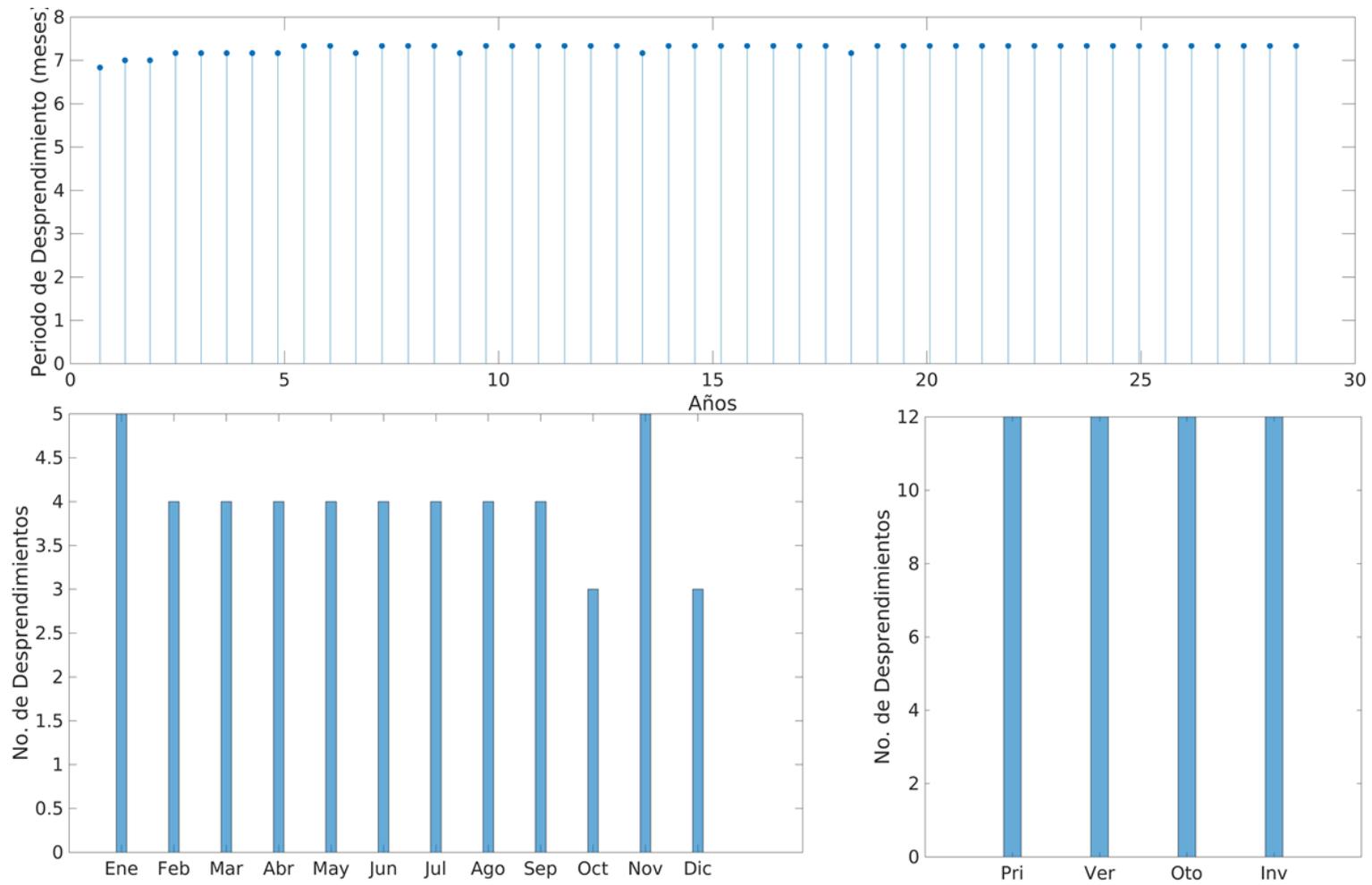


Figura Corr 031 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

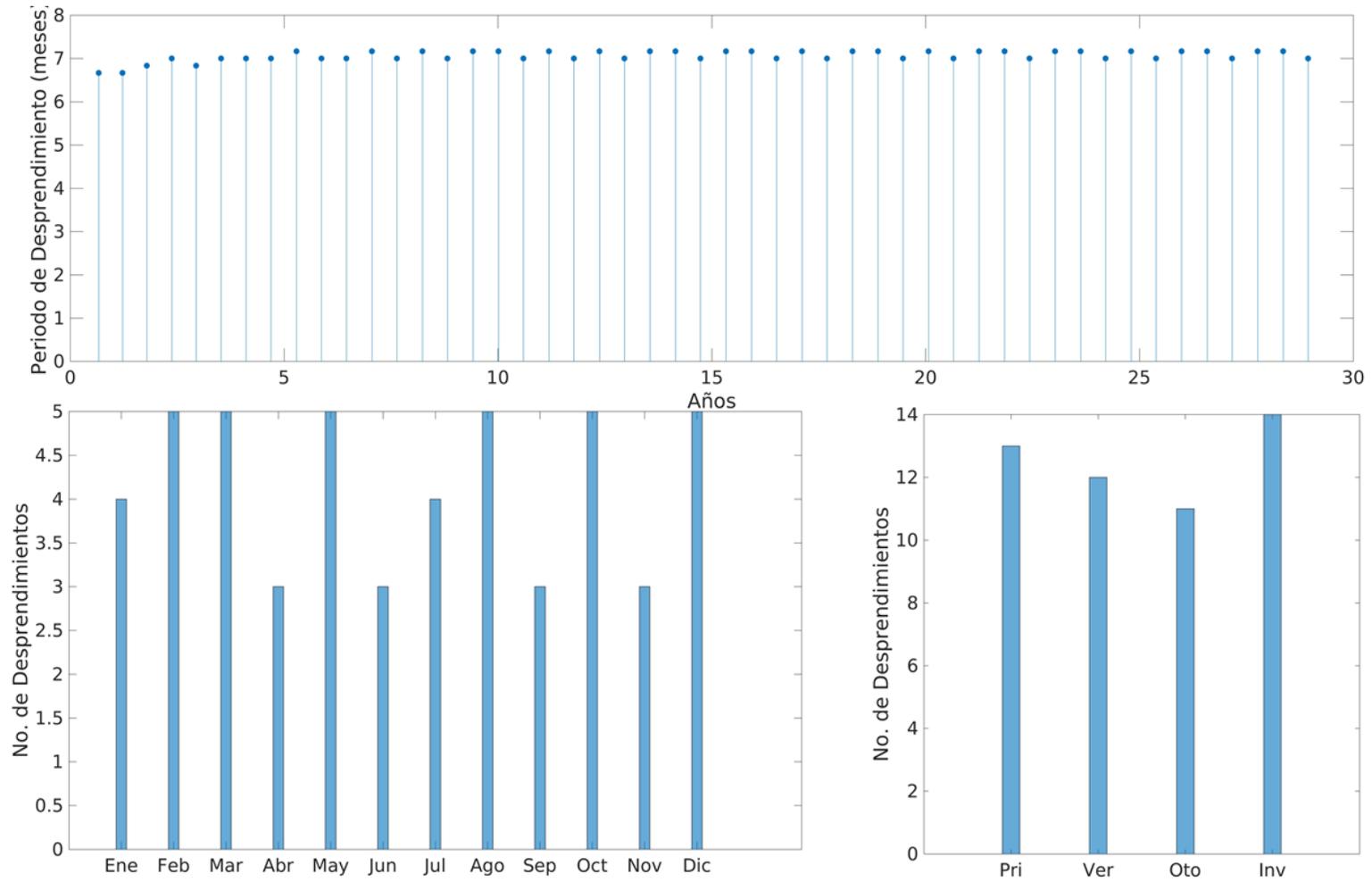


Figura Corr 032 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

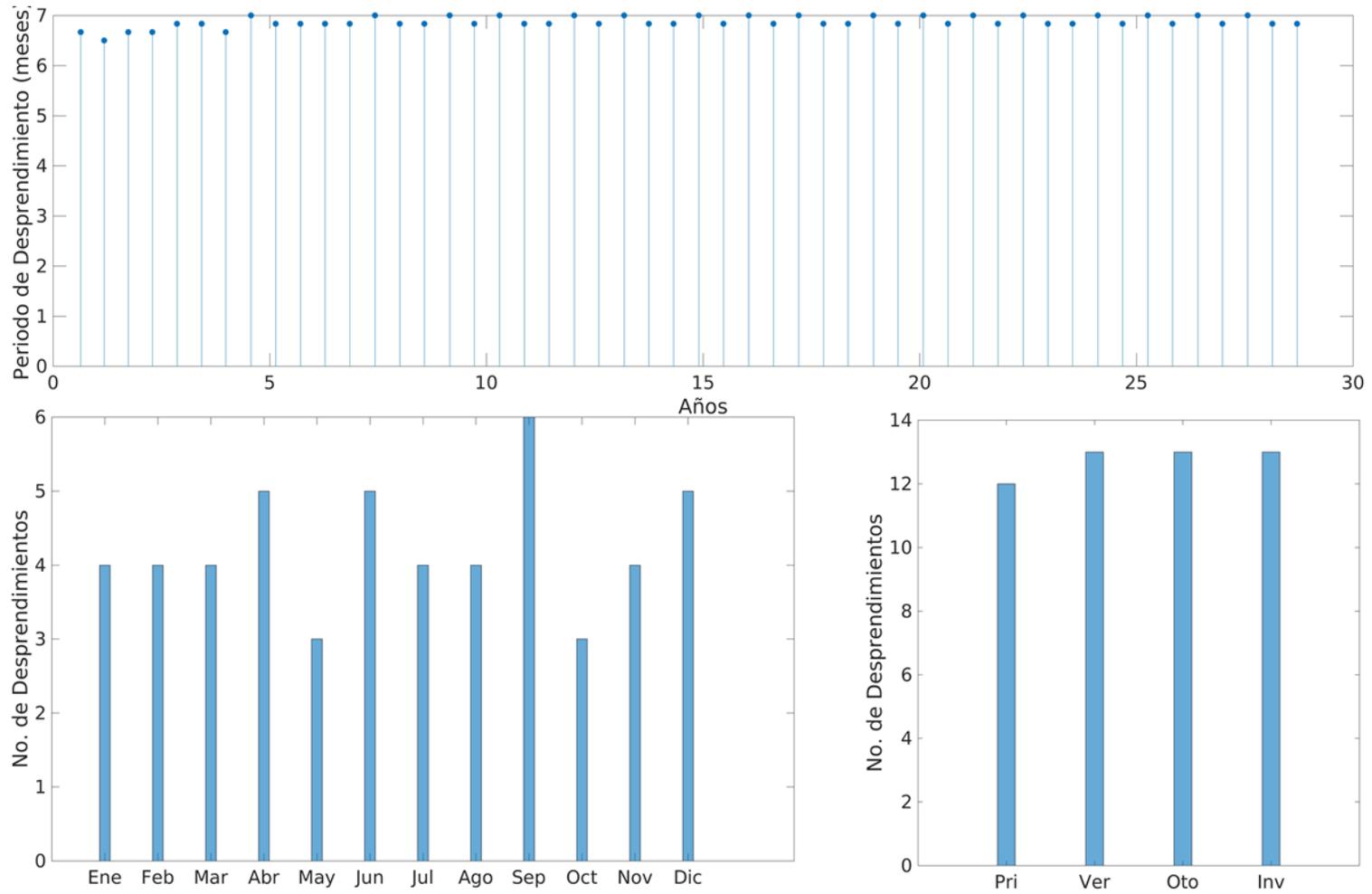


Figura Corr 033 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

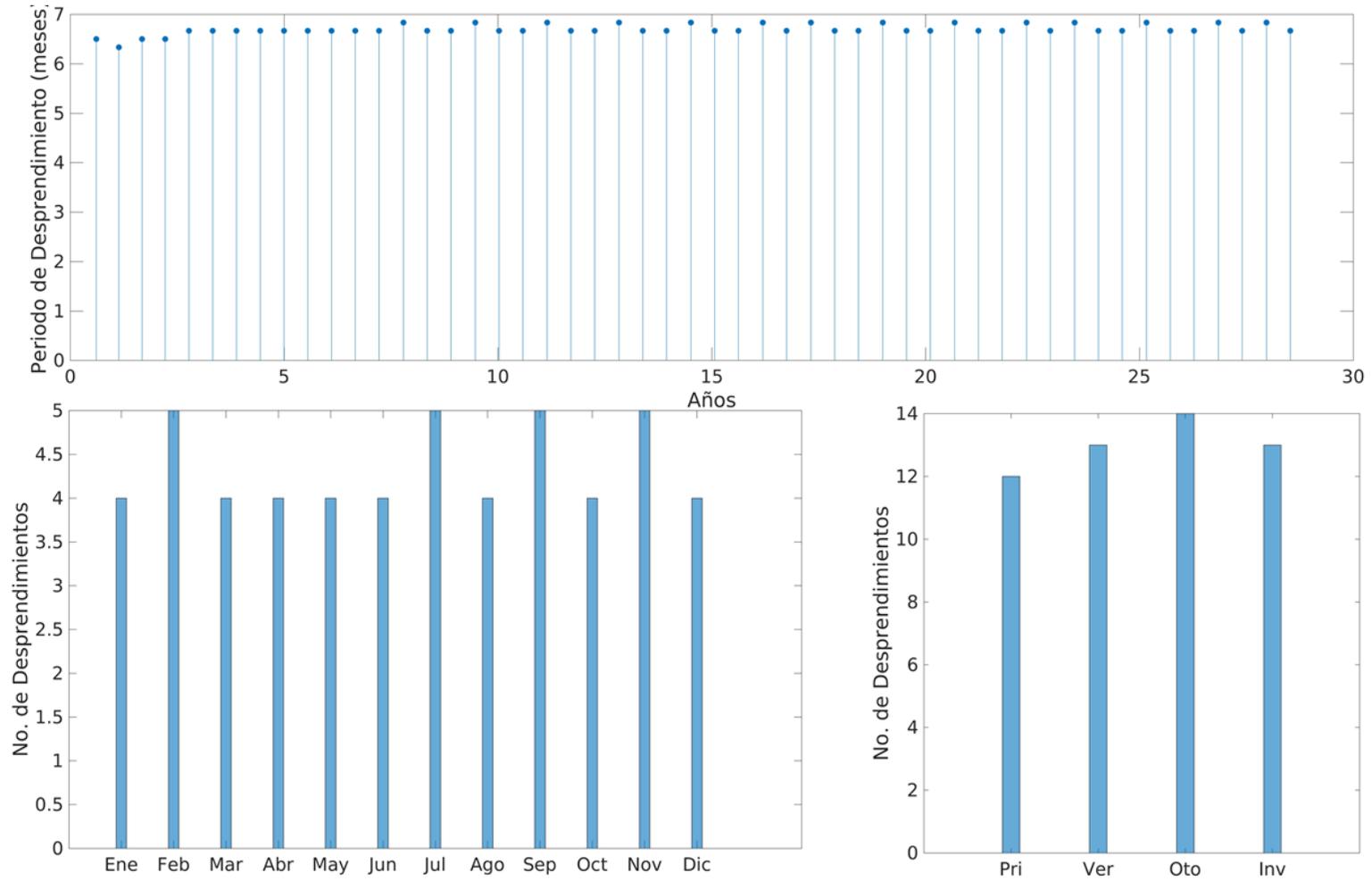


Figura Corr 034 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

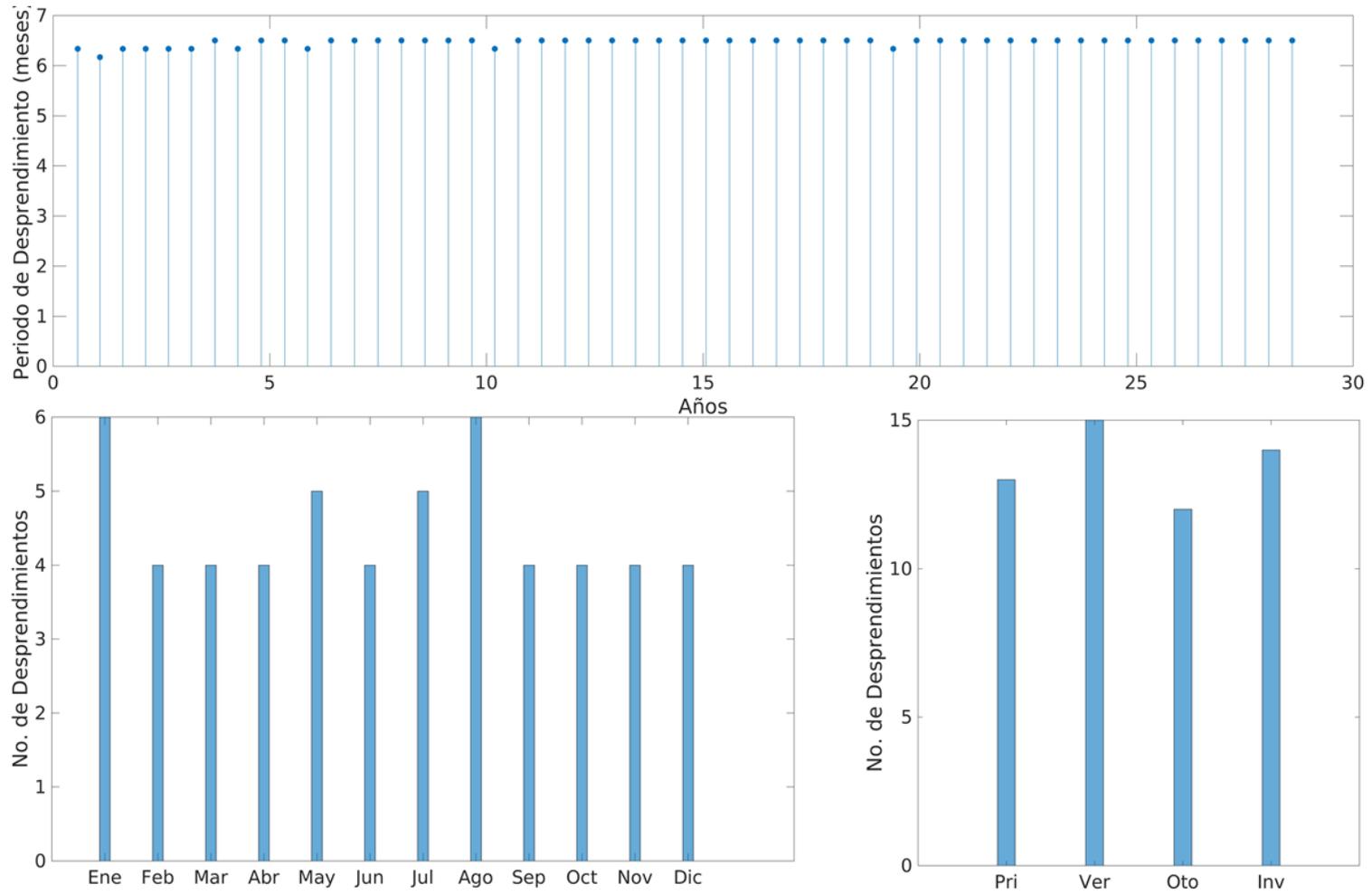


Figura Corr 035 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

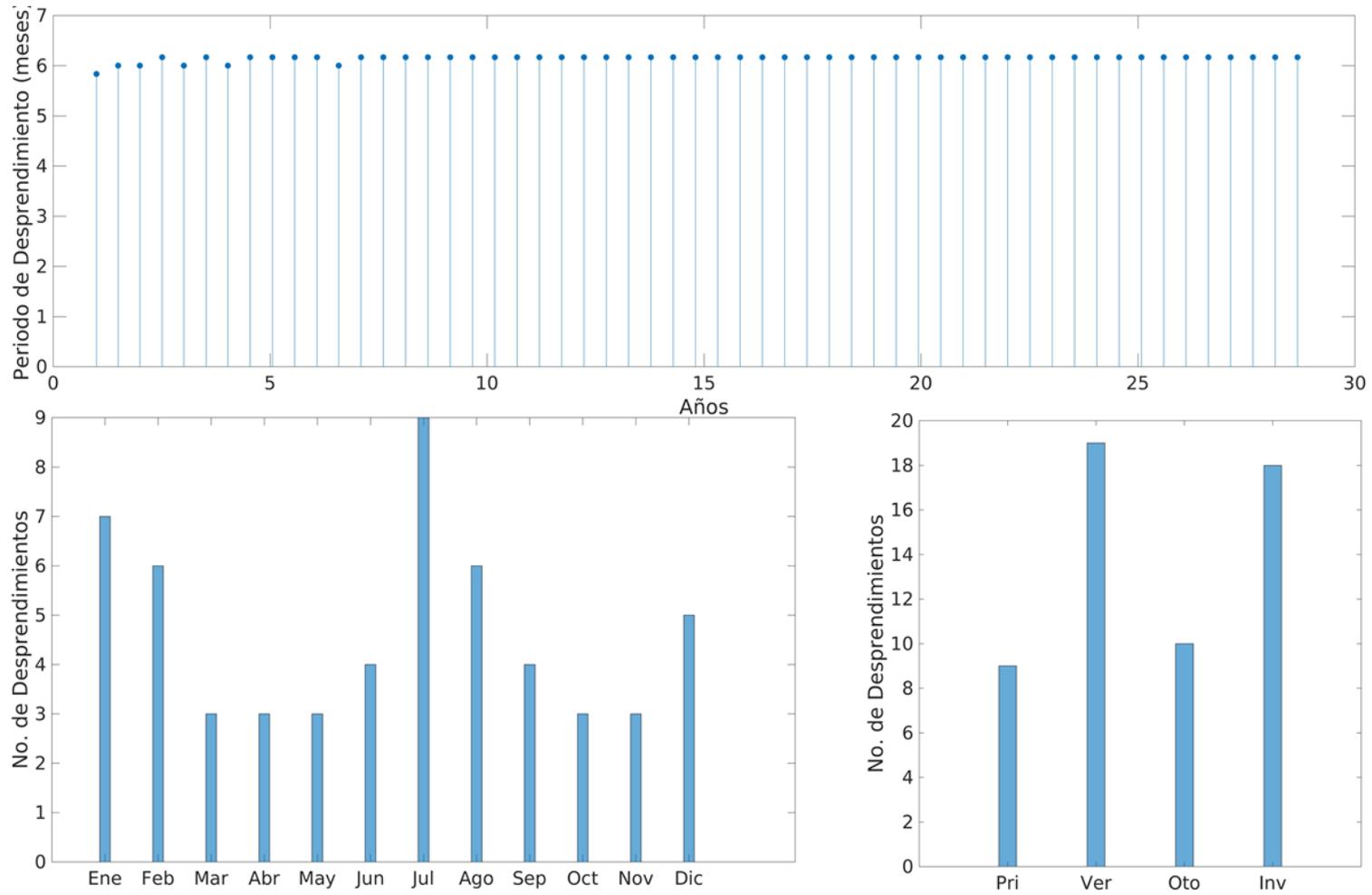


Figura Corr 036 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

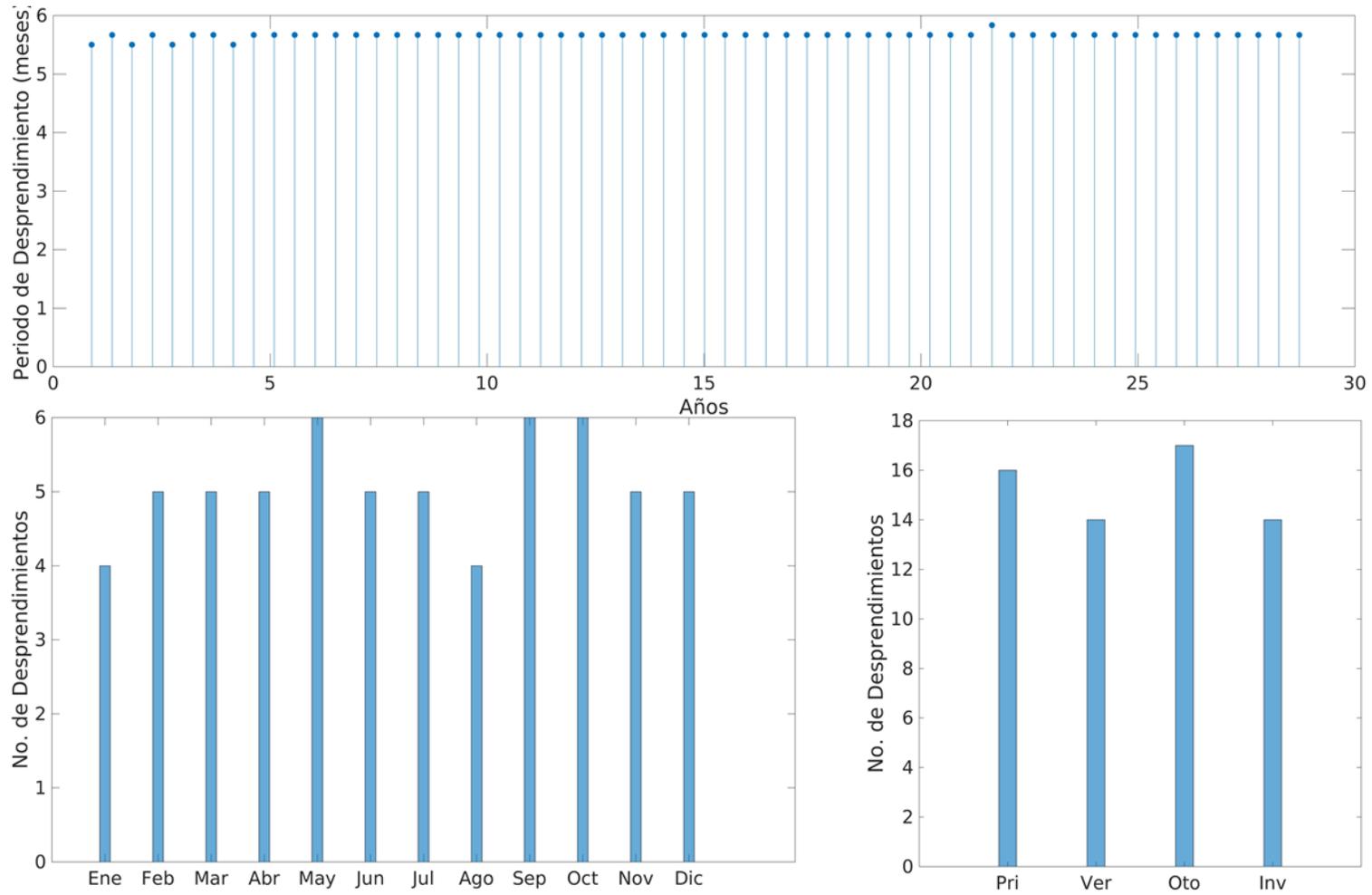


Figura Corr 037 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

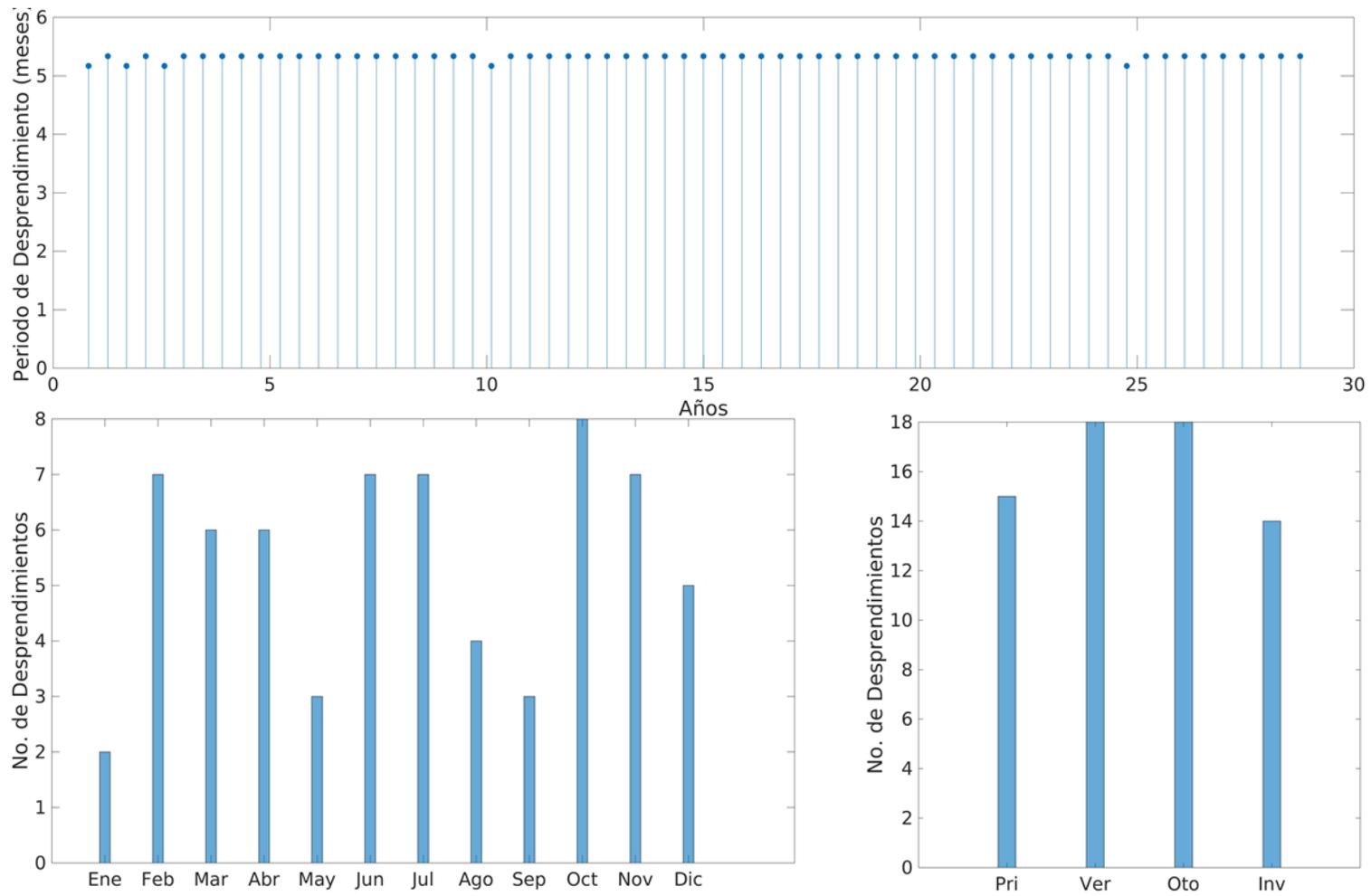


Figura Corr 038 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

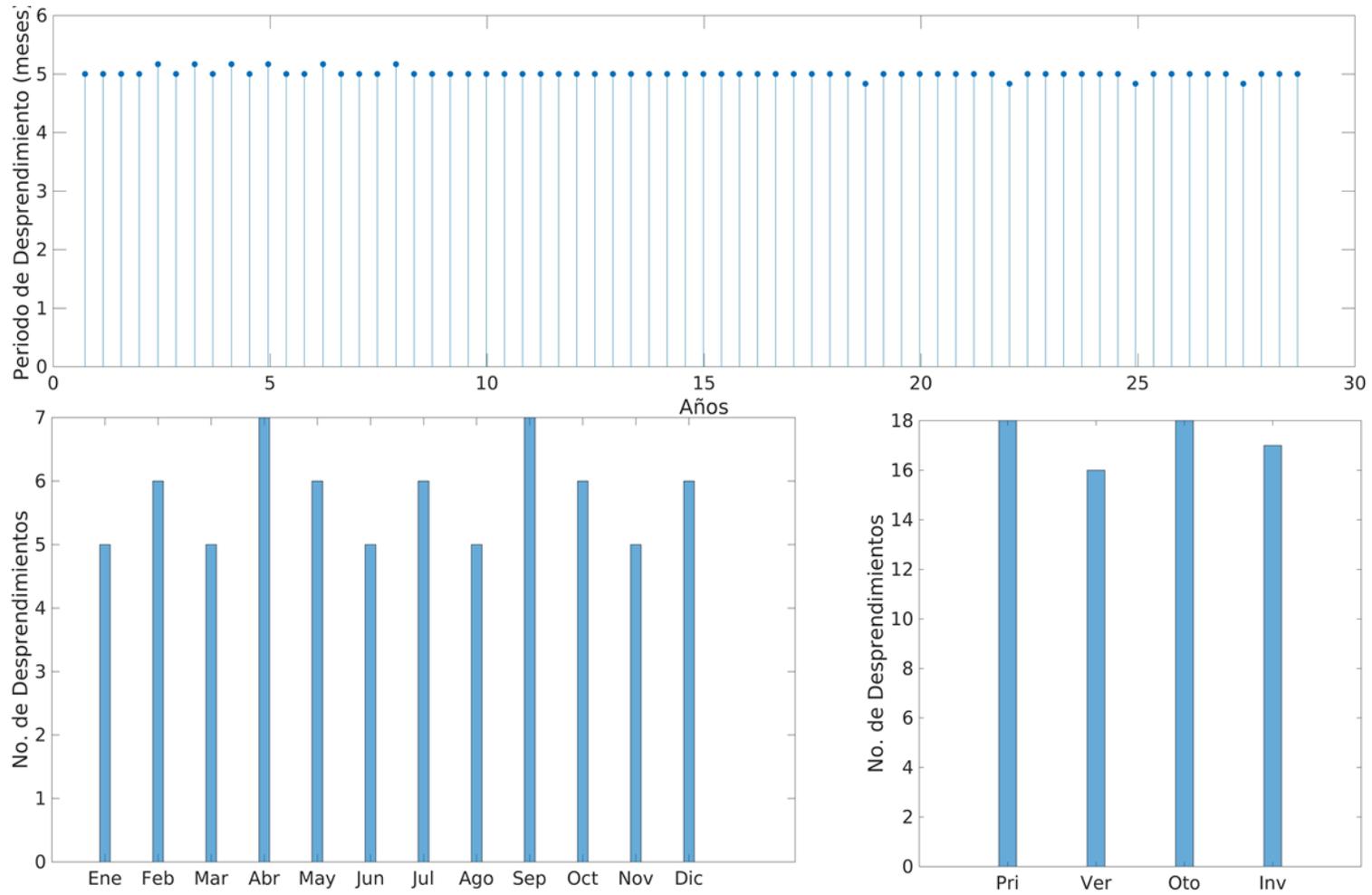


Figura Corr 039 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

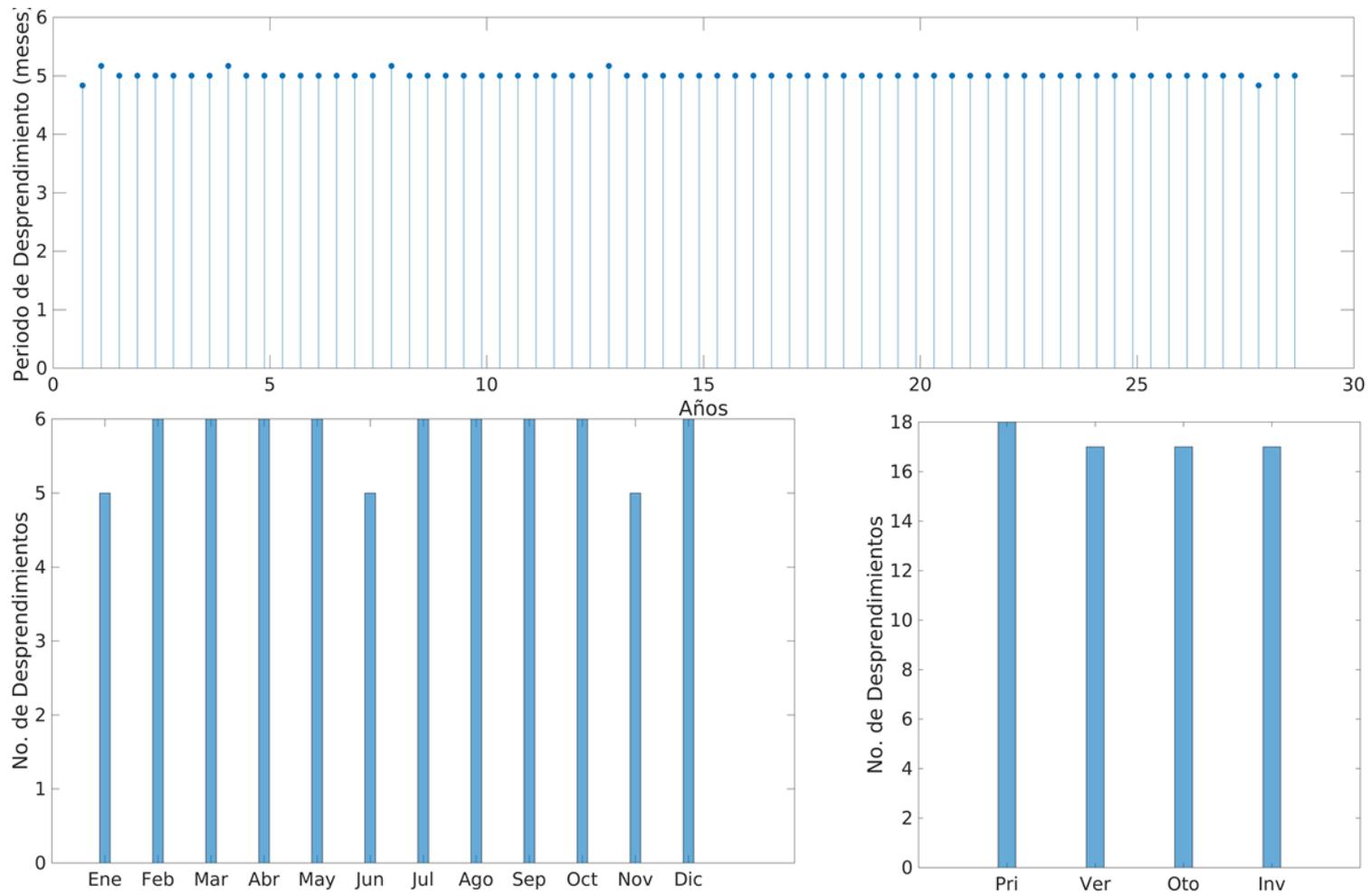


Figura Corr 040 E1-h2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

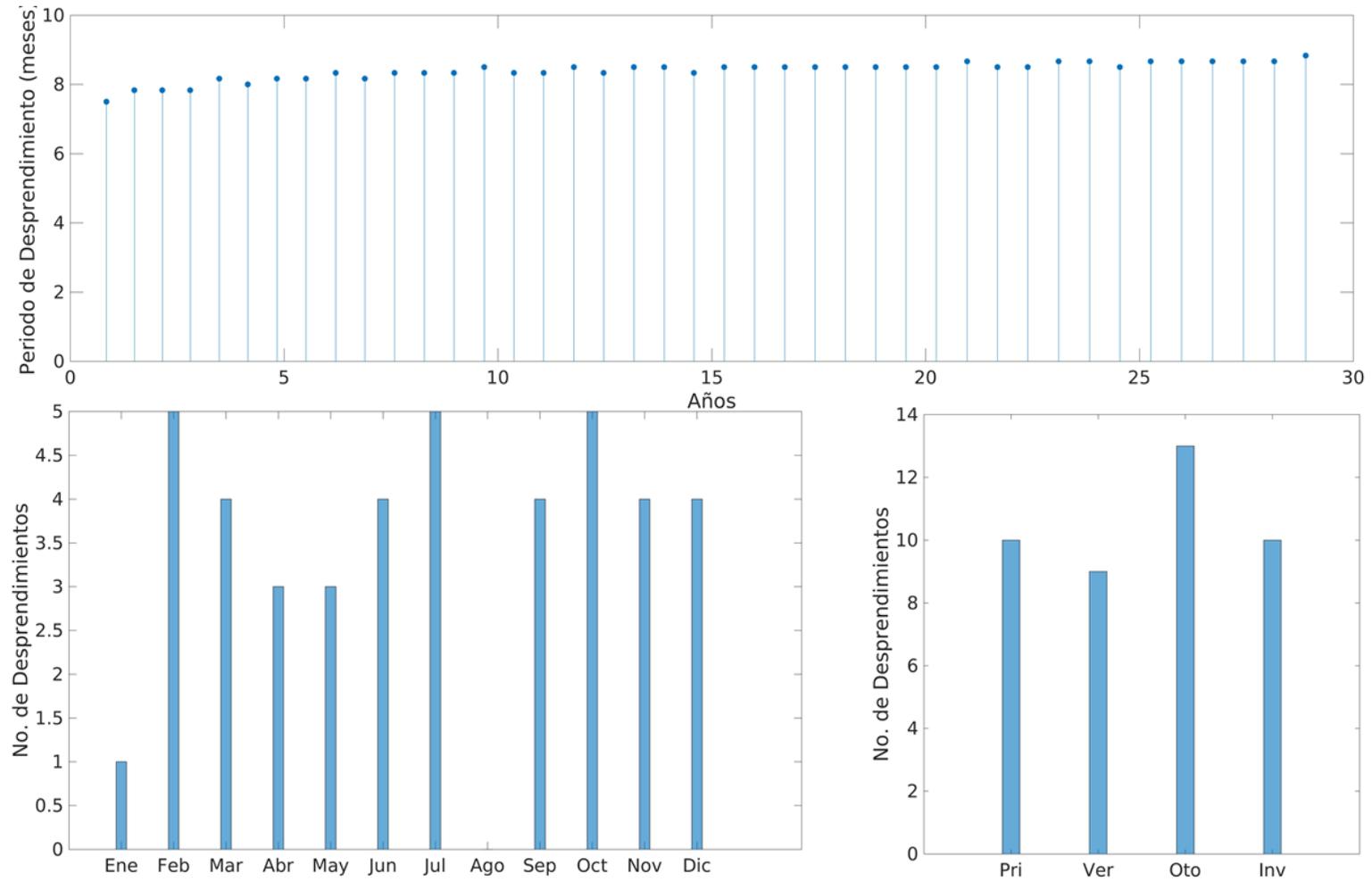


Figura Corr 043 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

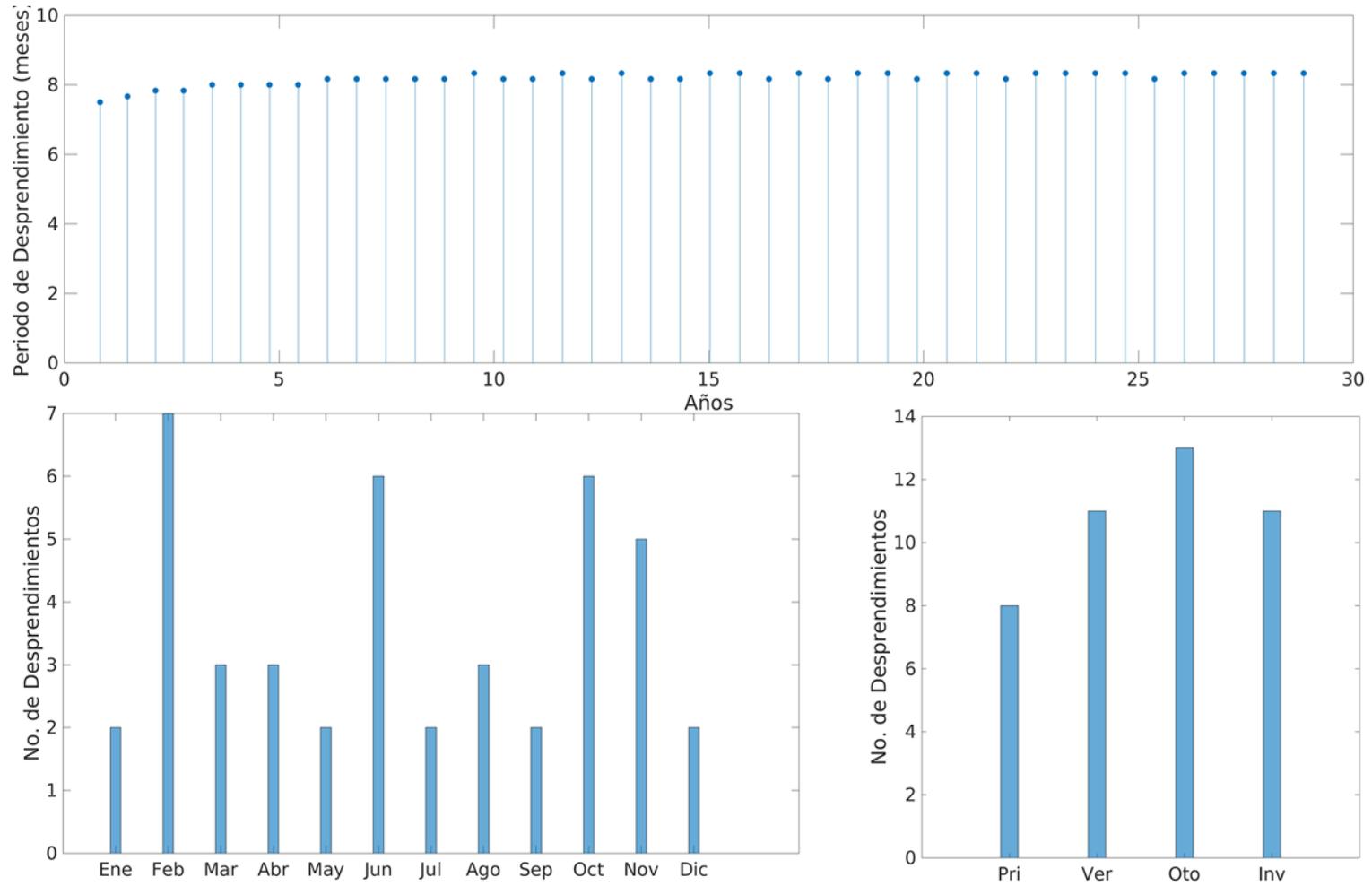


Figura Corr 044 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

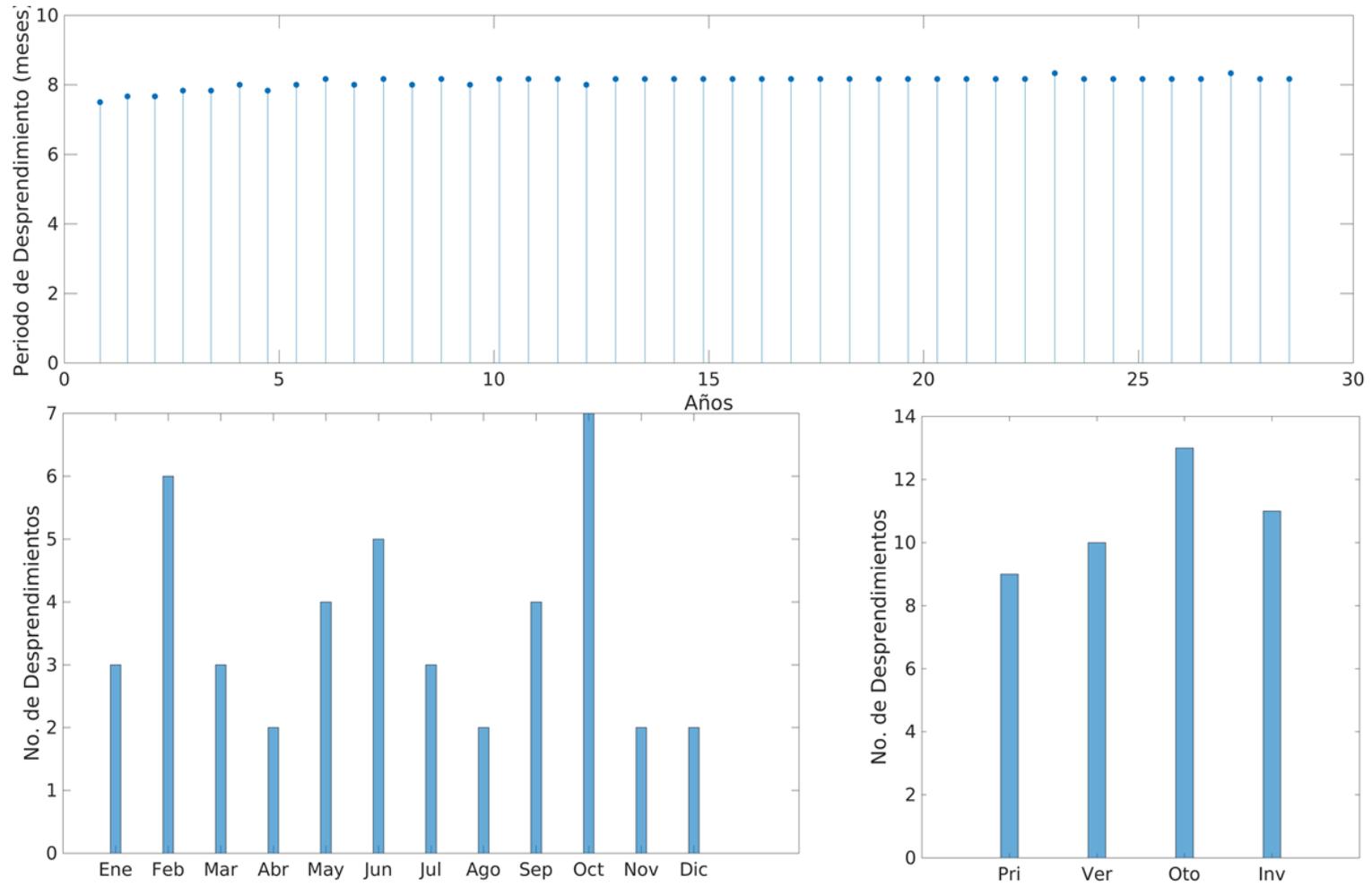


Figura Corr 045 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

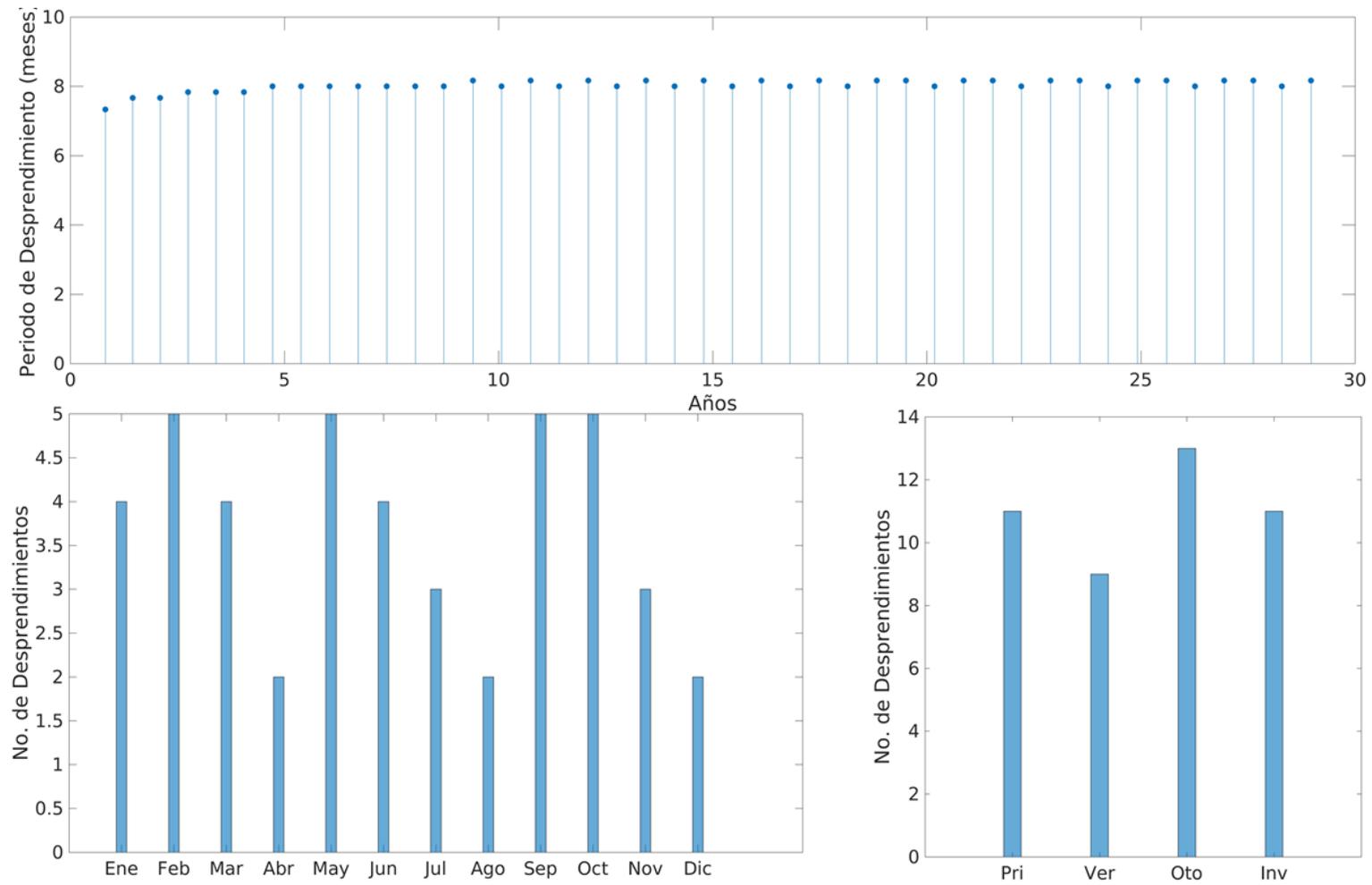


Figura Corr 046 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

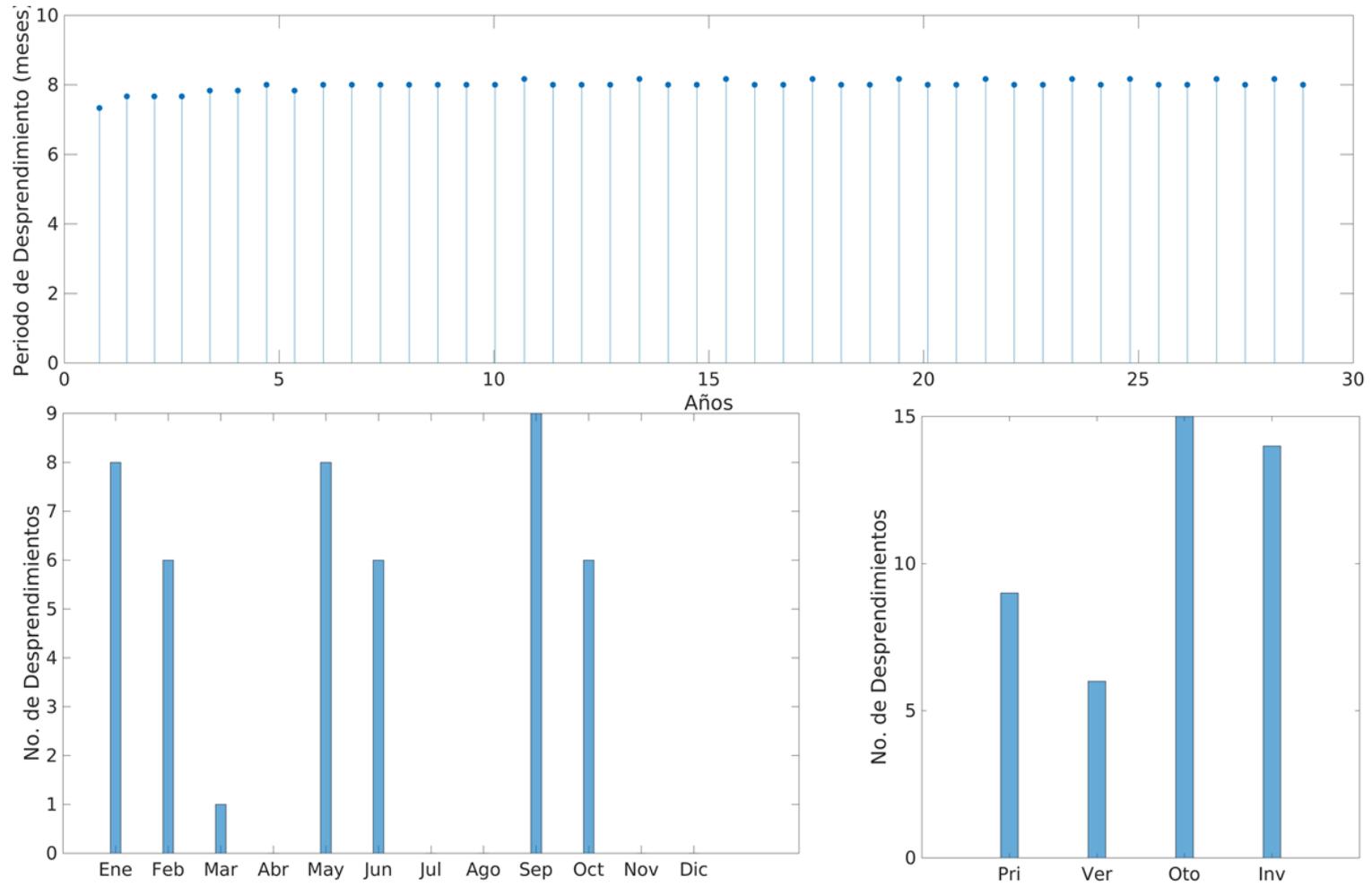


Figura Corr 047 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

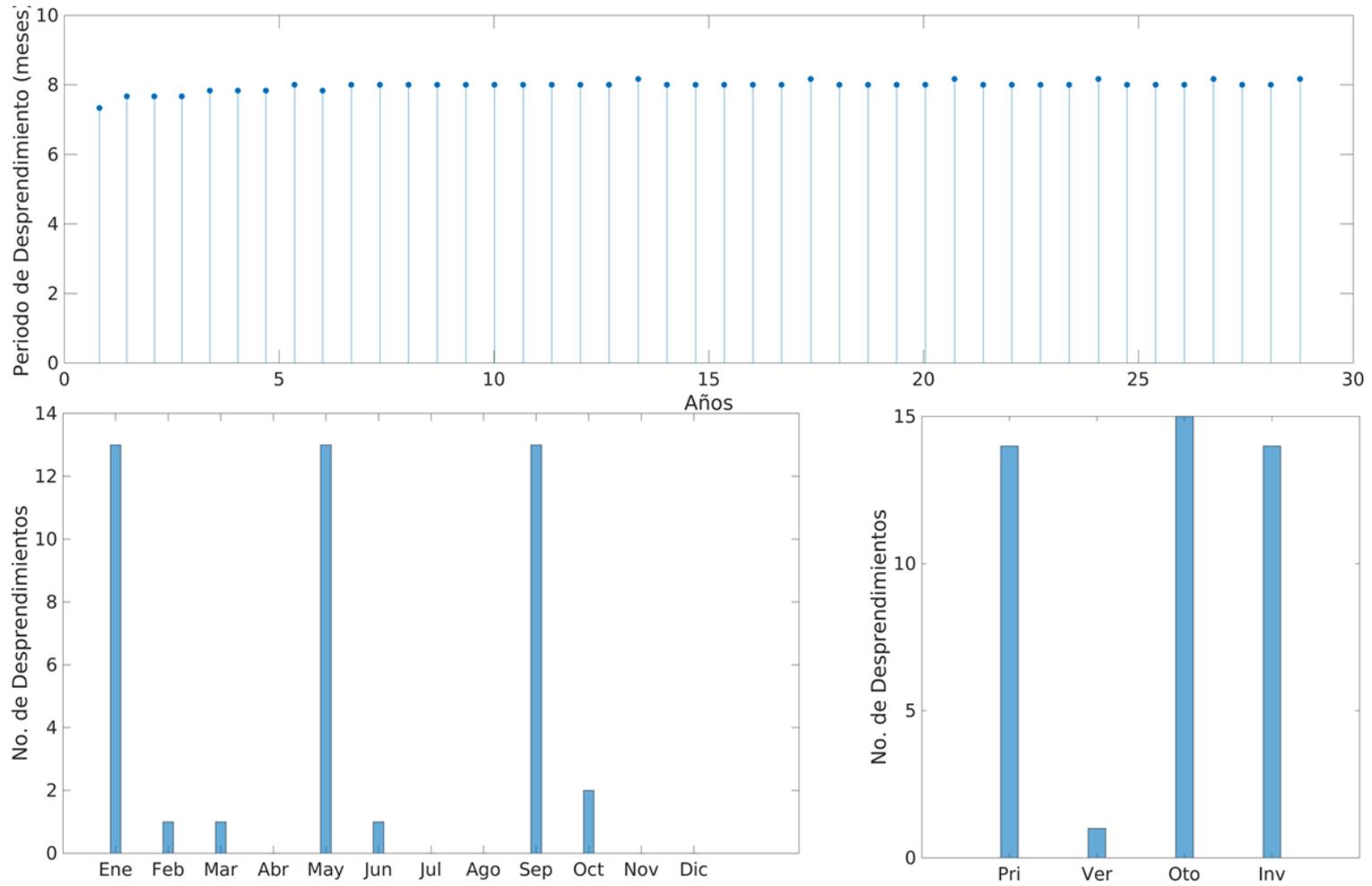


Figura Corr 048 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

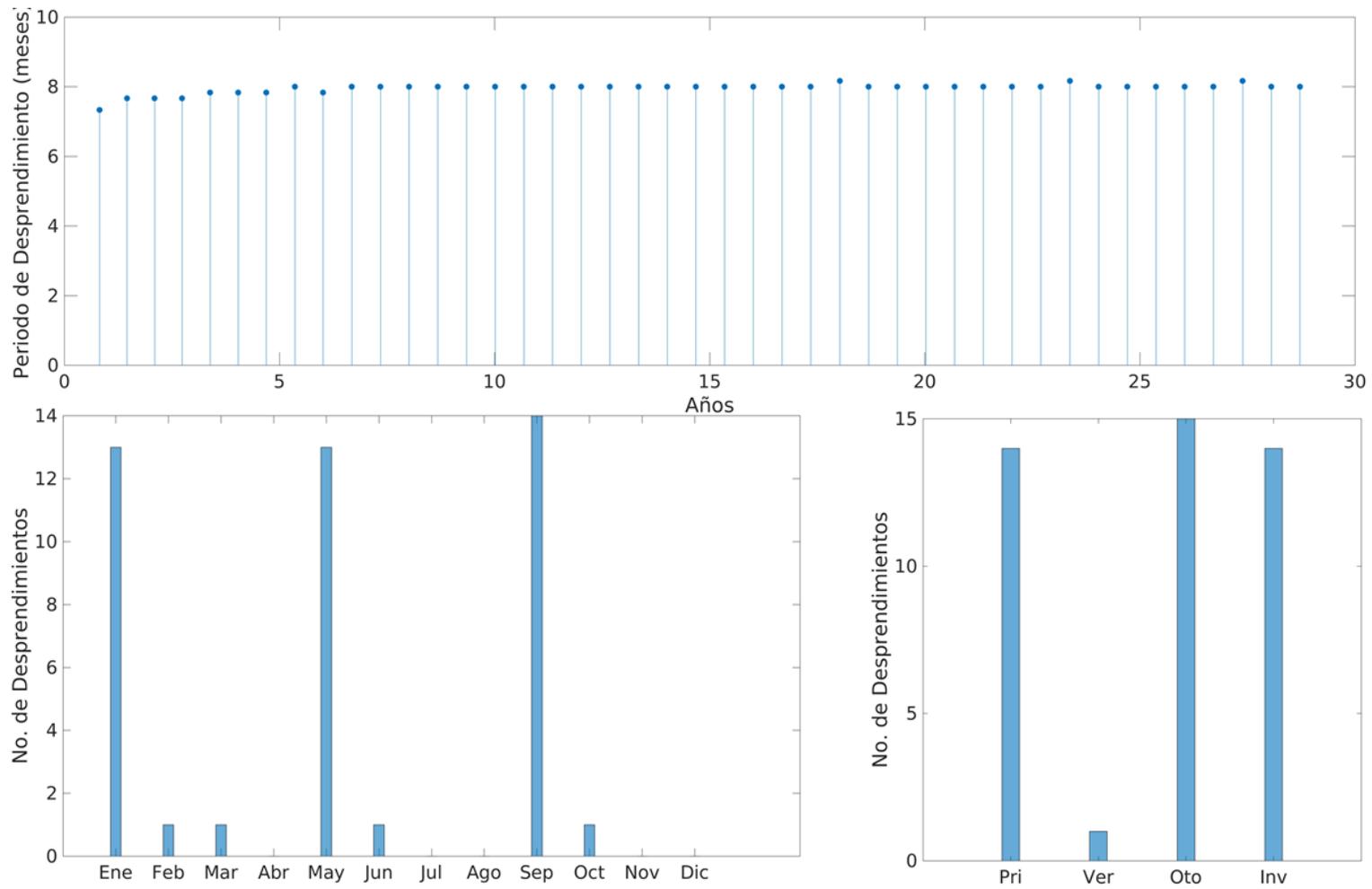


Figura Corr 049 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

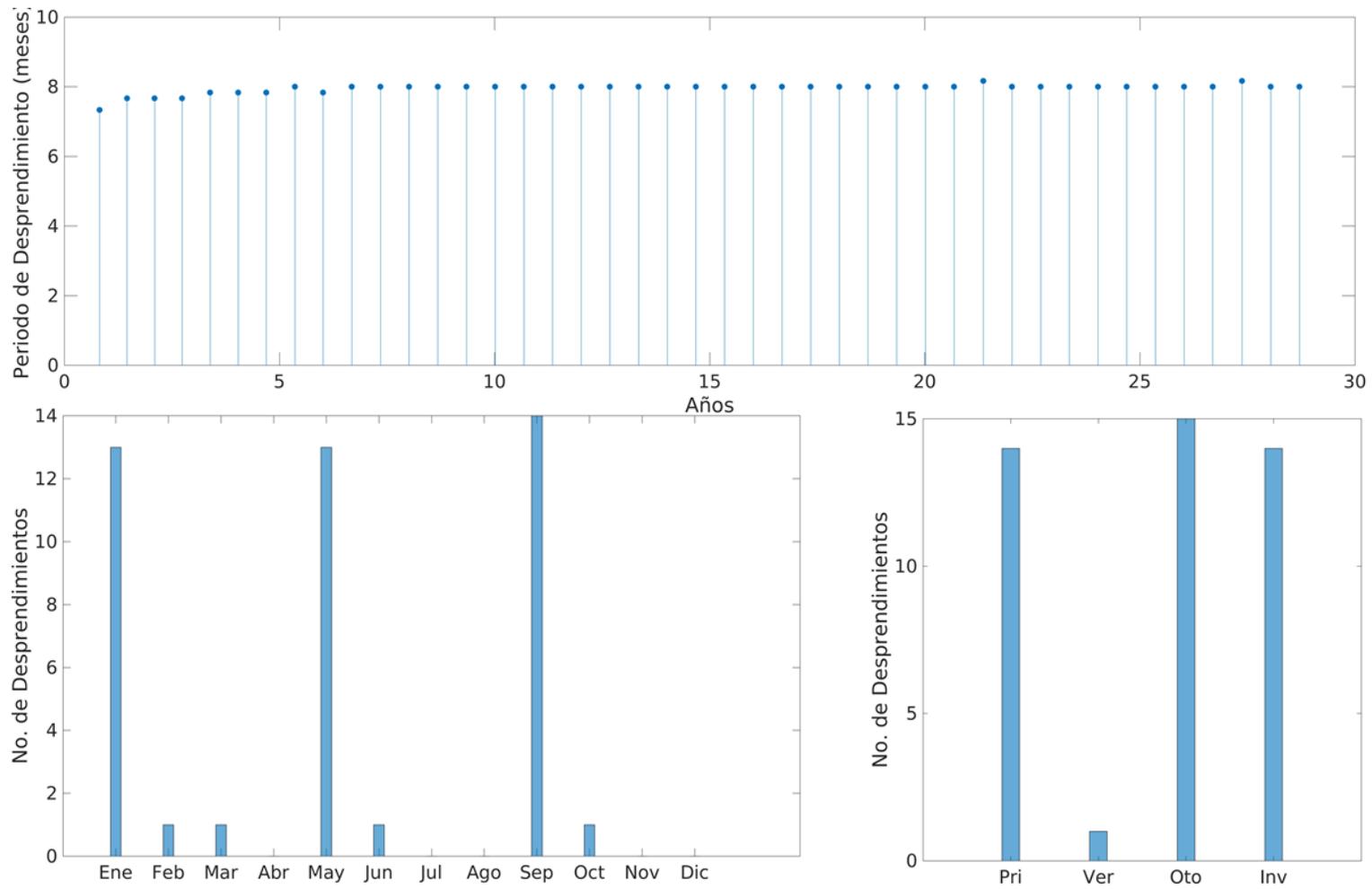


Figura Corr 050 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

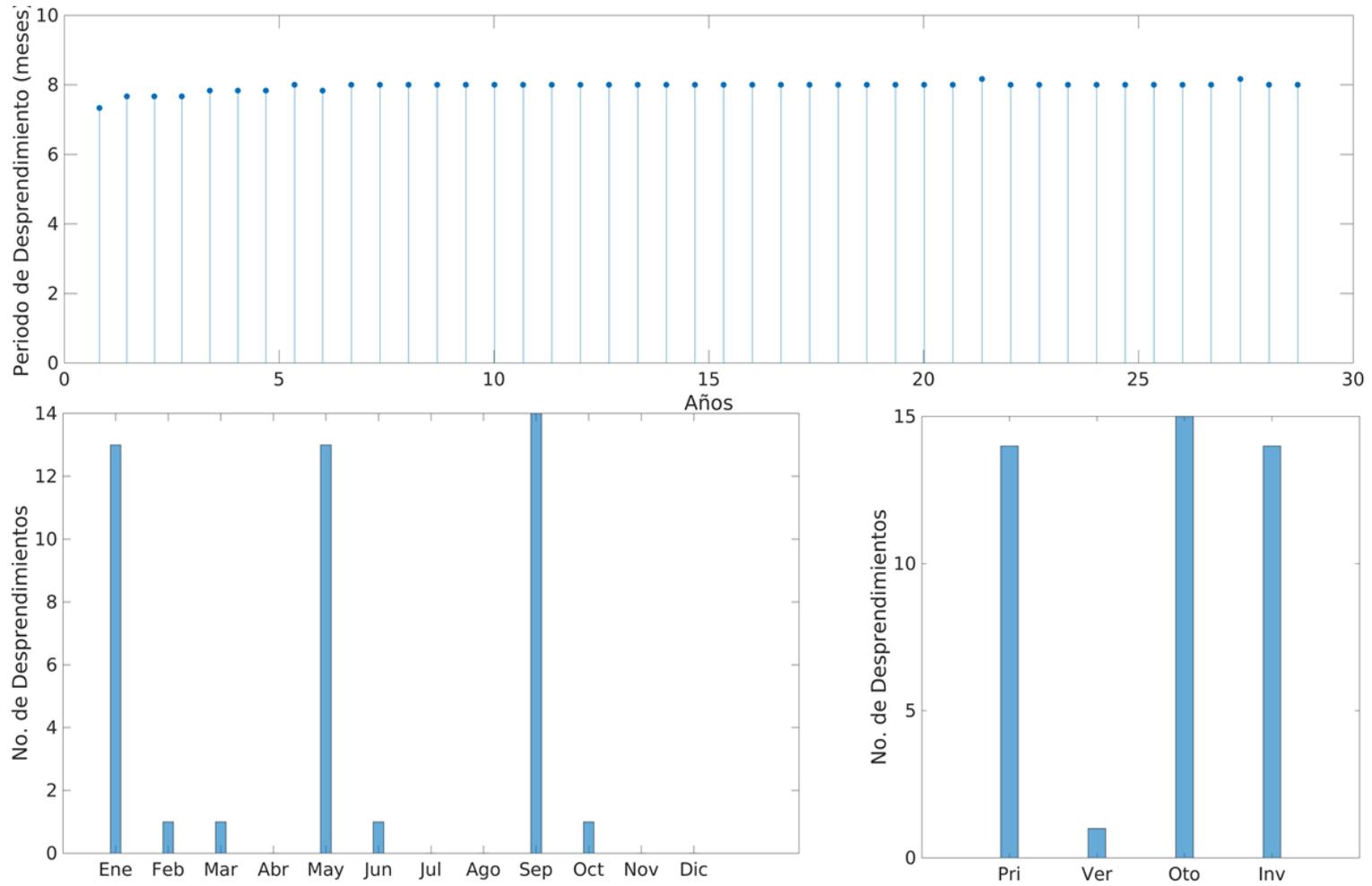


Figura Corr 051 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

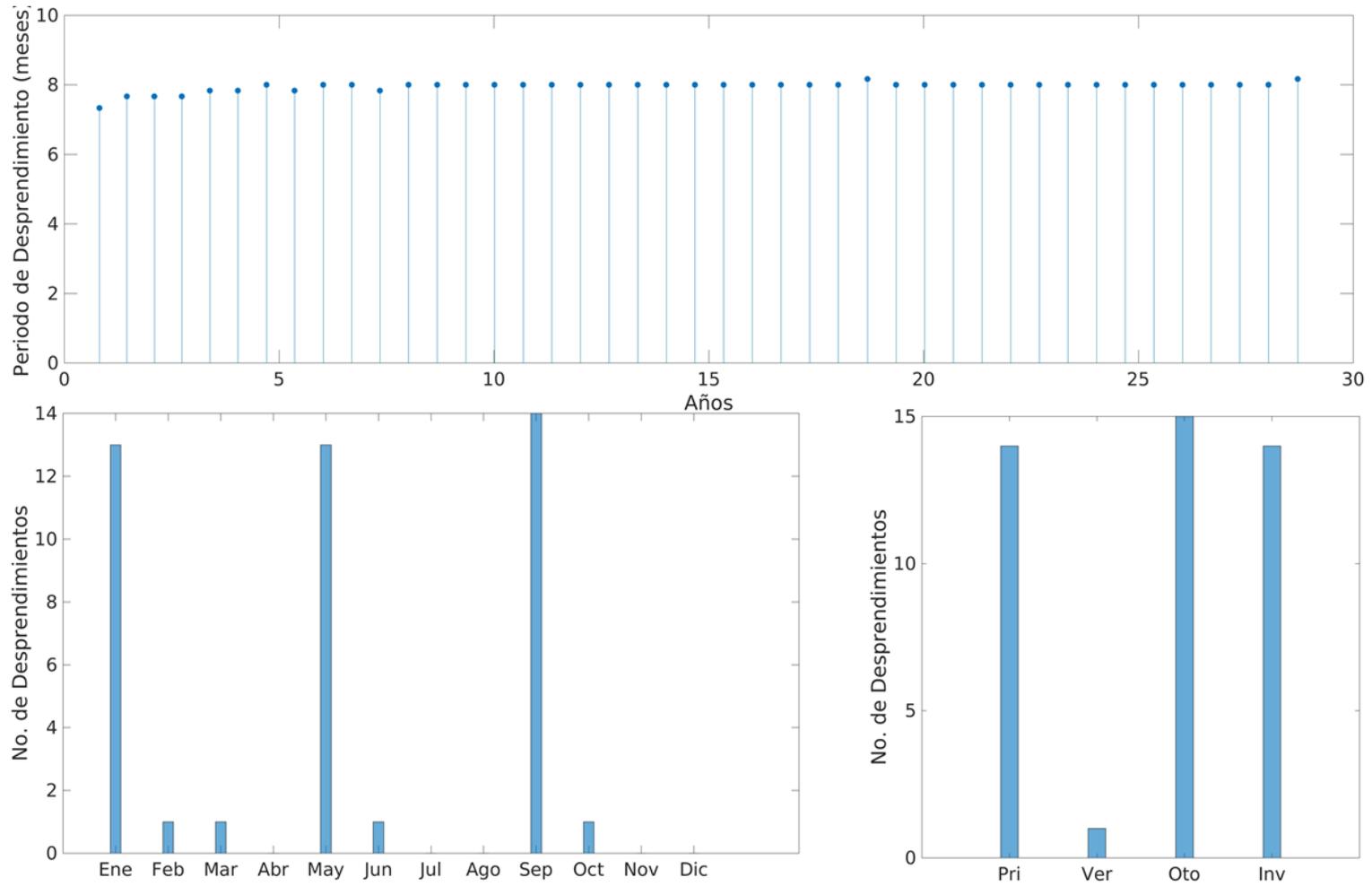


Figura Corr 052 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

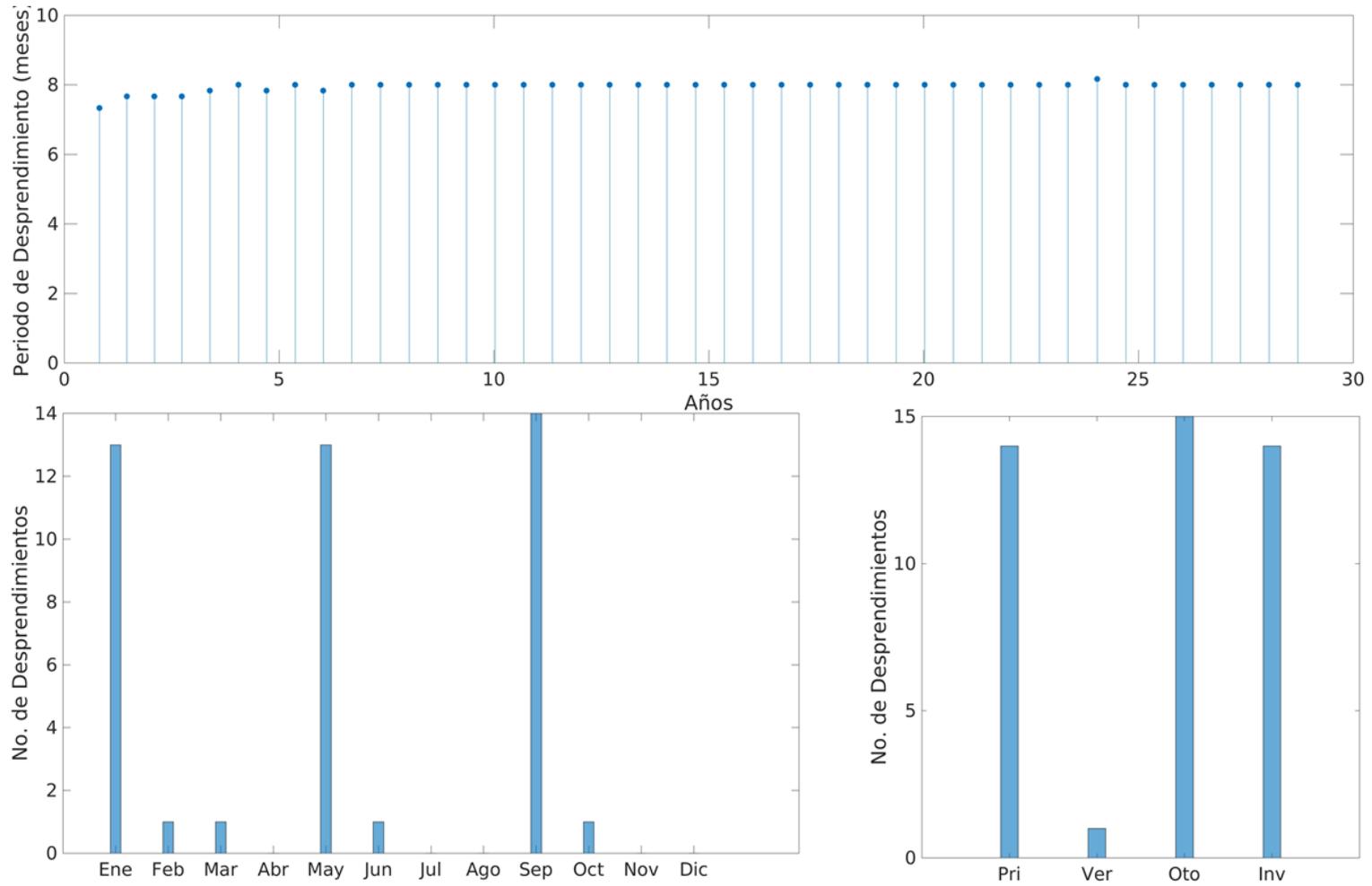


Figura Corr 053 E2-T1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

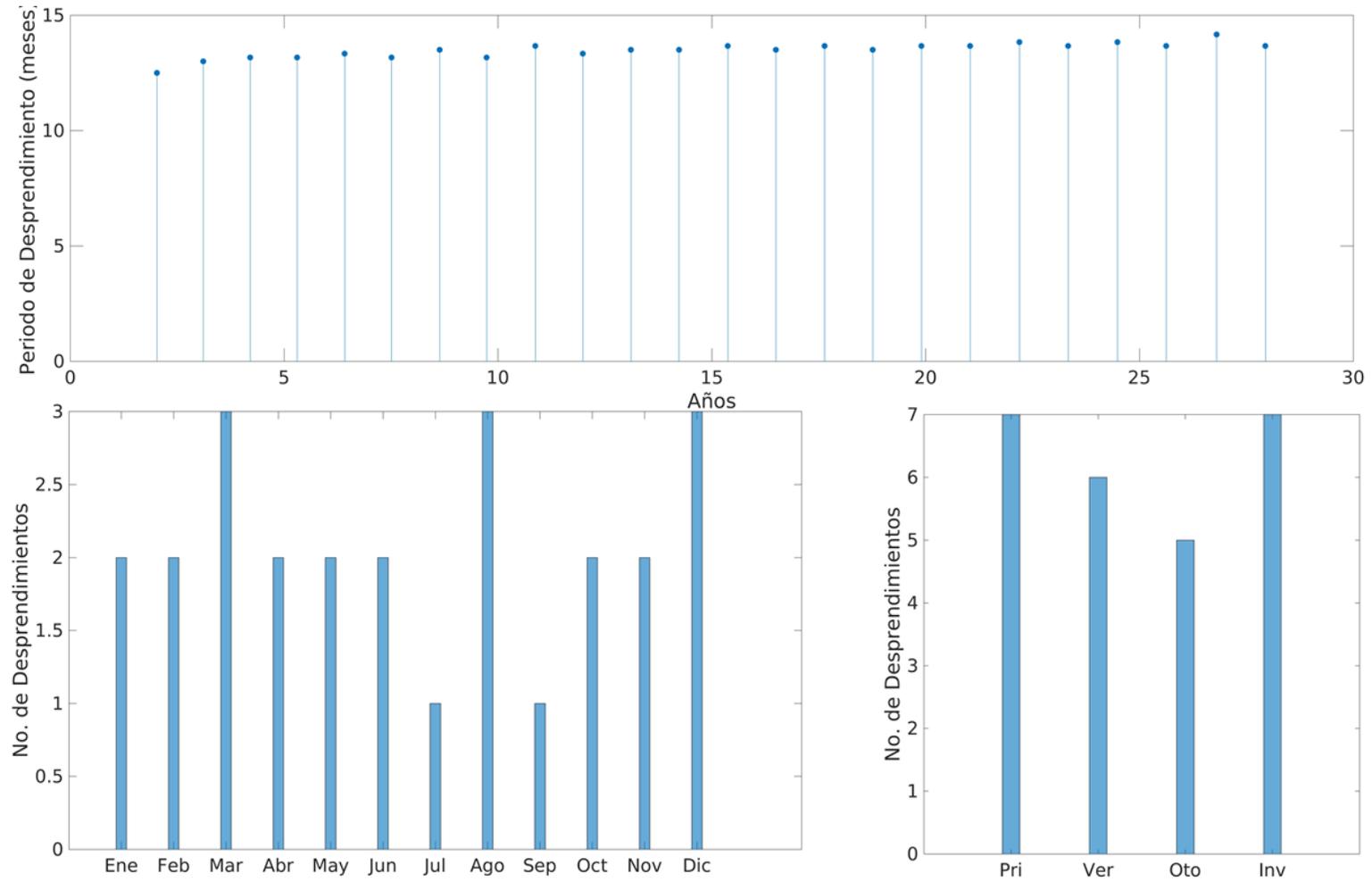


Figura Corr 057 E2-T2a. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

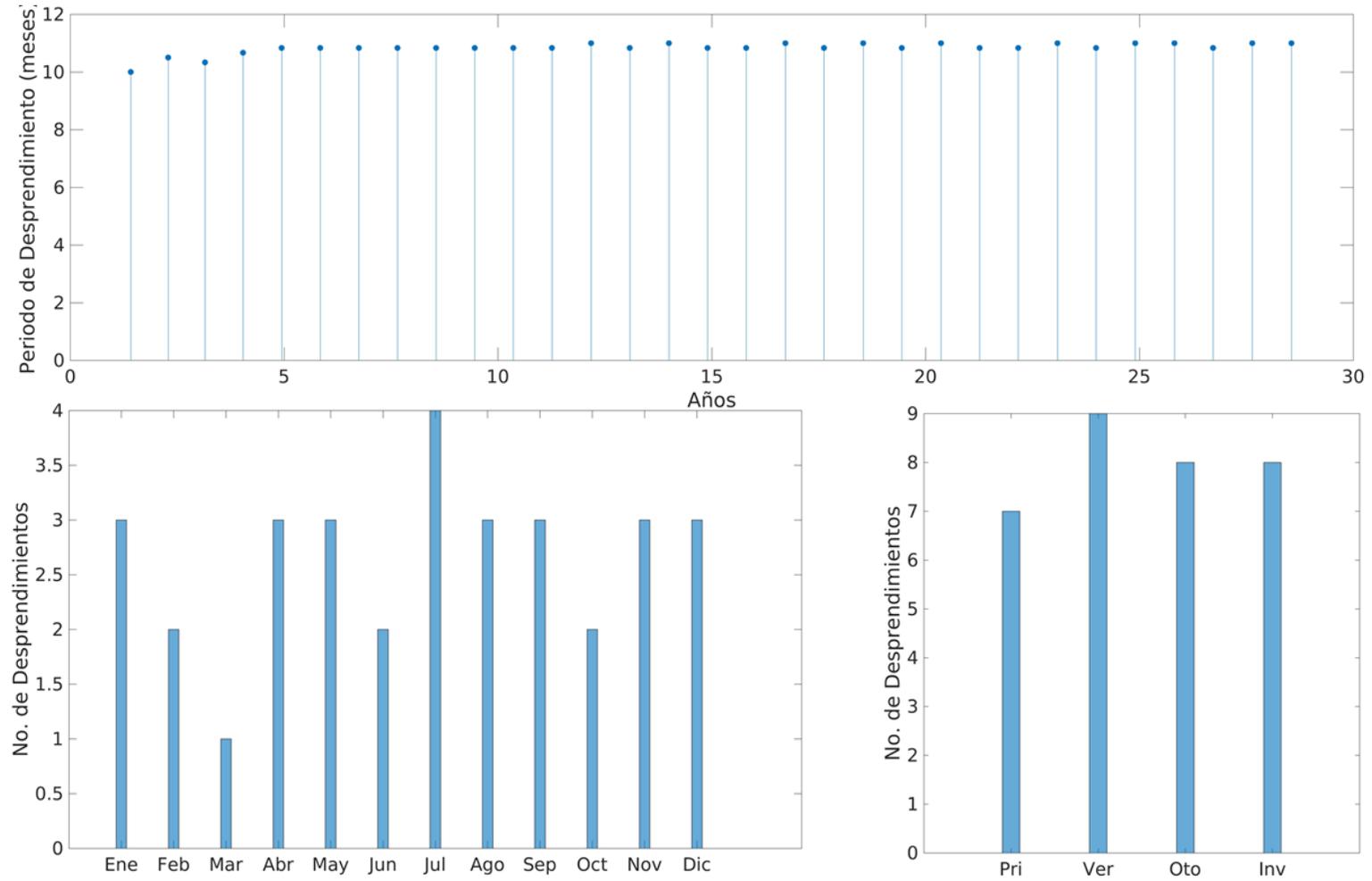


Figura Corr 058 E2-T2a. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

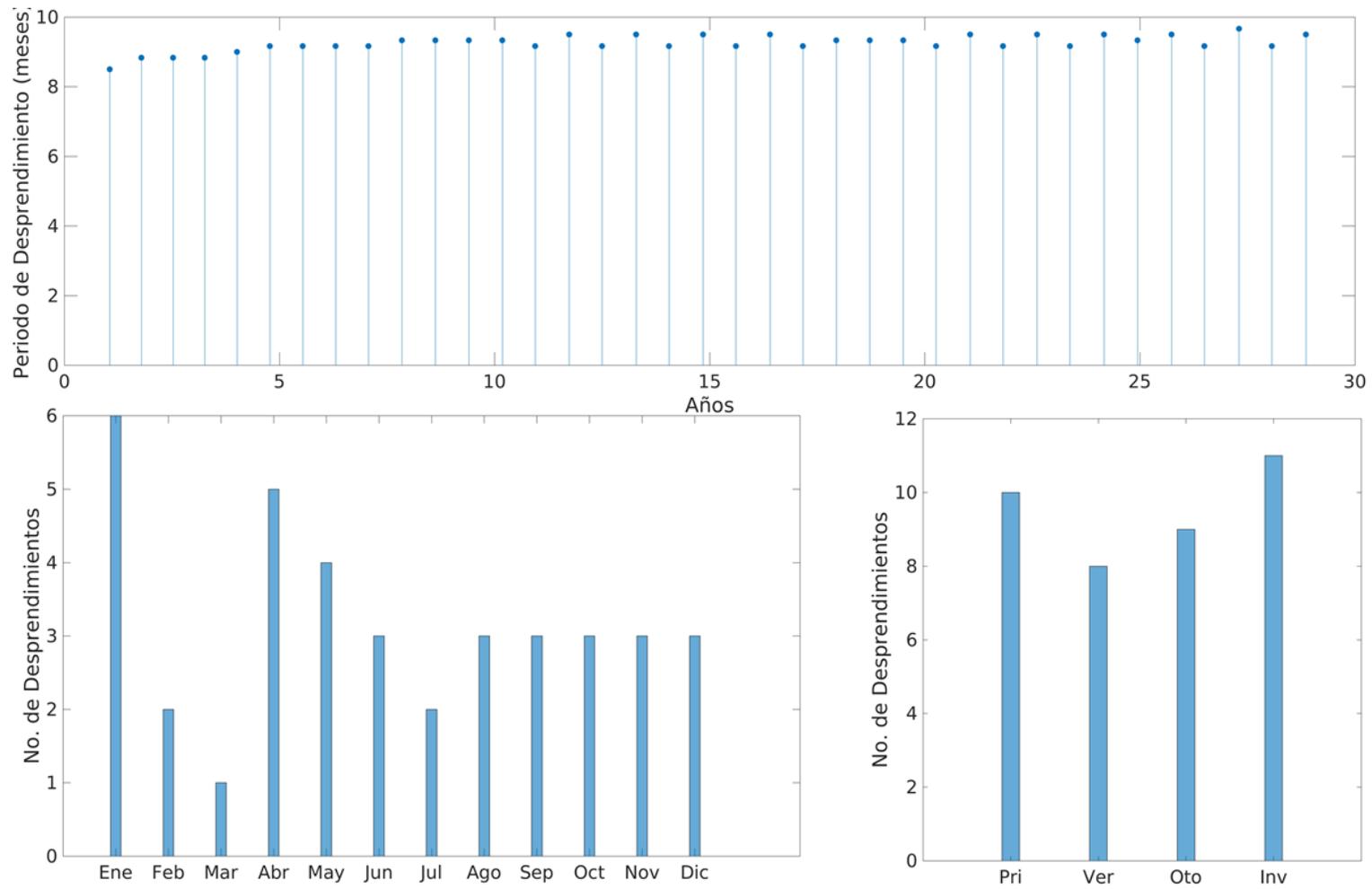


Figura Corr 059 E2-T2a. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

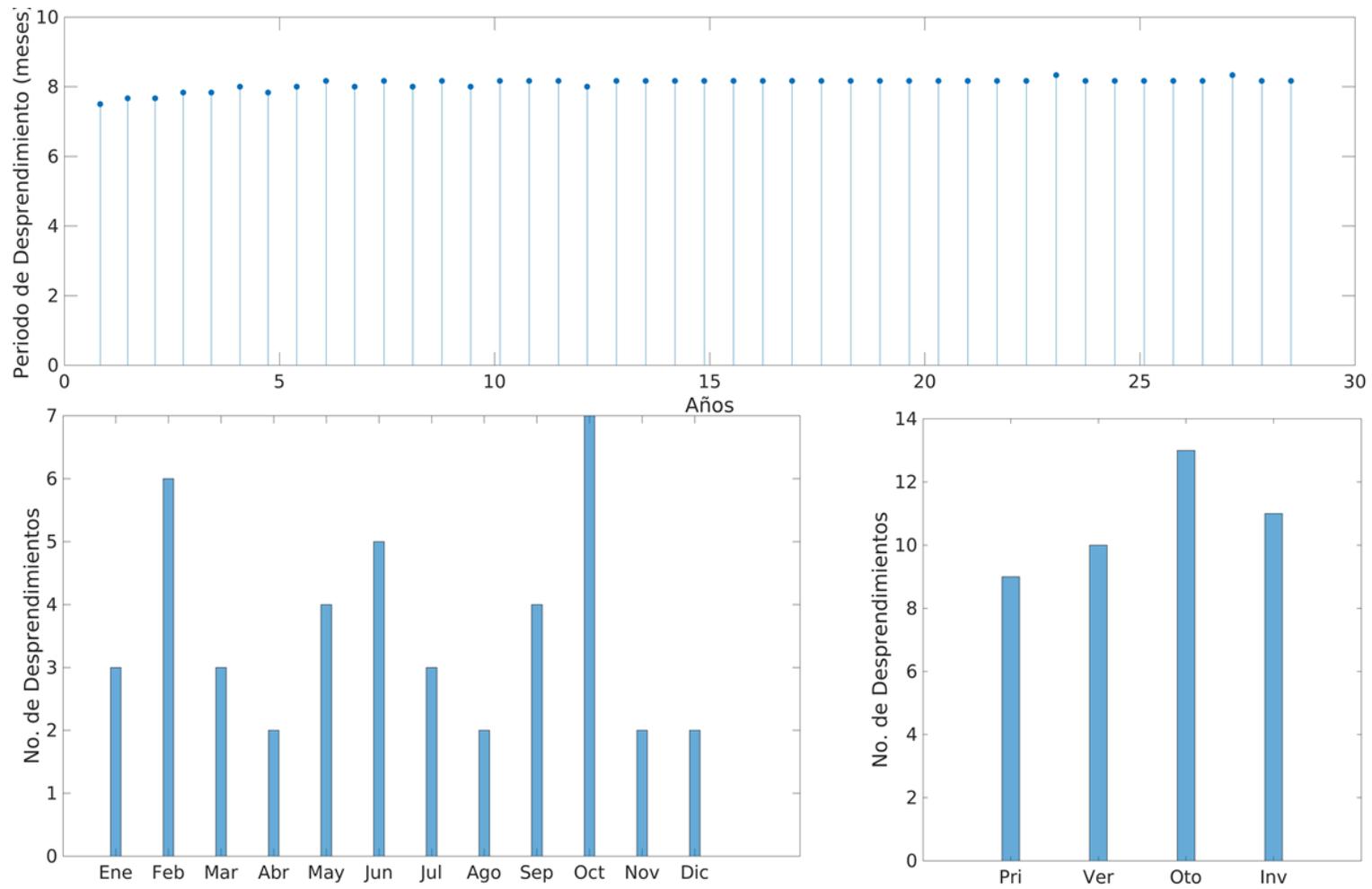


Figura Corr 060 E2-T2a. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

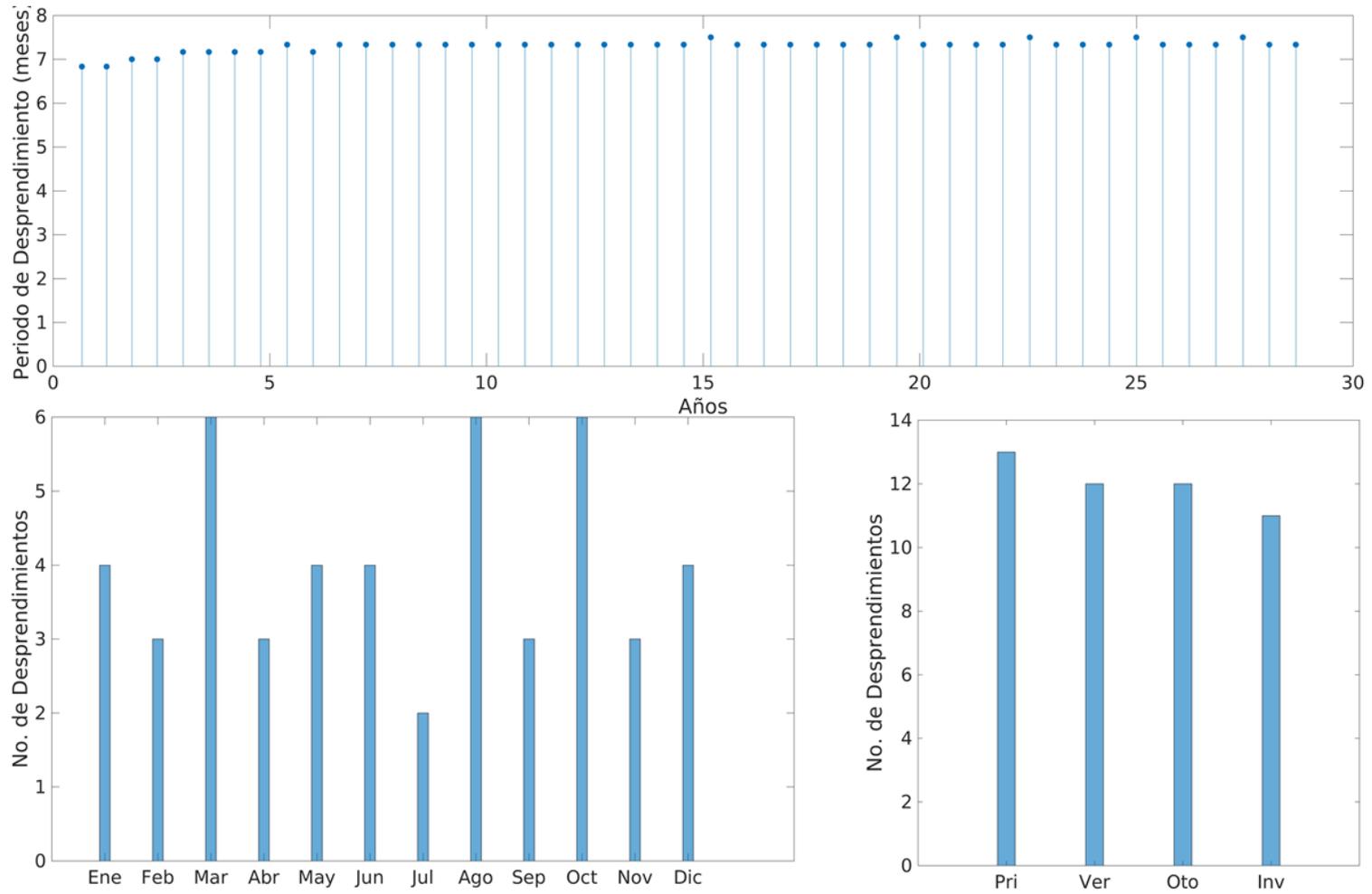


Figura Corr 061 E2-T2a. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

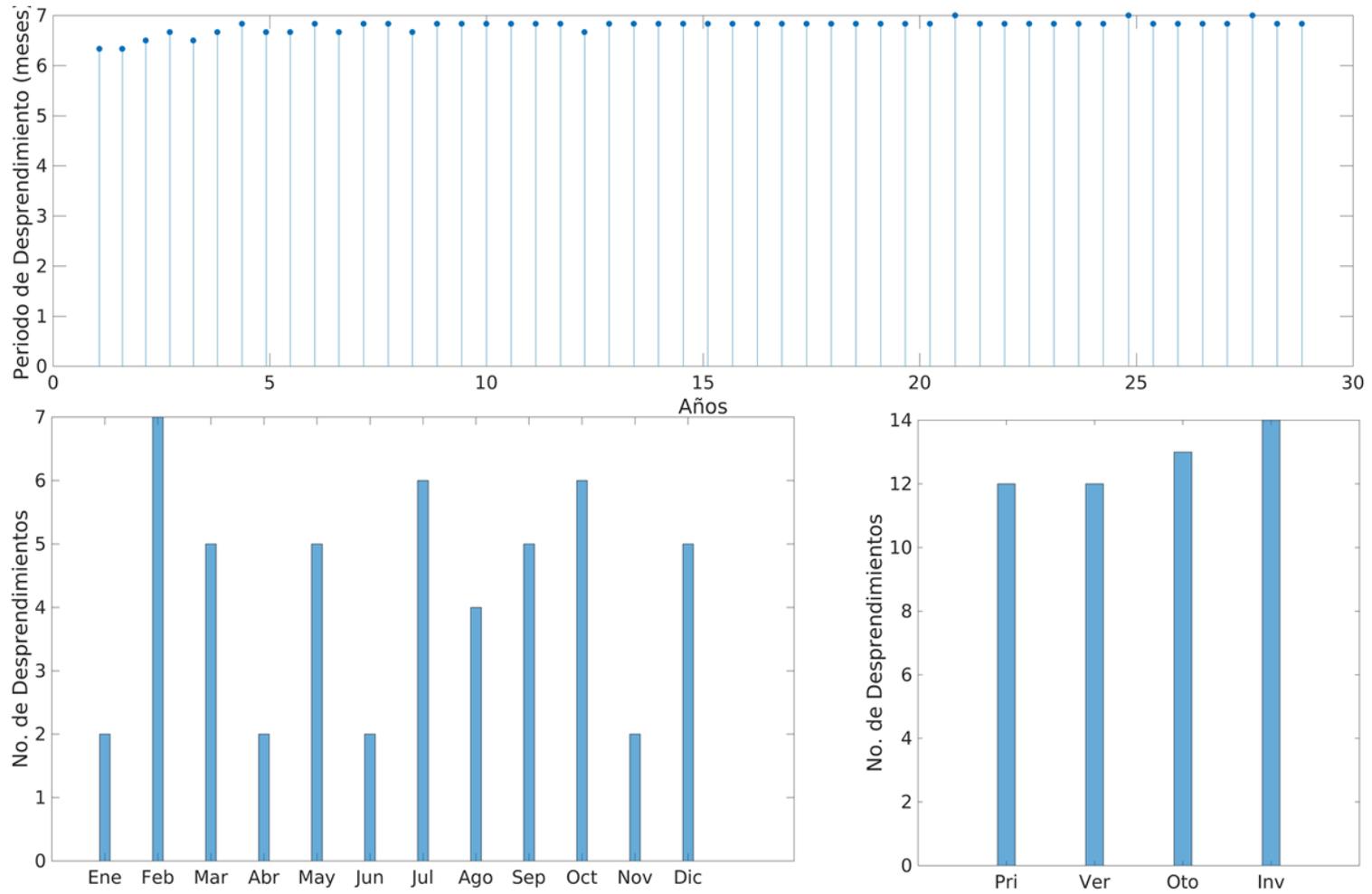


Figura Corr 062 E2-T2a. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

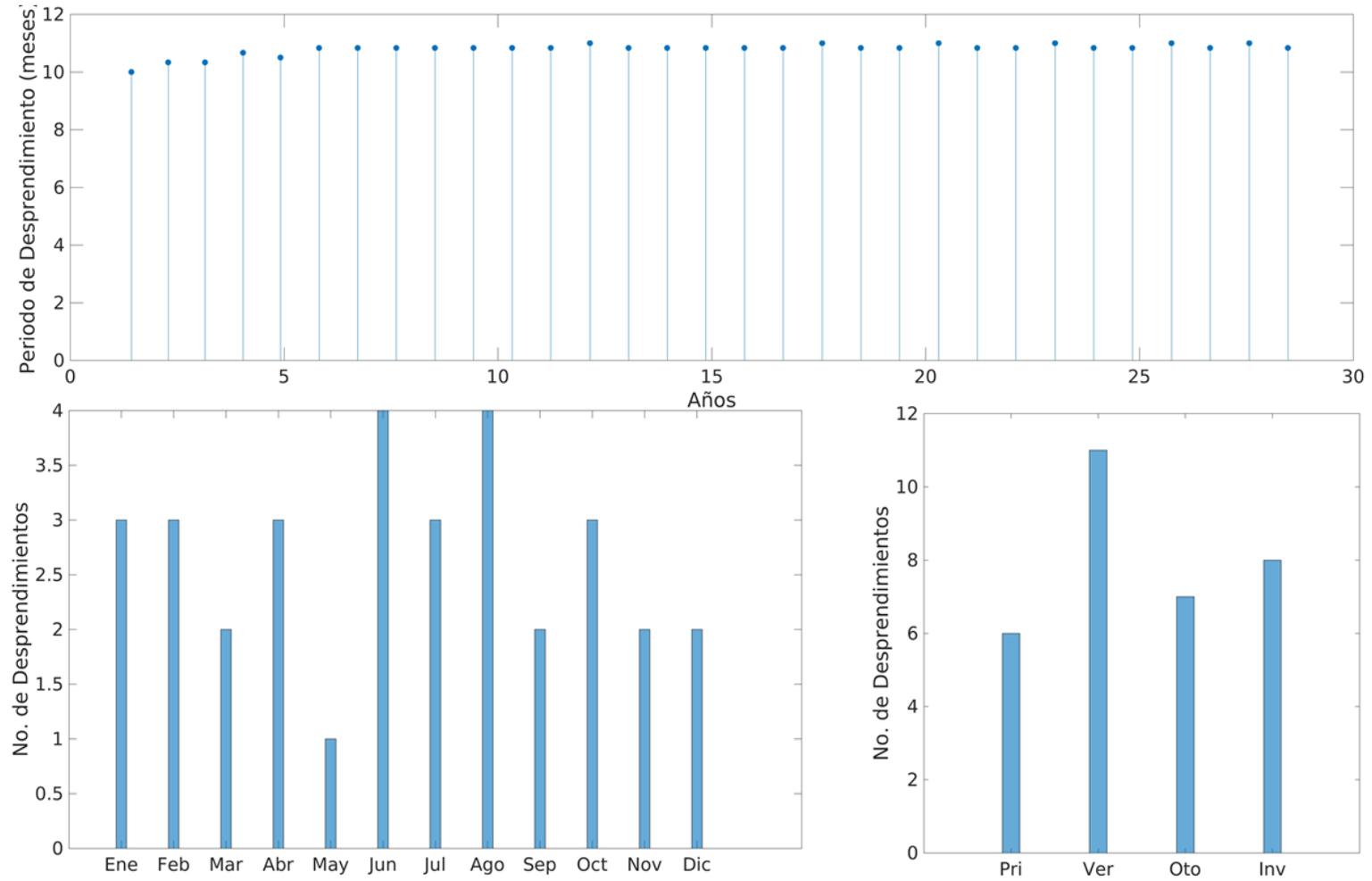


Figura Corr 070 E2-T2b. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

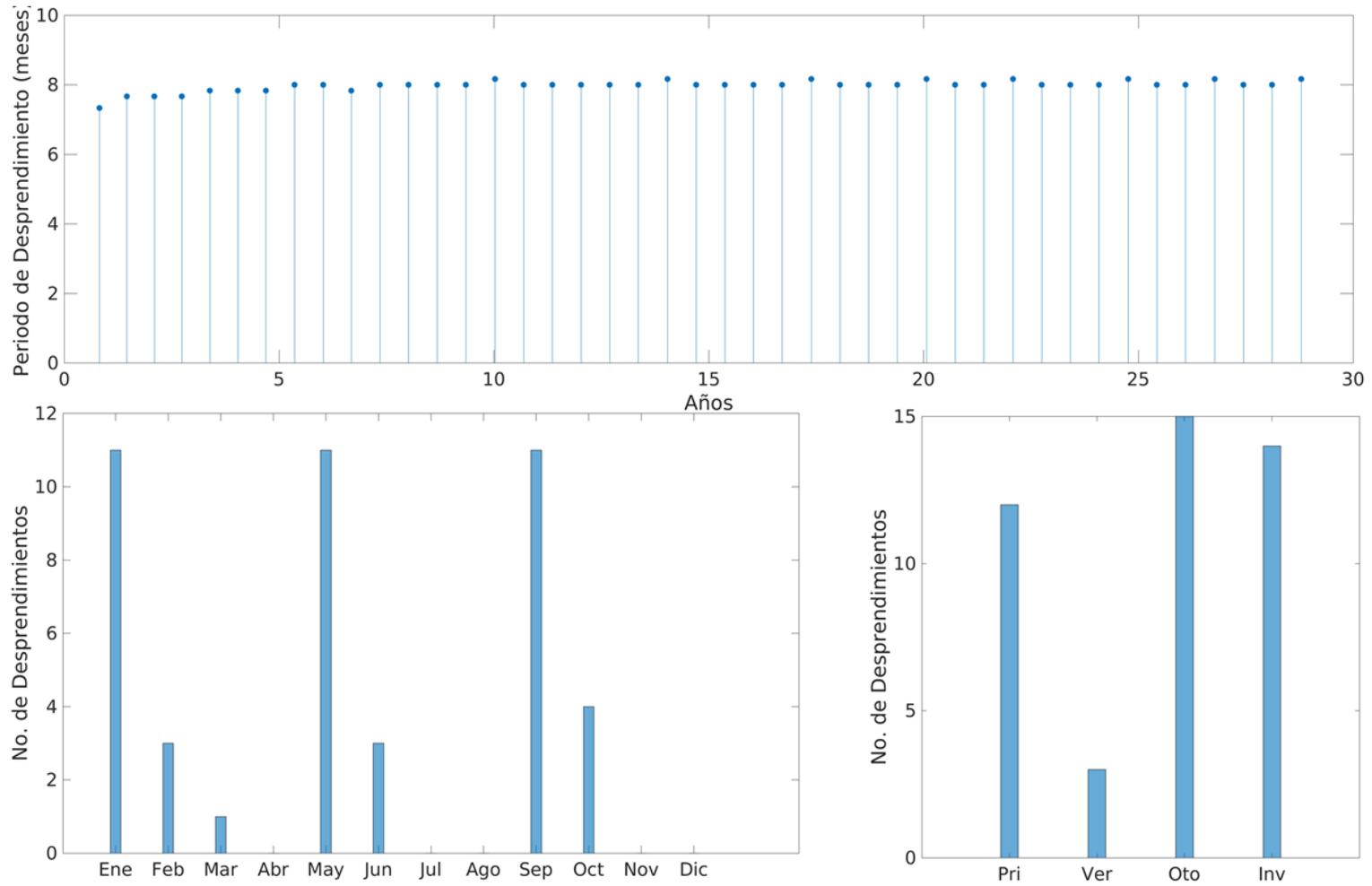


Figura Corr 071 E2-T2b. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

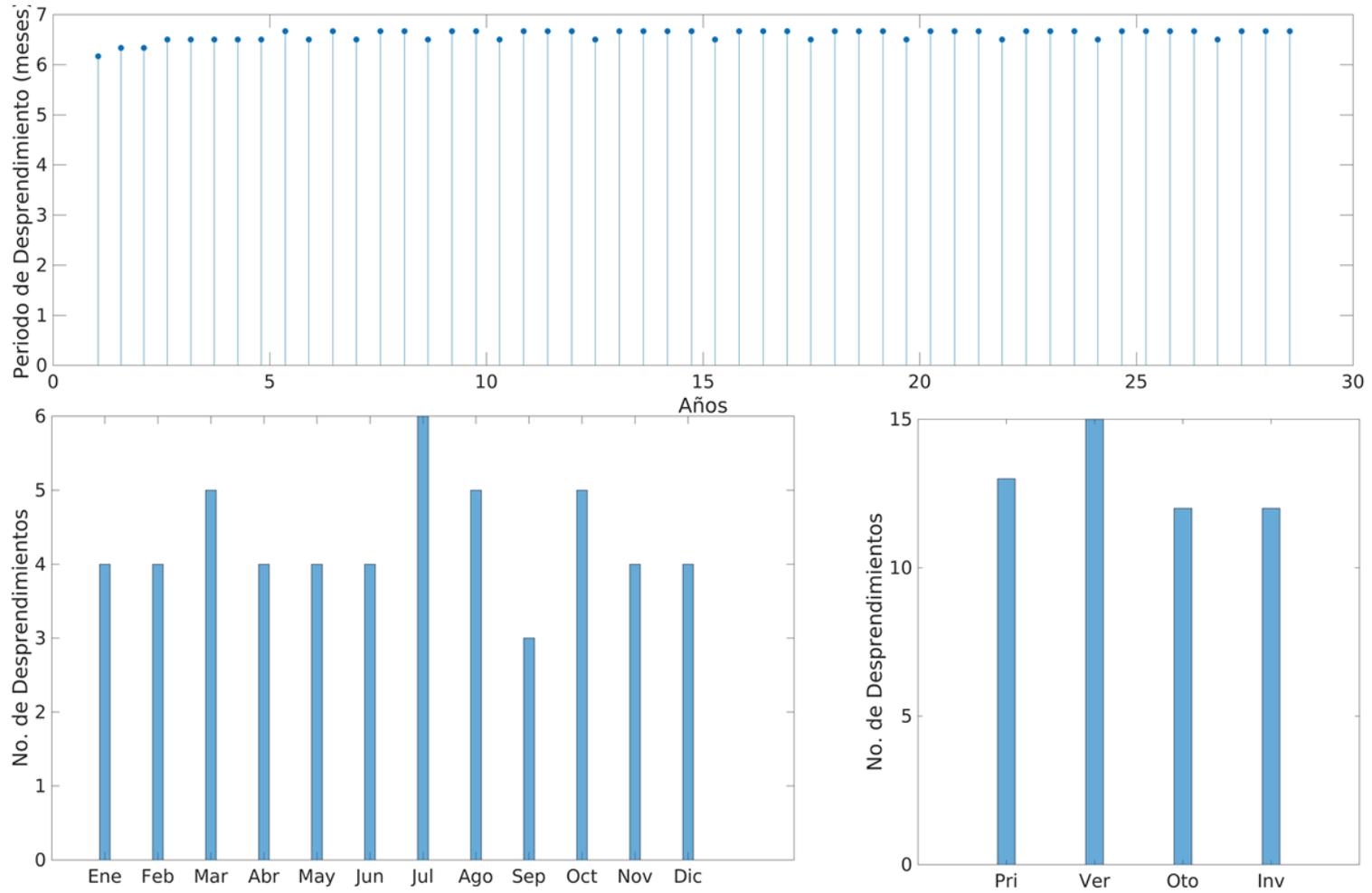


Figura Corr 072 E2-T2b. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

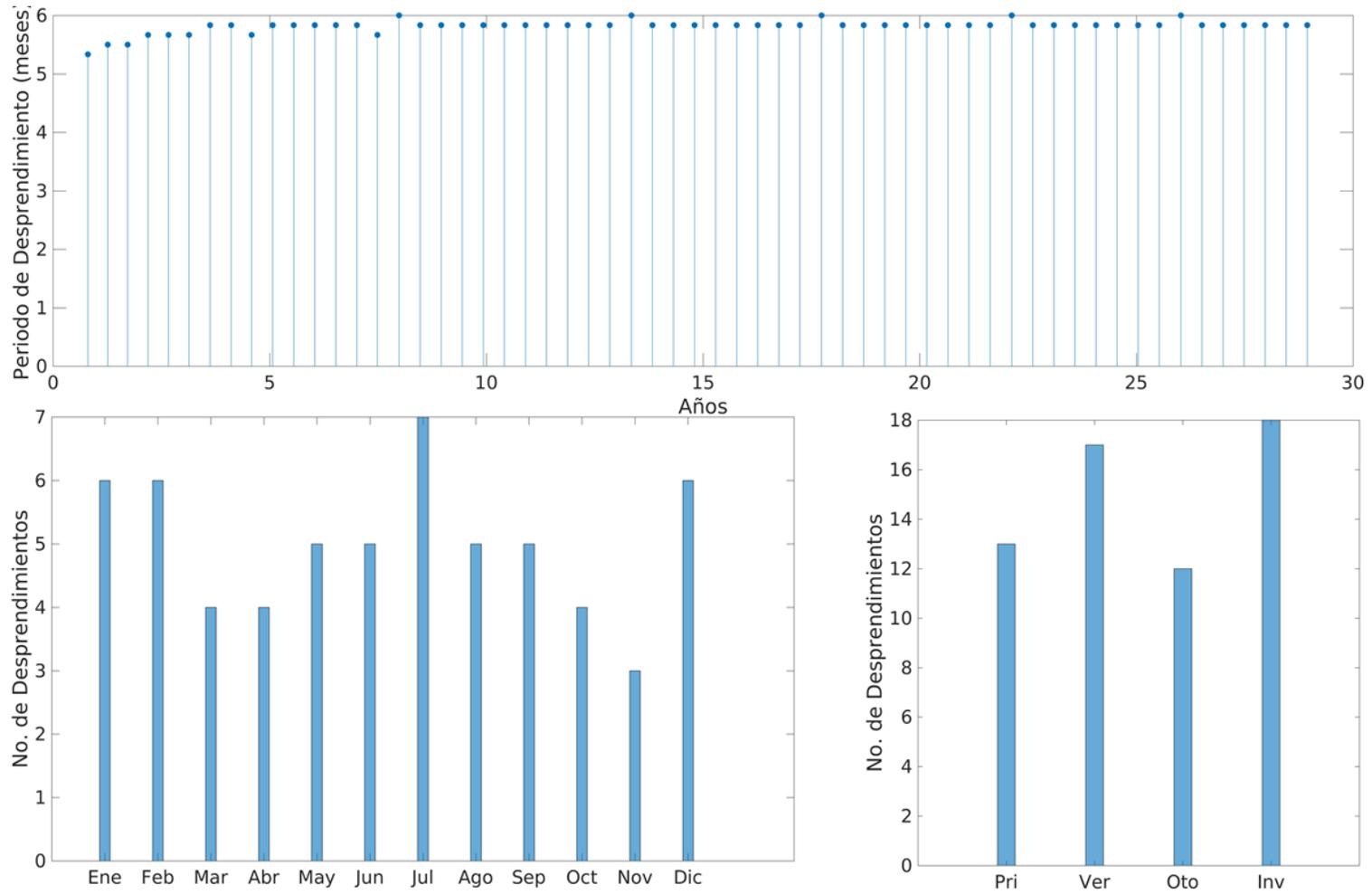


Figura Corr 073 E2-T2b. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

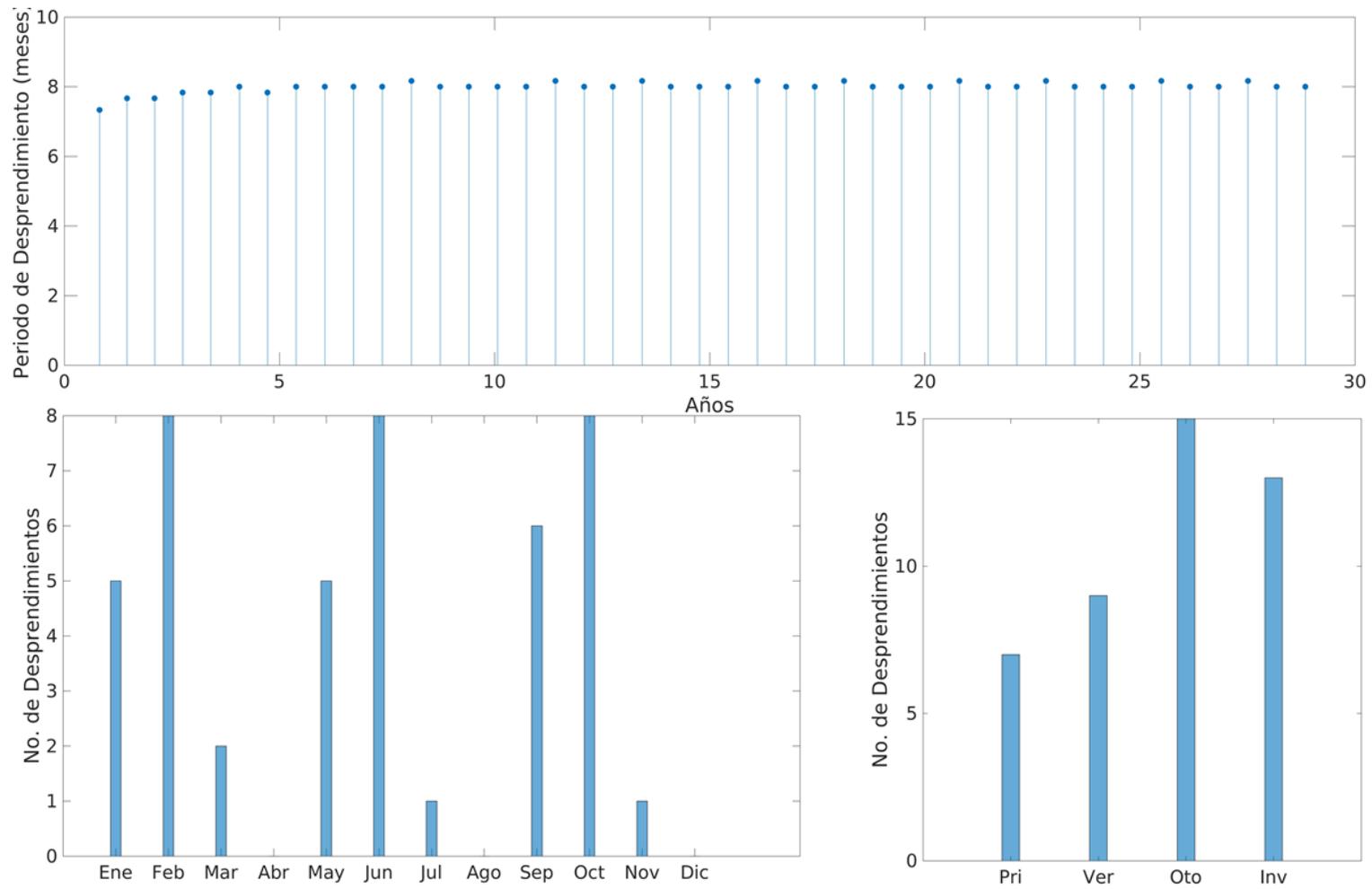


Figura Corr 075 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

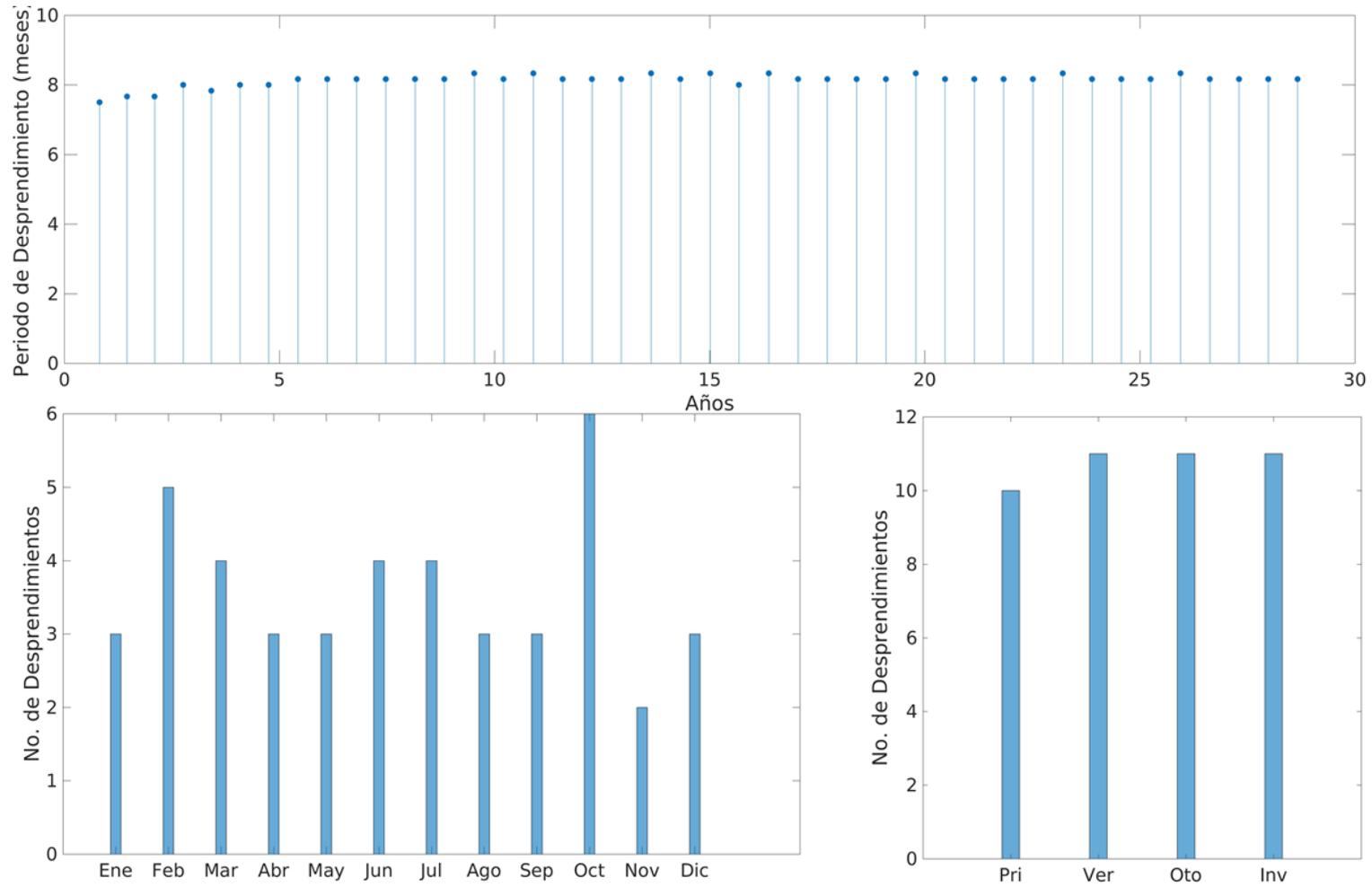


Figura Corr 076 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

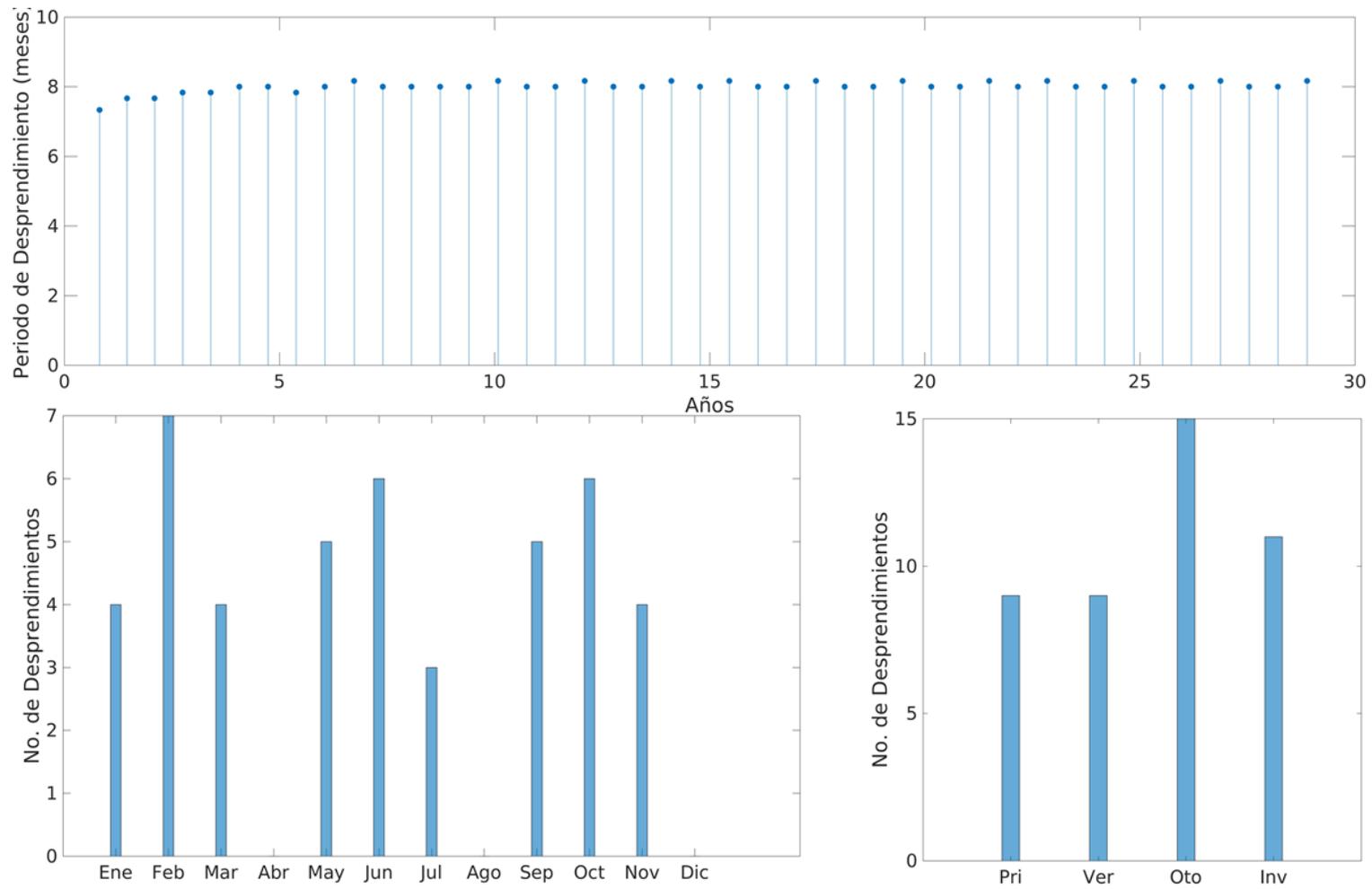


Figura Corr 077 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

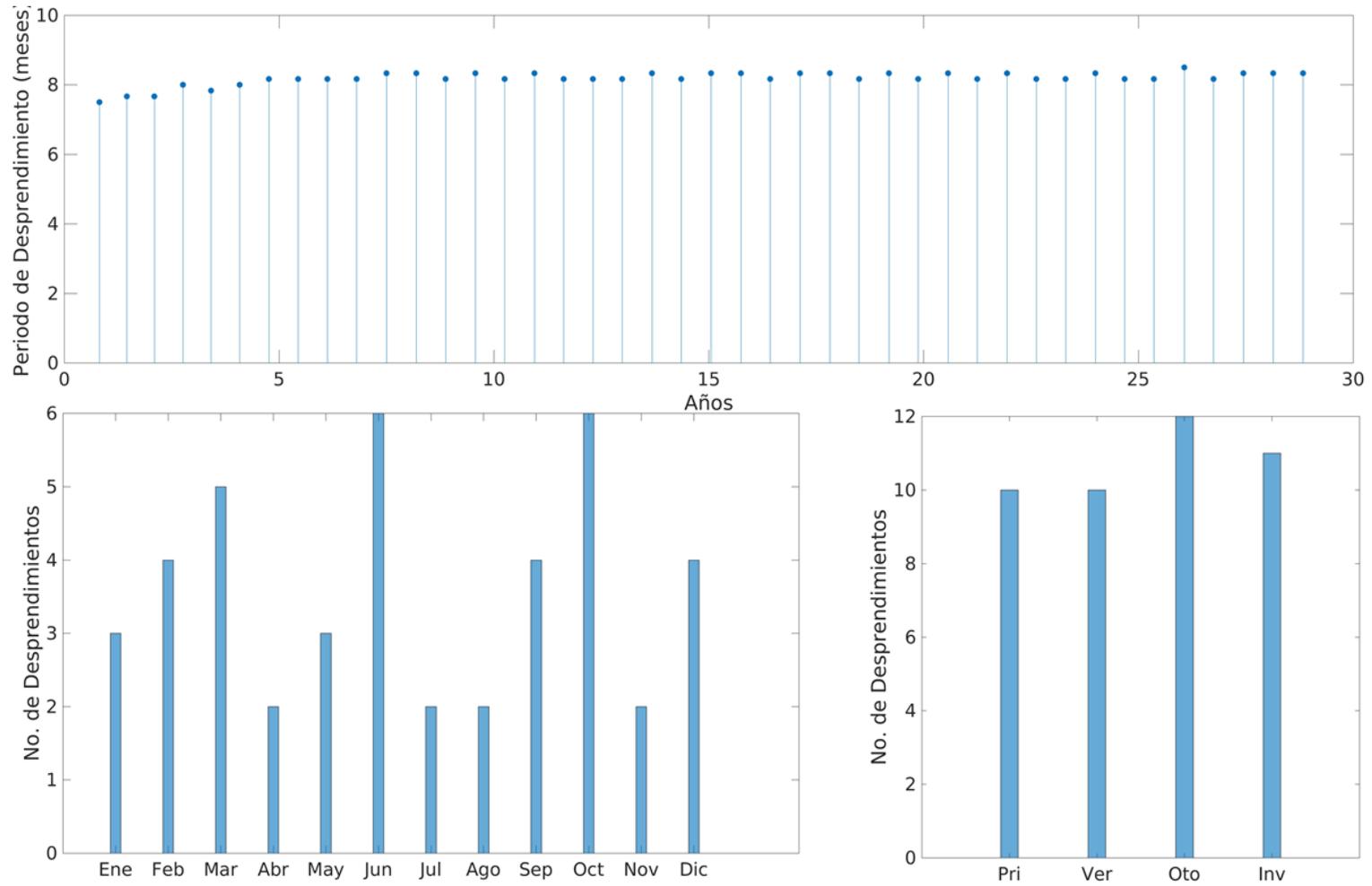


Figura Corr 078 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

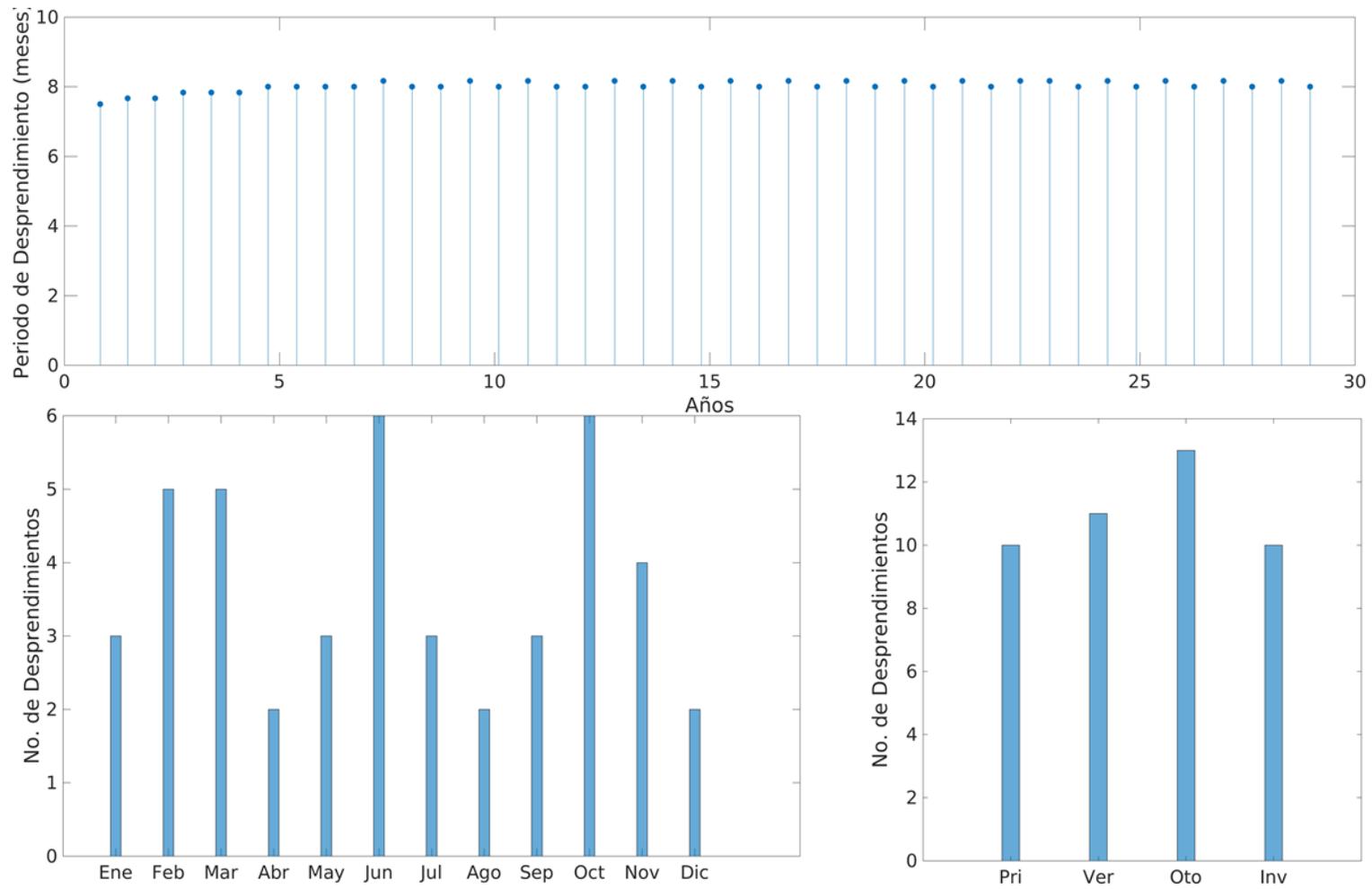


Figura Corr 079 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

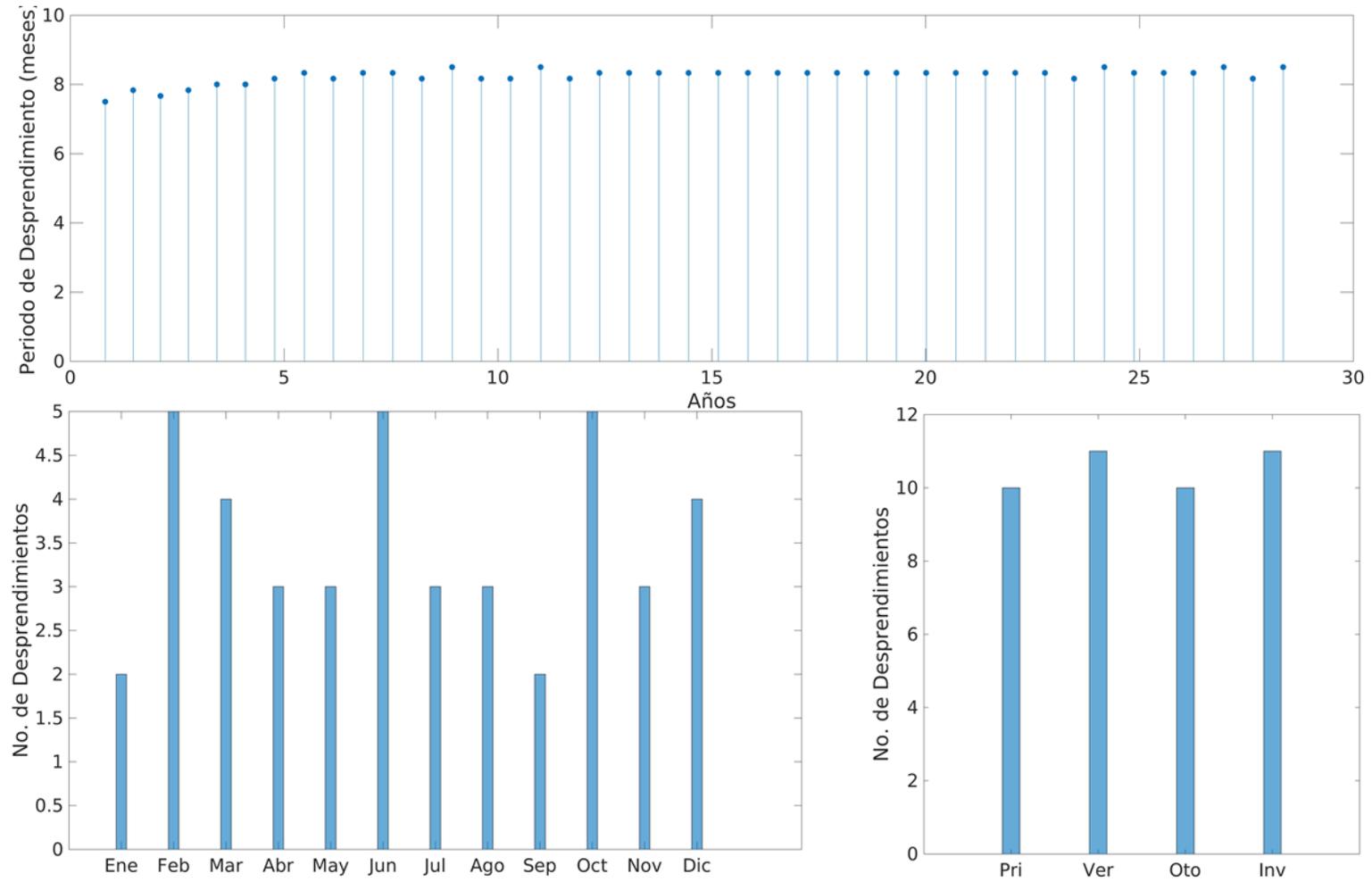


Figura Corr 080 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

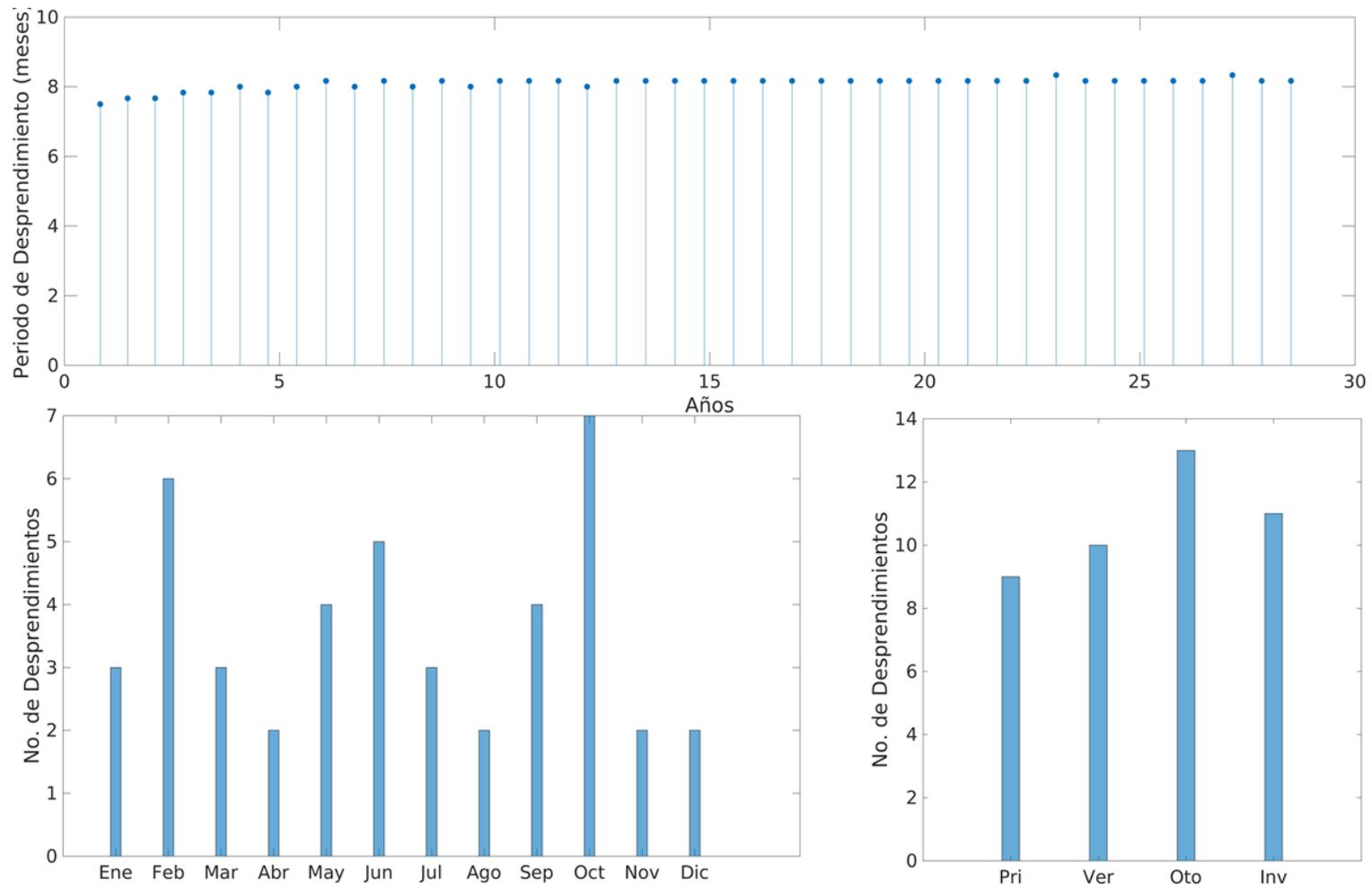


Figura Corr 081 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

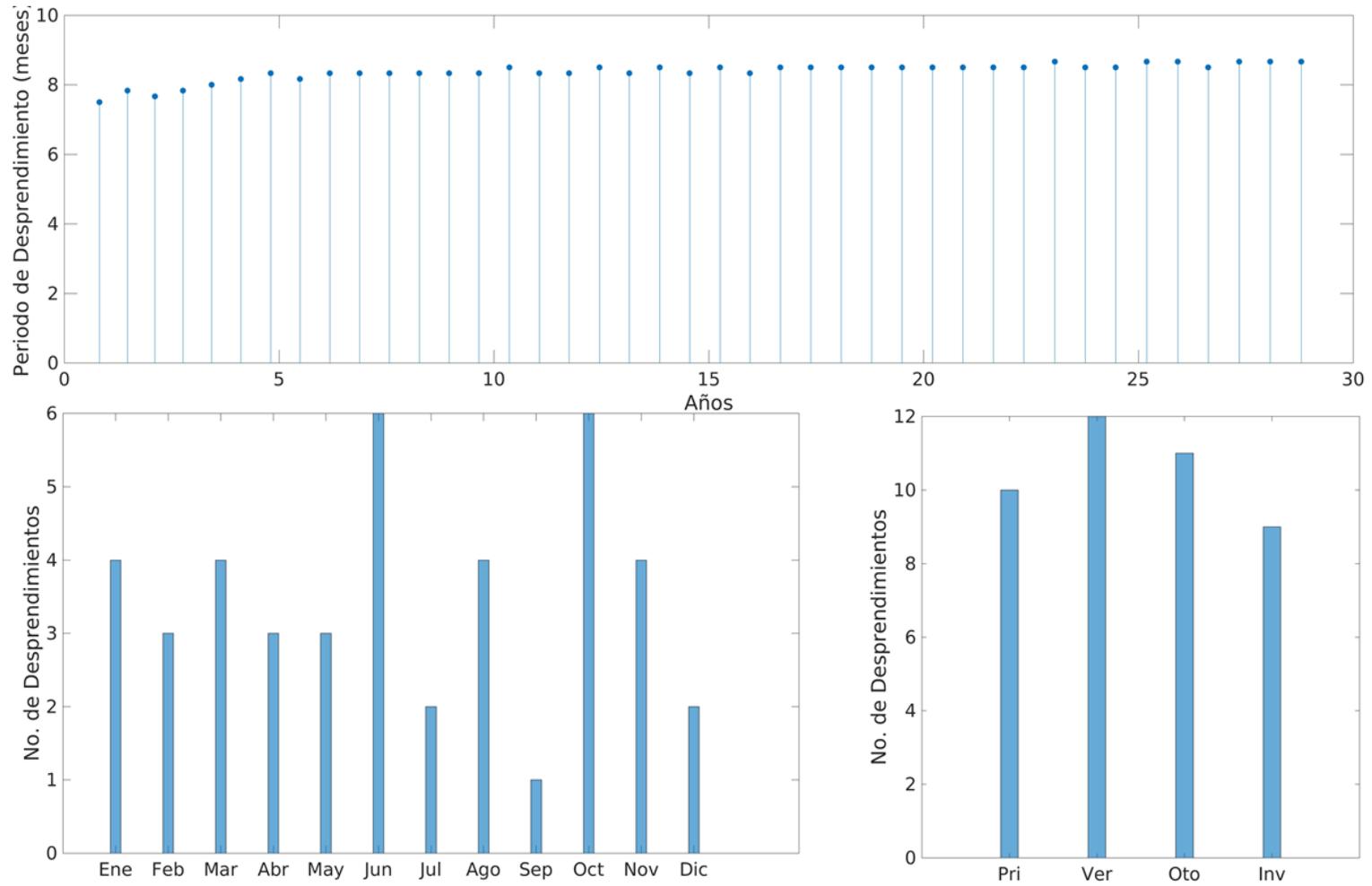


Figura Corr 082 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

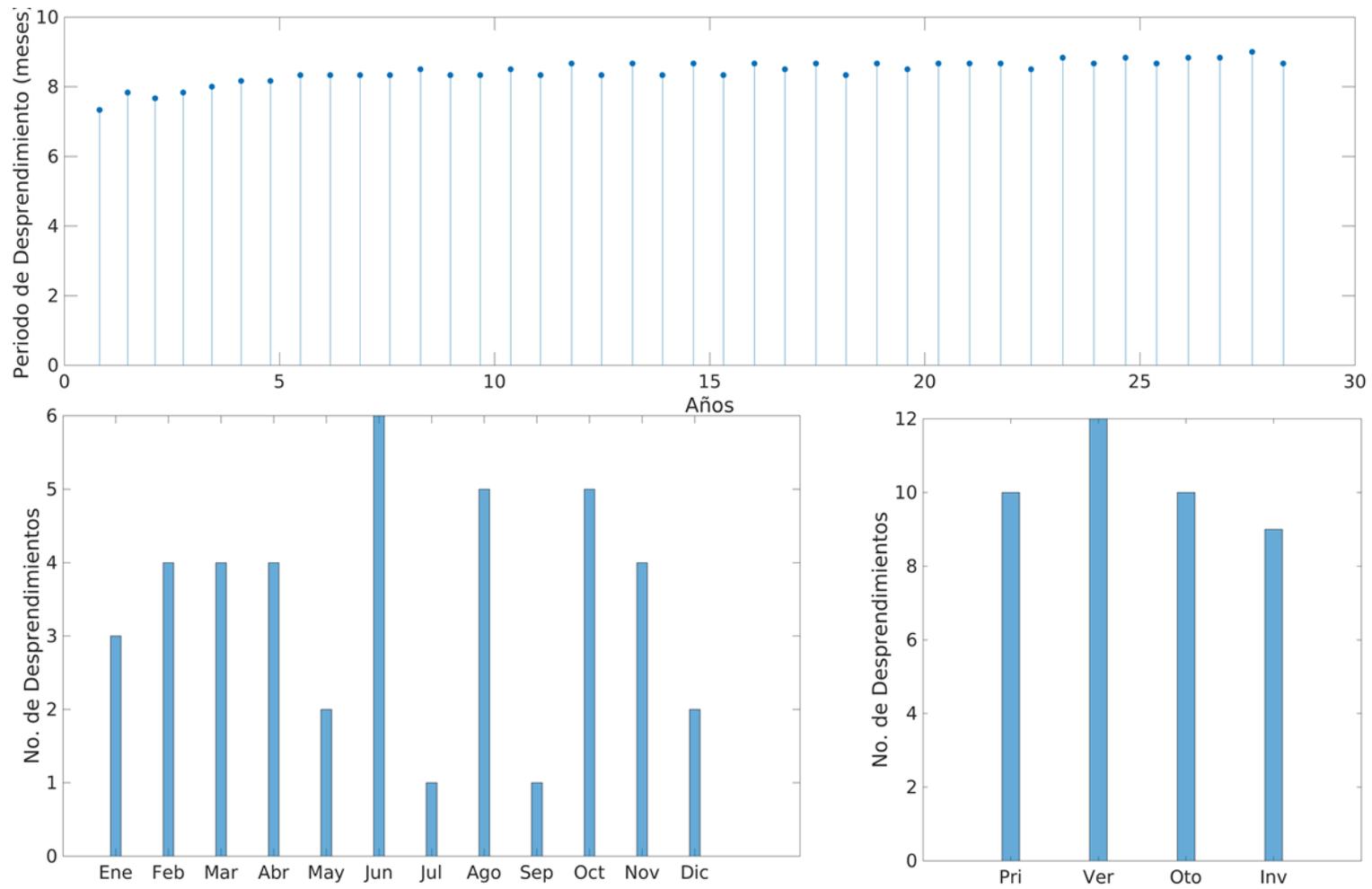


Figura Corr 083 E3-f1. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

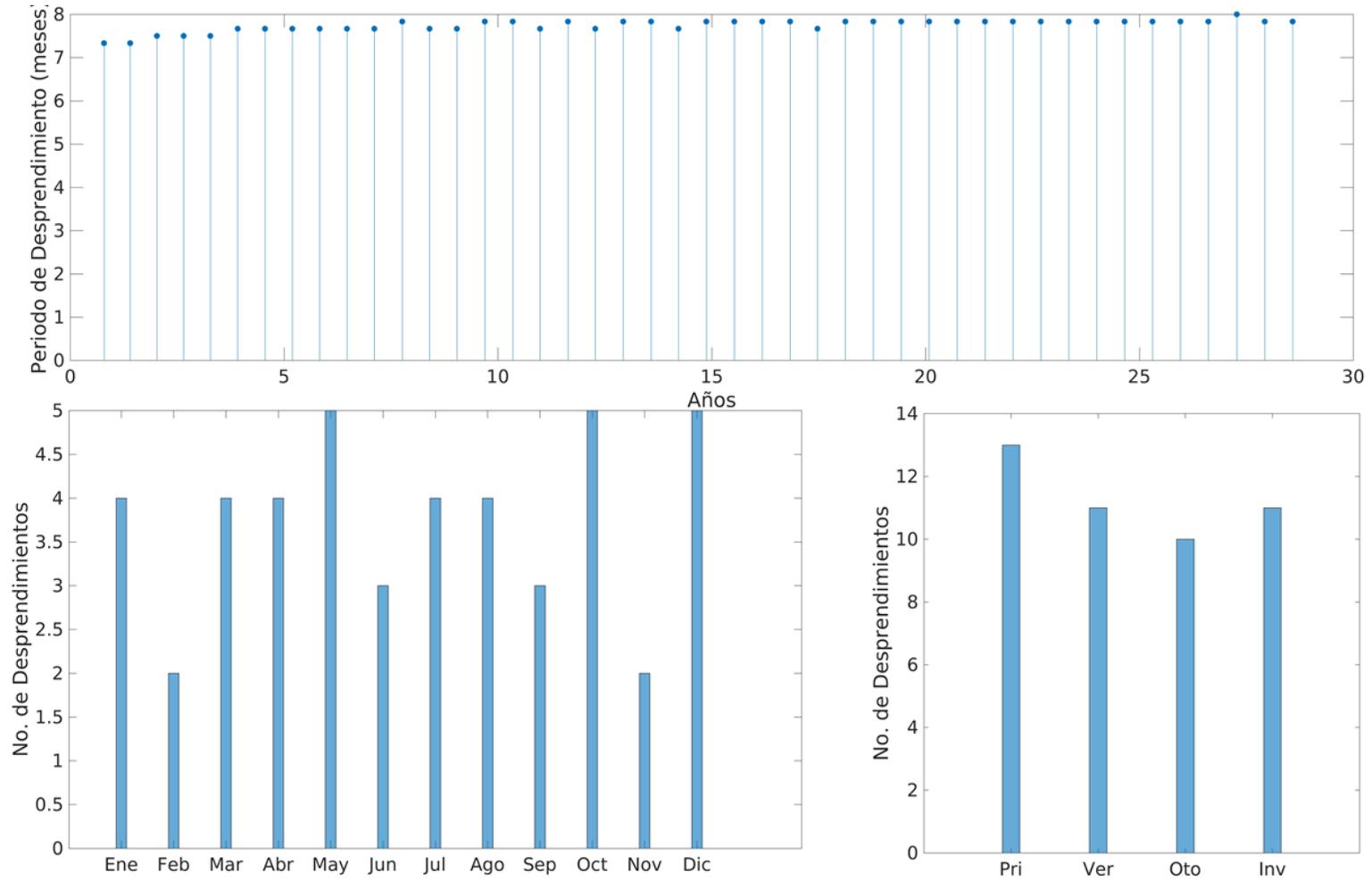


Figura Corr 087 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

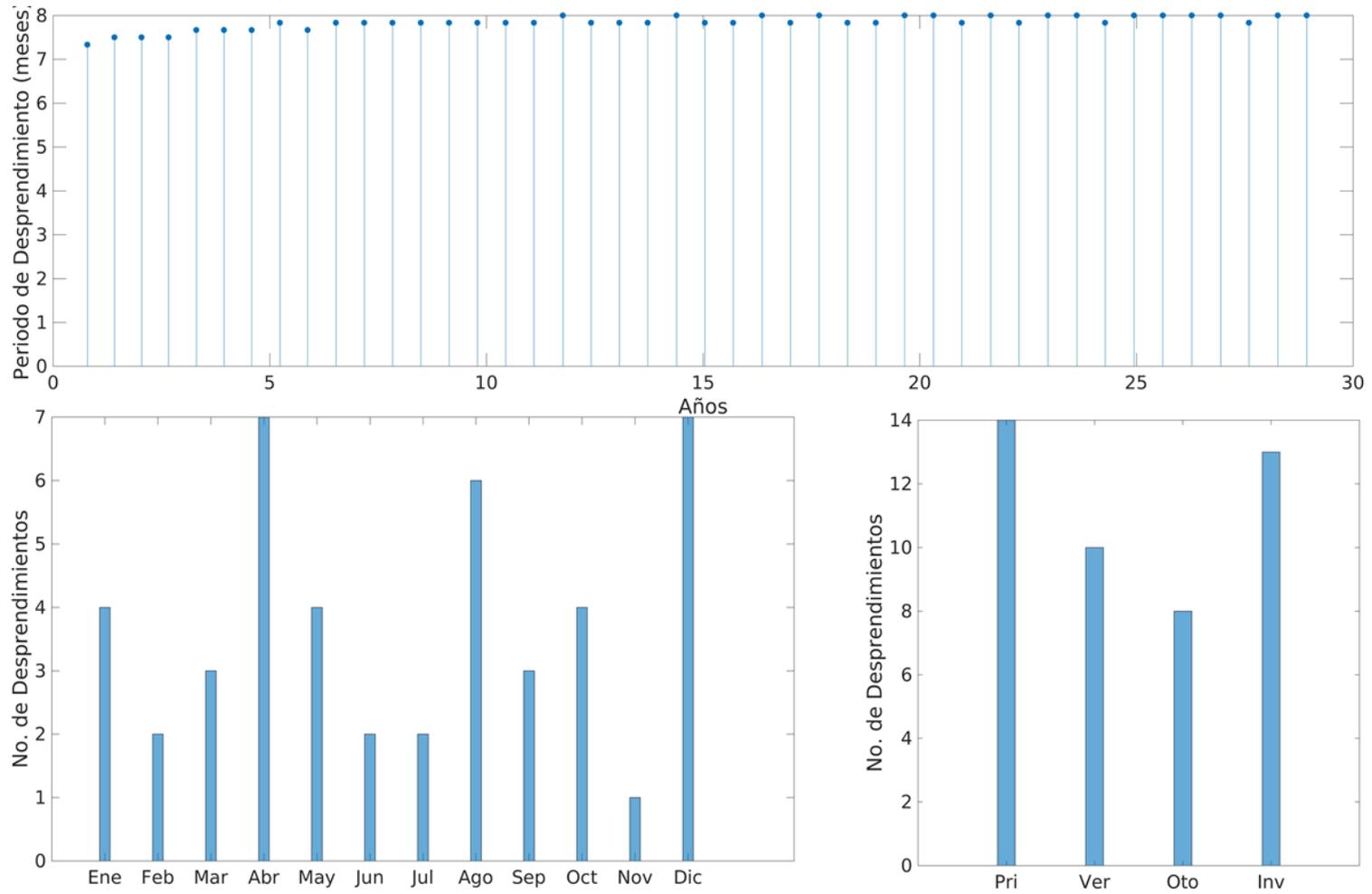


Figura Corr 088 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

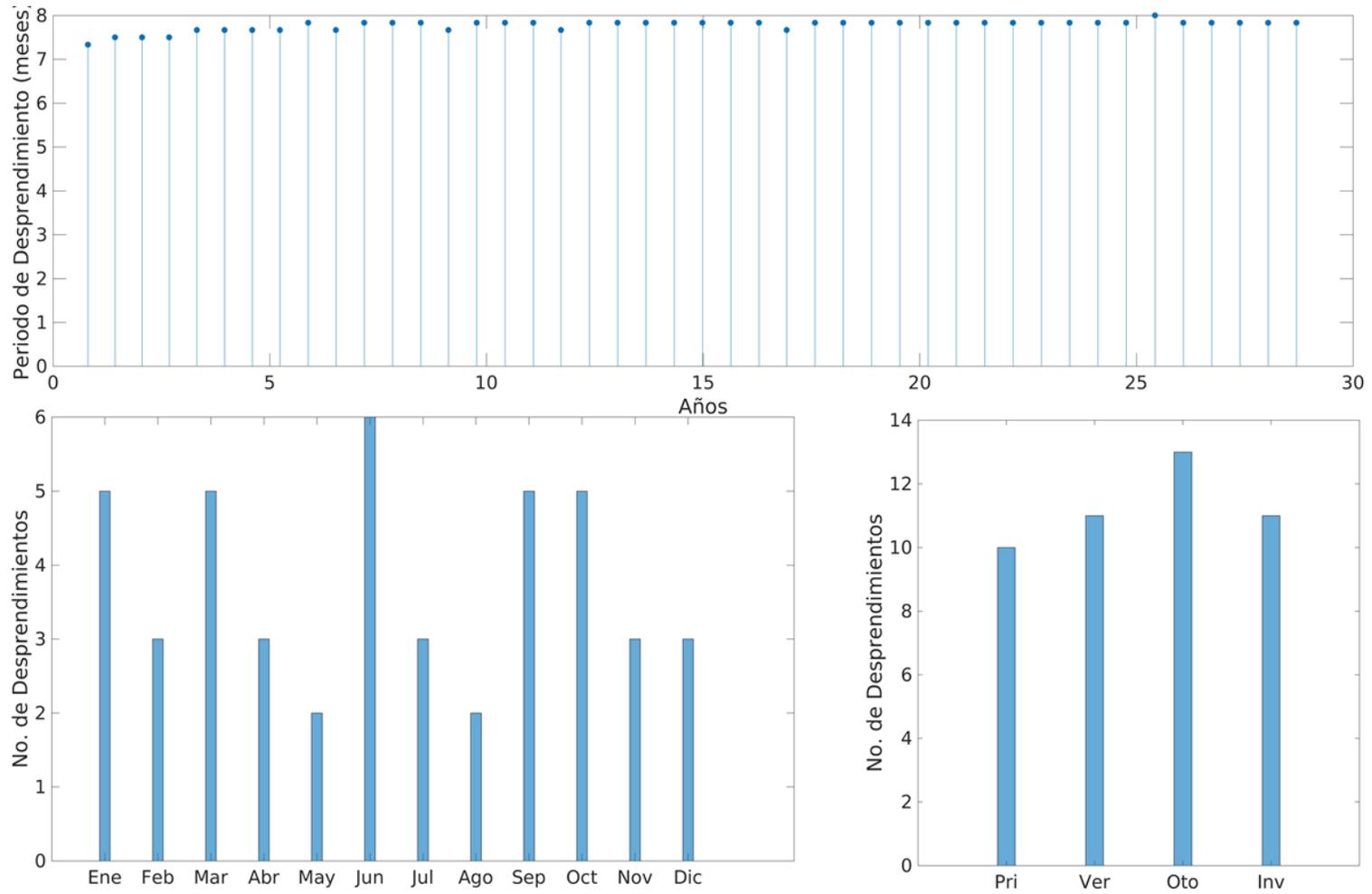


Figura Corr 089 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

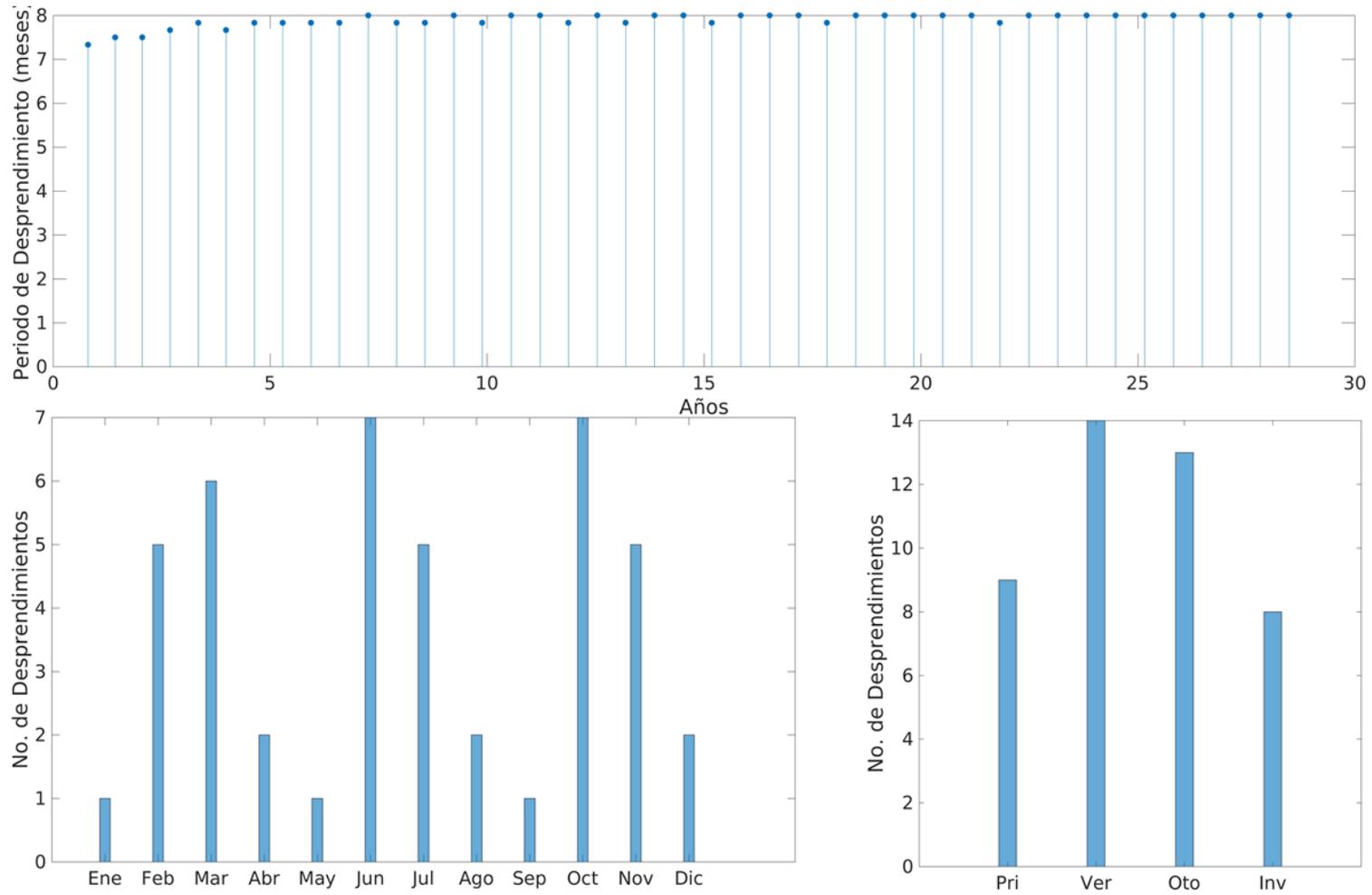


Figura Corr 090 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

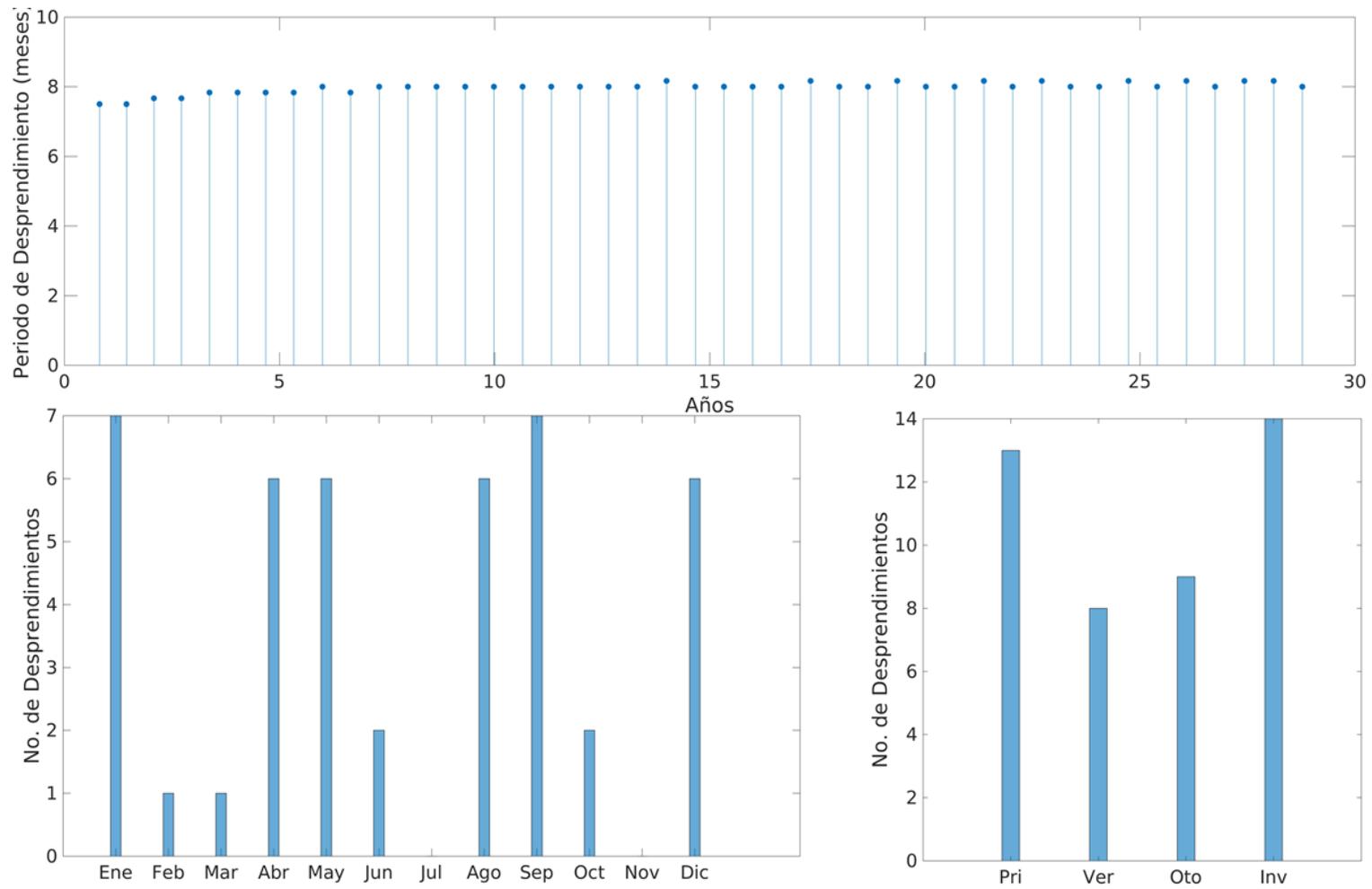


Figura Corr 091 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

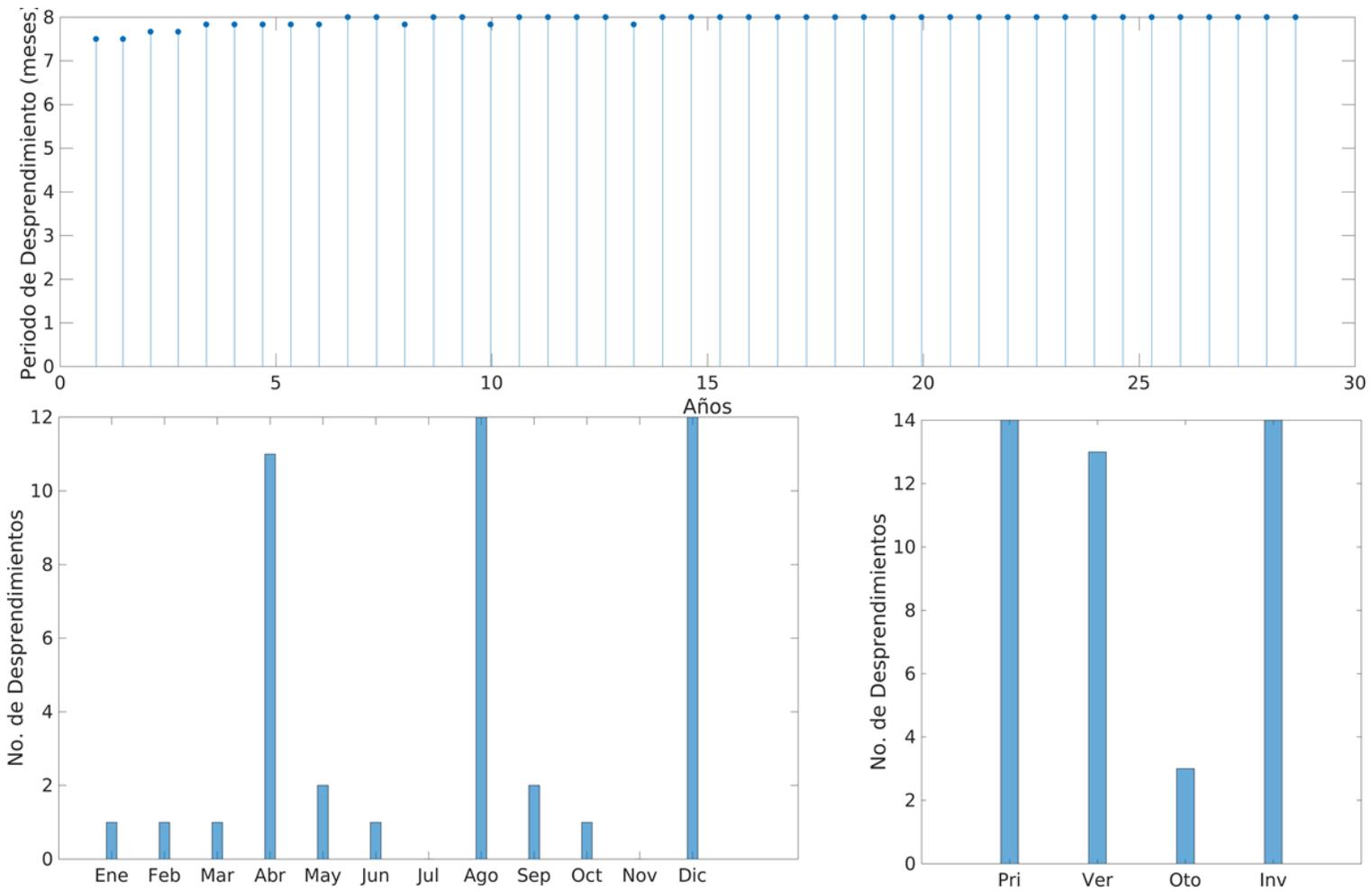


Figura Corr 092 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

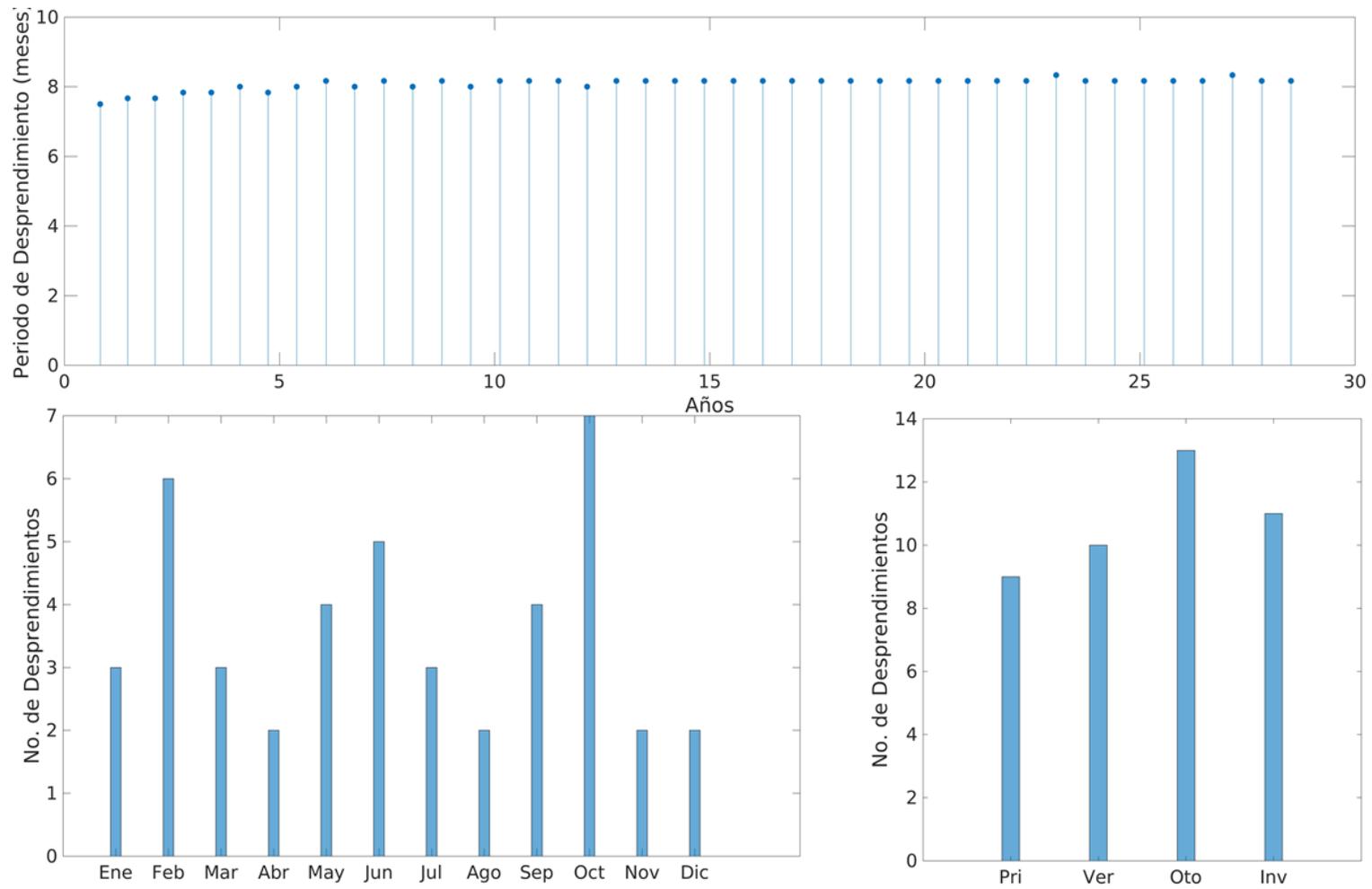


Figura Corr 093 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

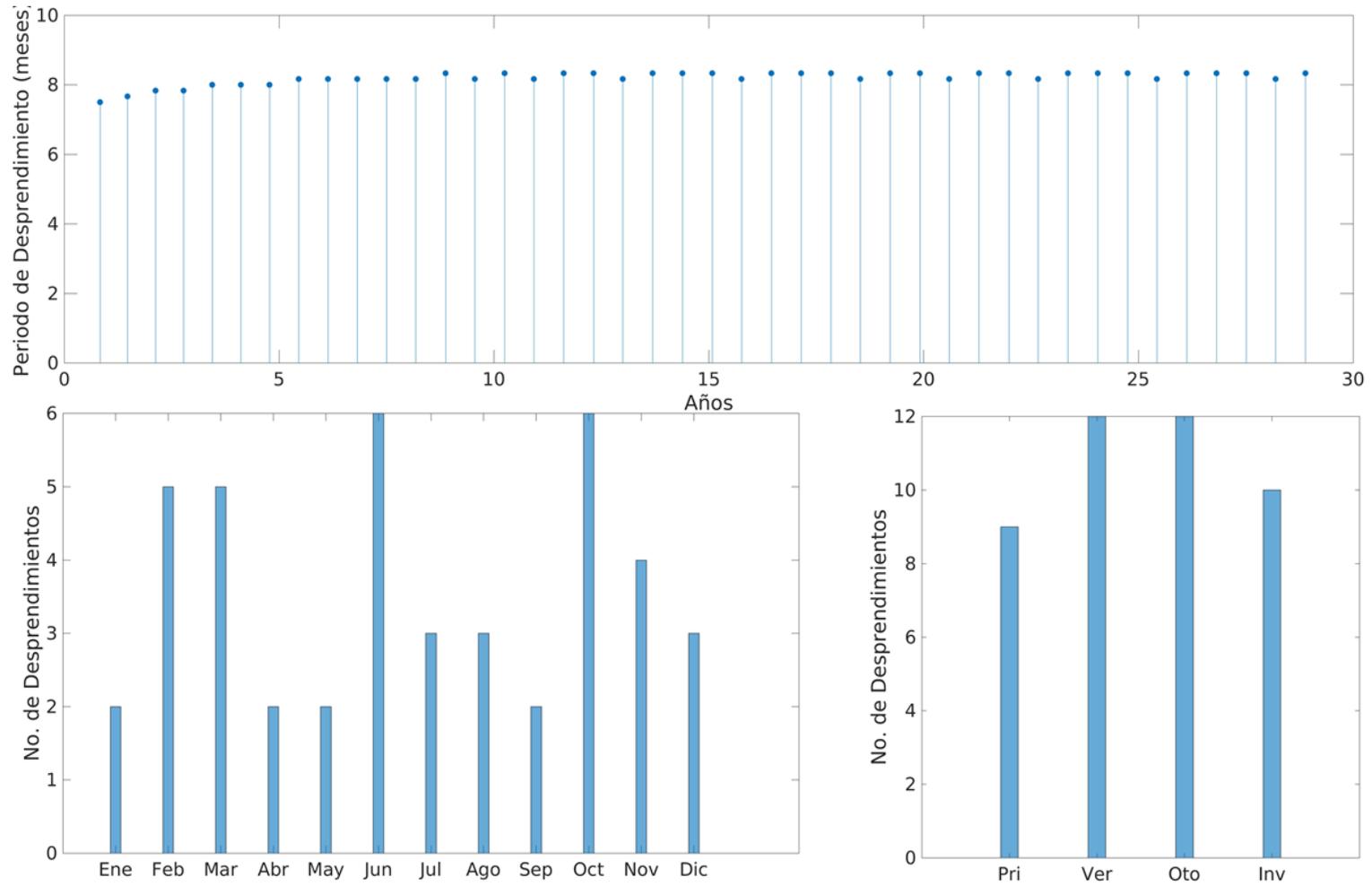


Figura Corr 094 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

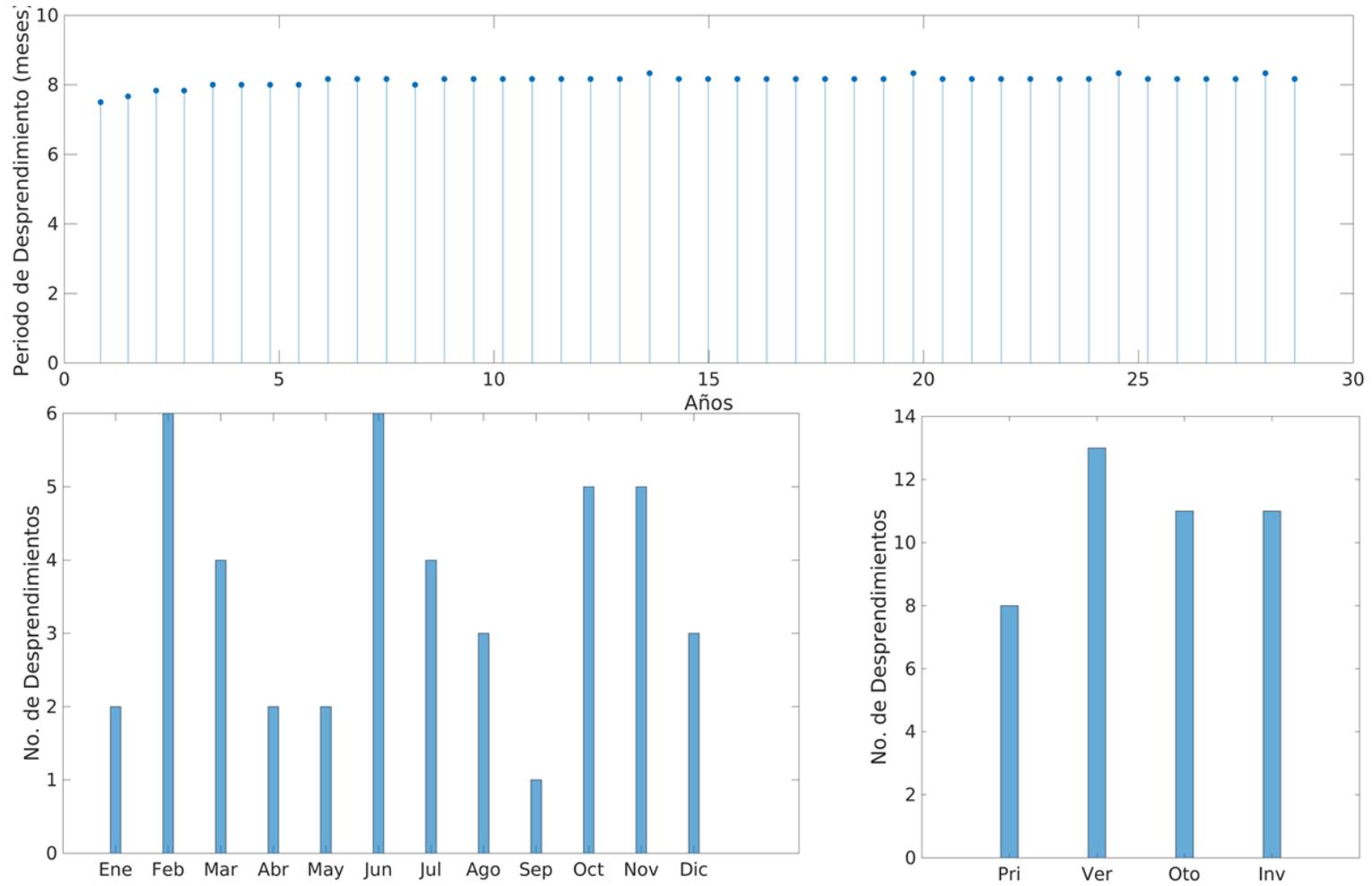


Figura Corr 095 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

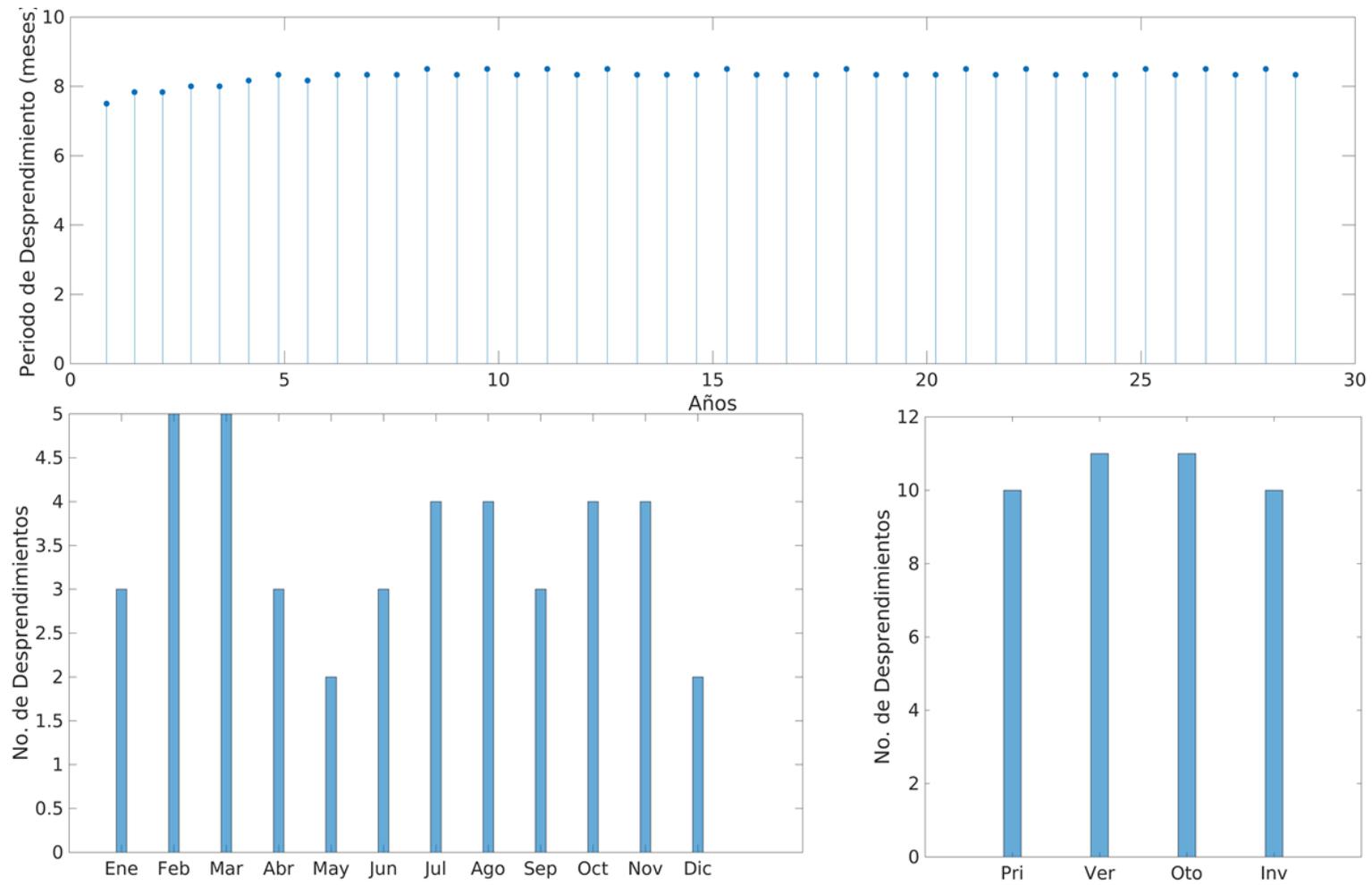


Figura Corr 096 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

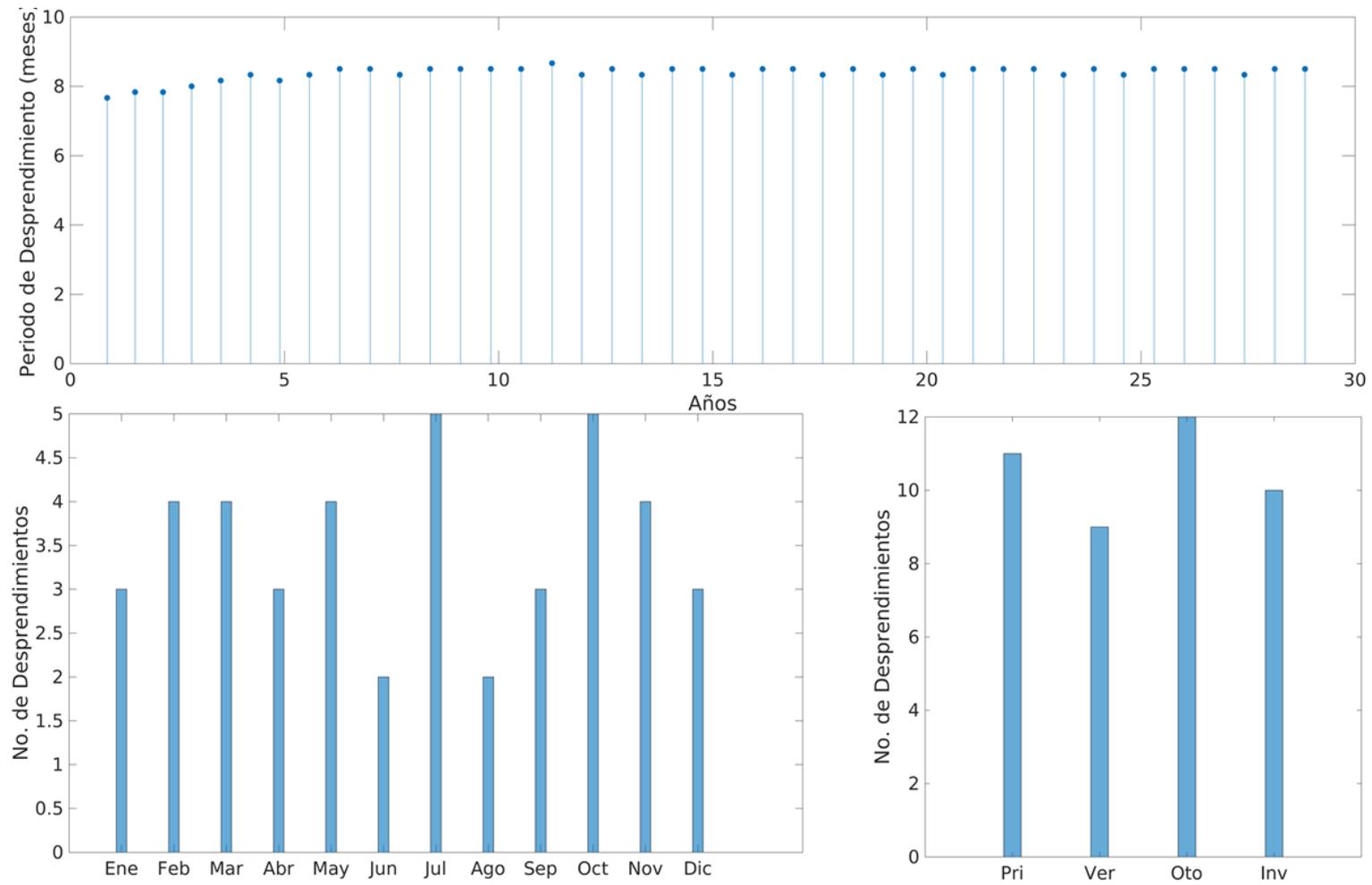


Figura Corr 097 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

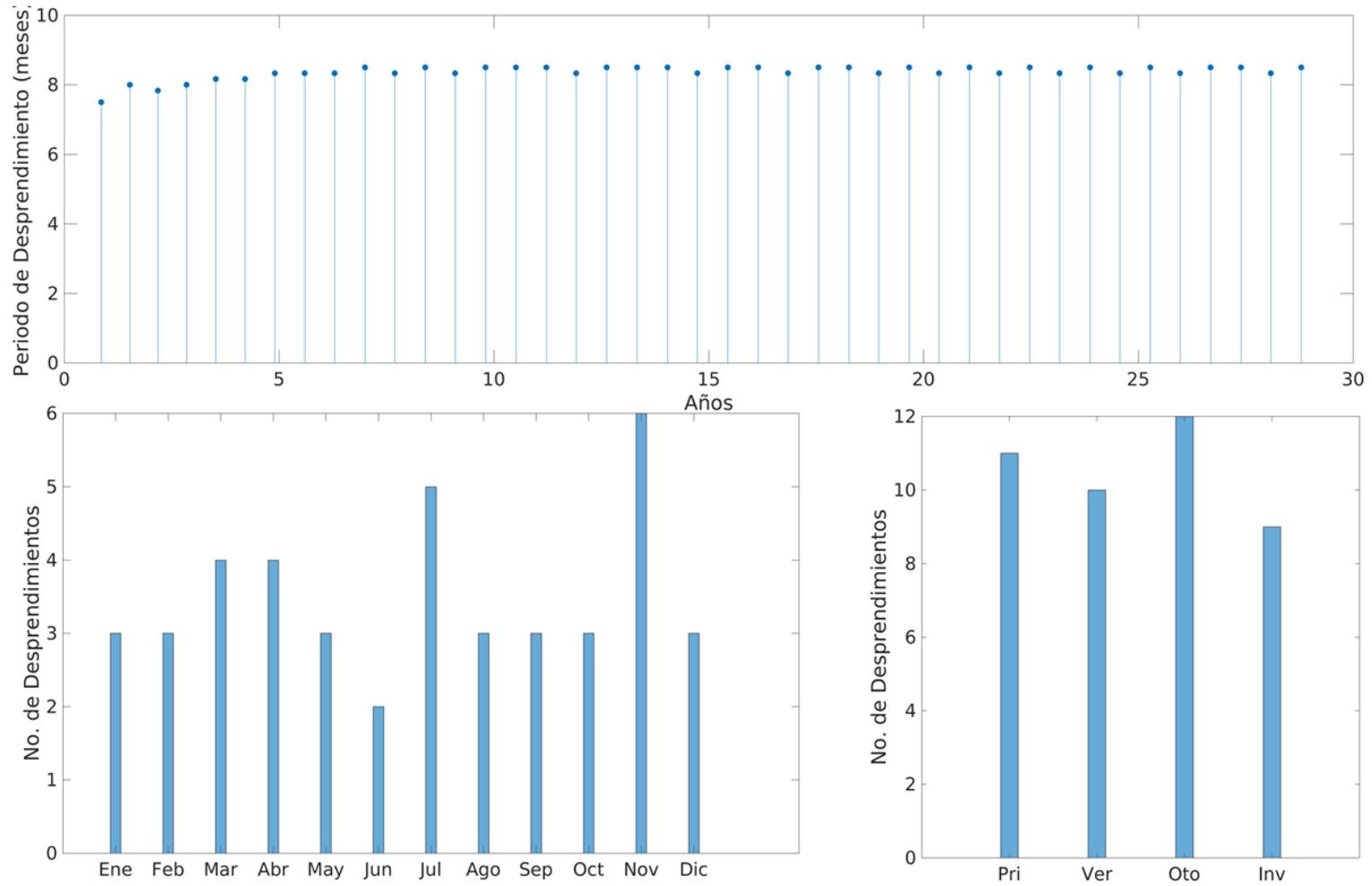


Figura Corr 098 E3-f2. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

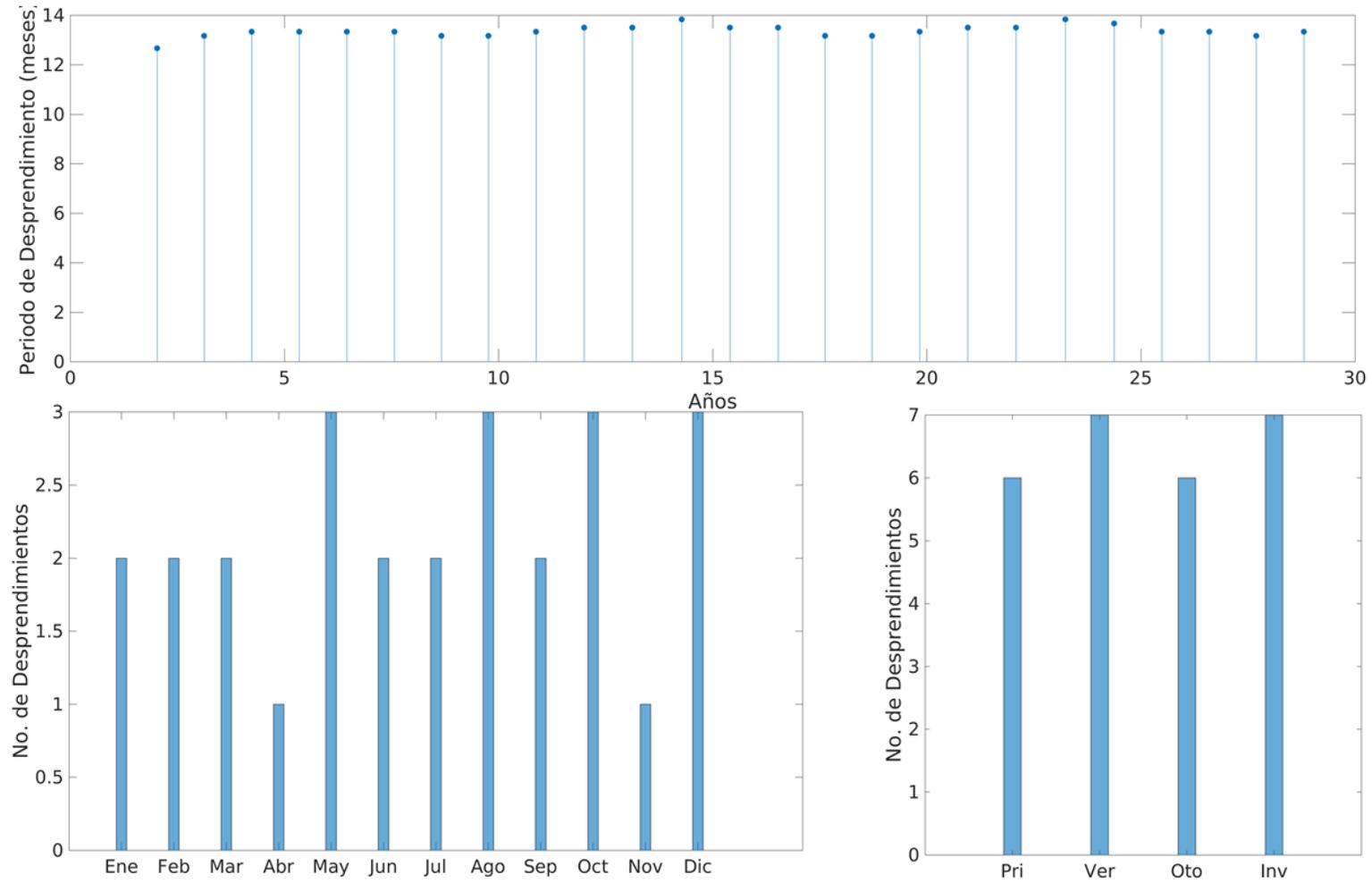


Figura Corr 099 57TA. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

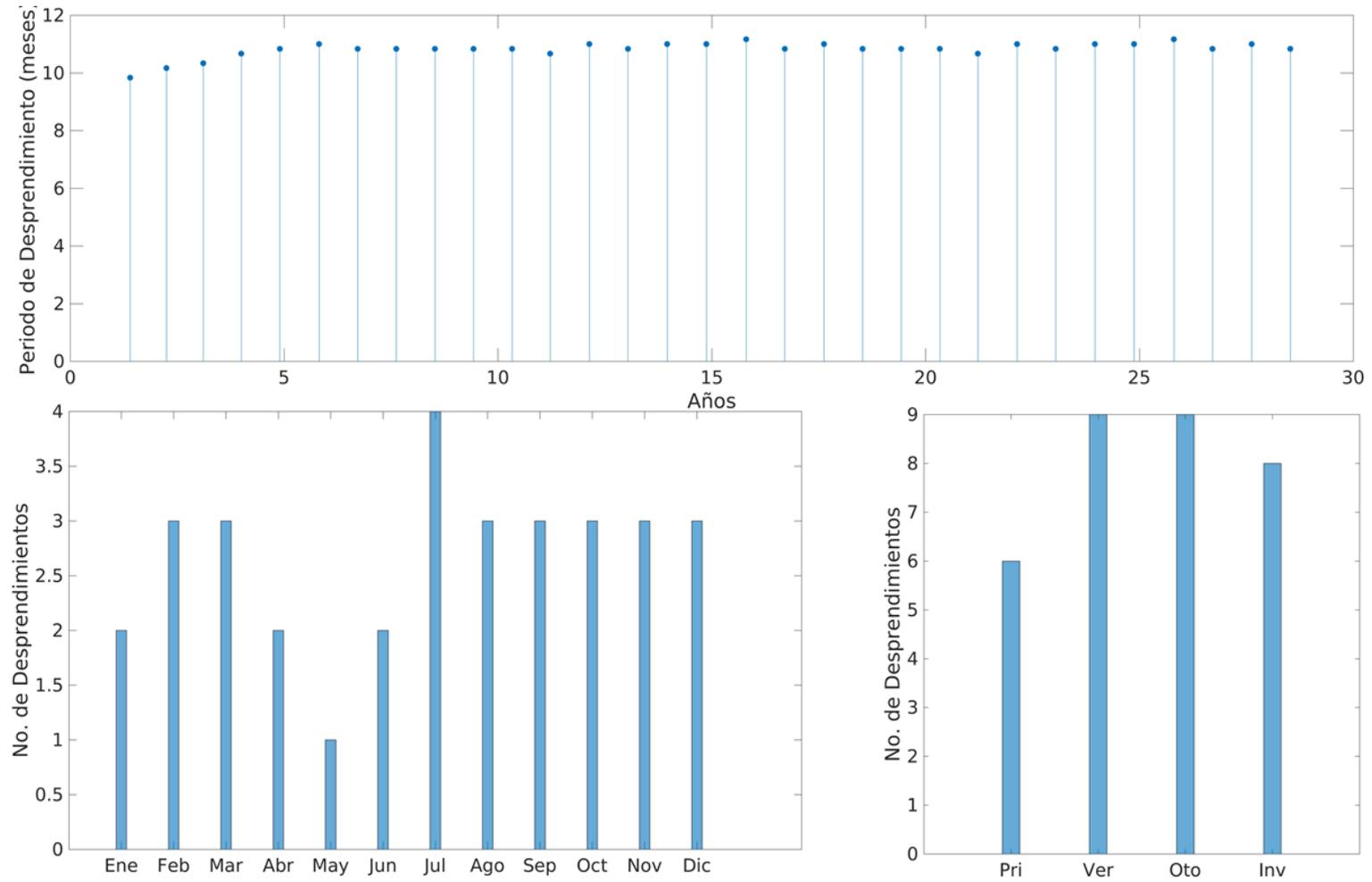


Figura Corr 100 58TA. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

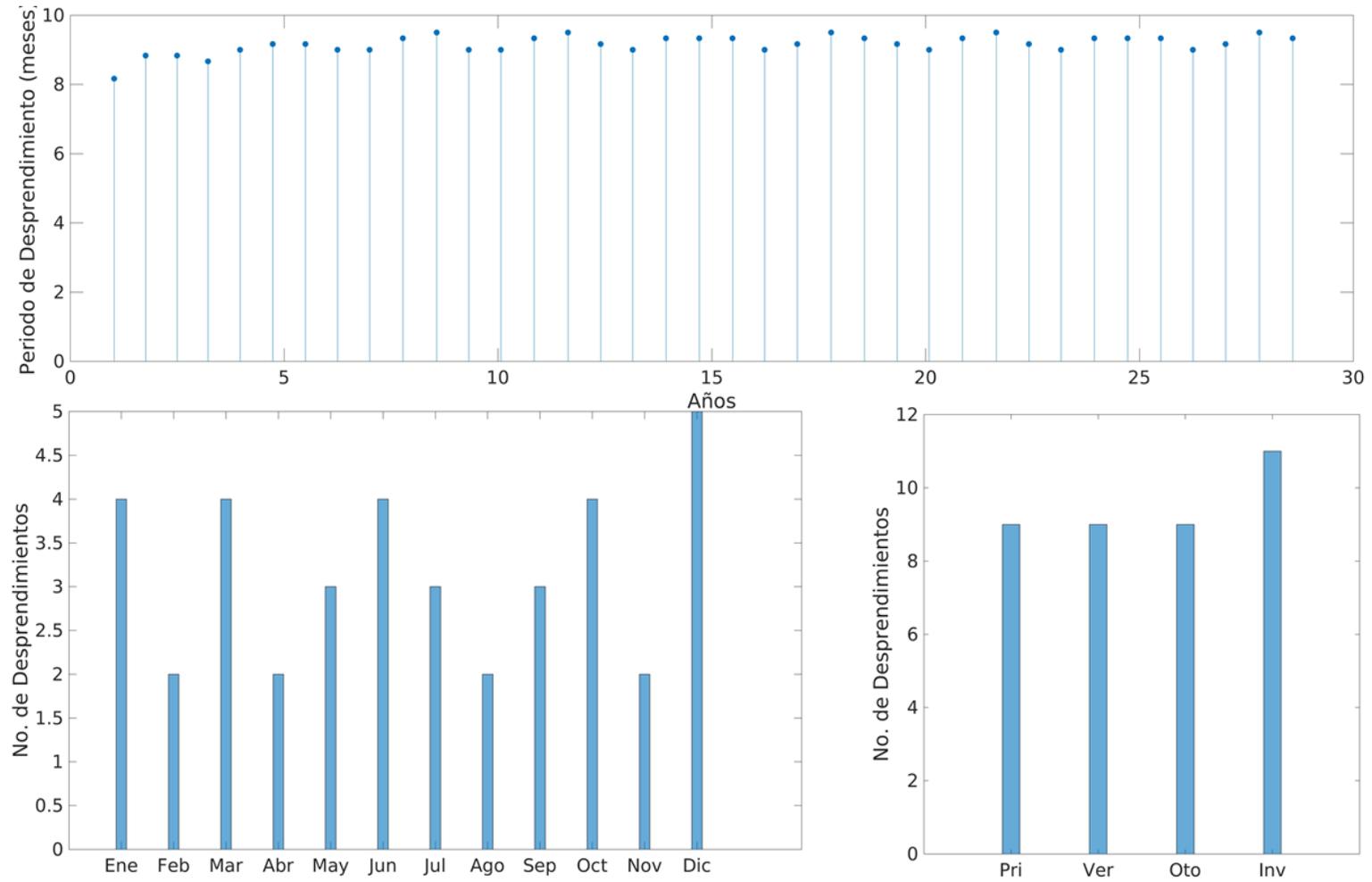


Figura Corr 101 59TA. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

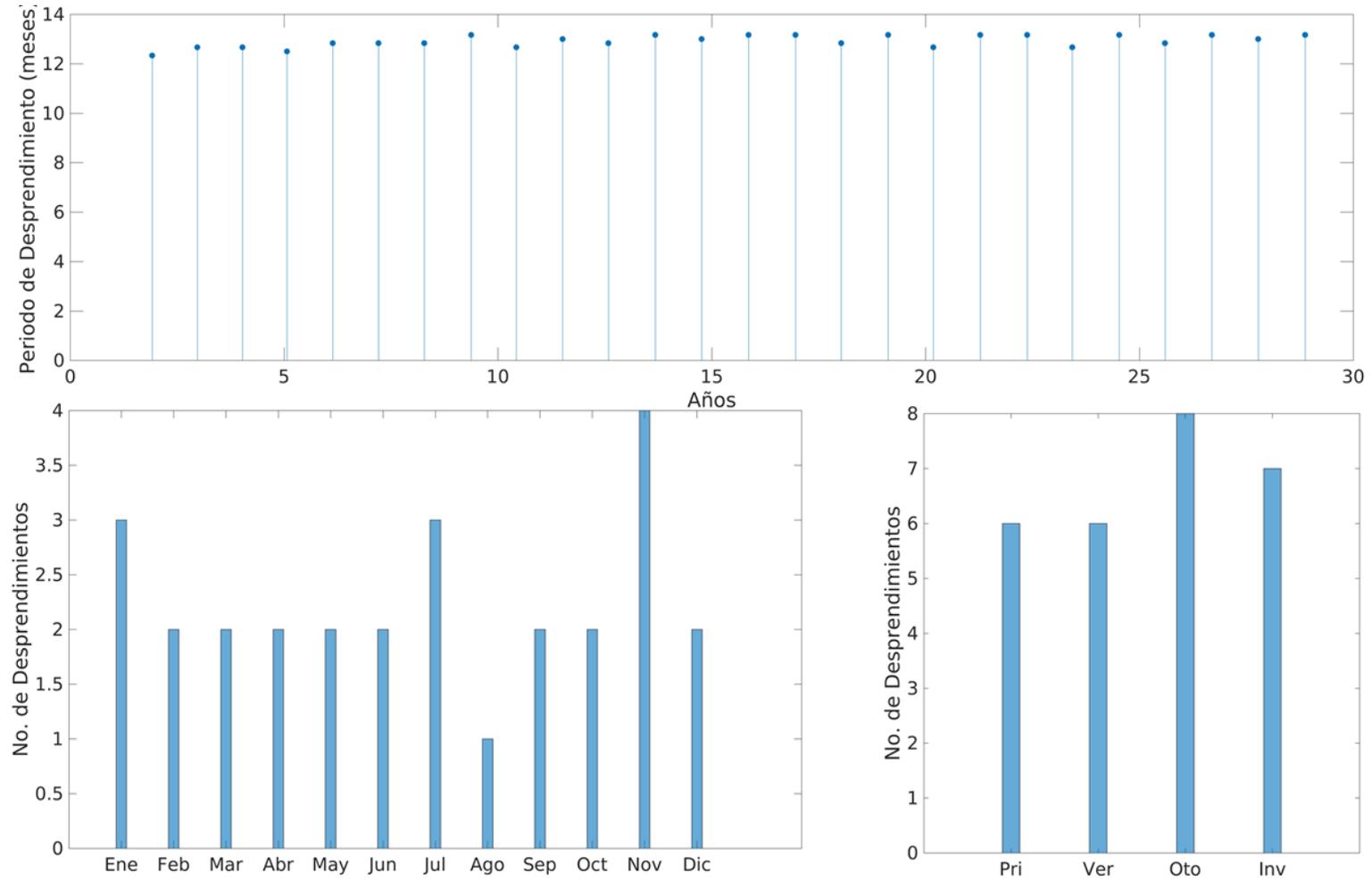


Figura Corr 102 57TH. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

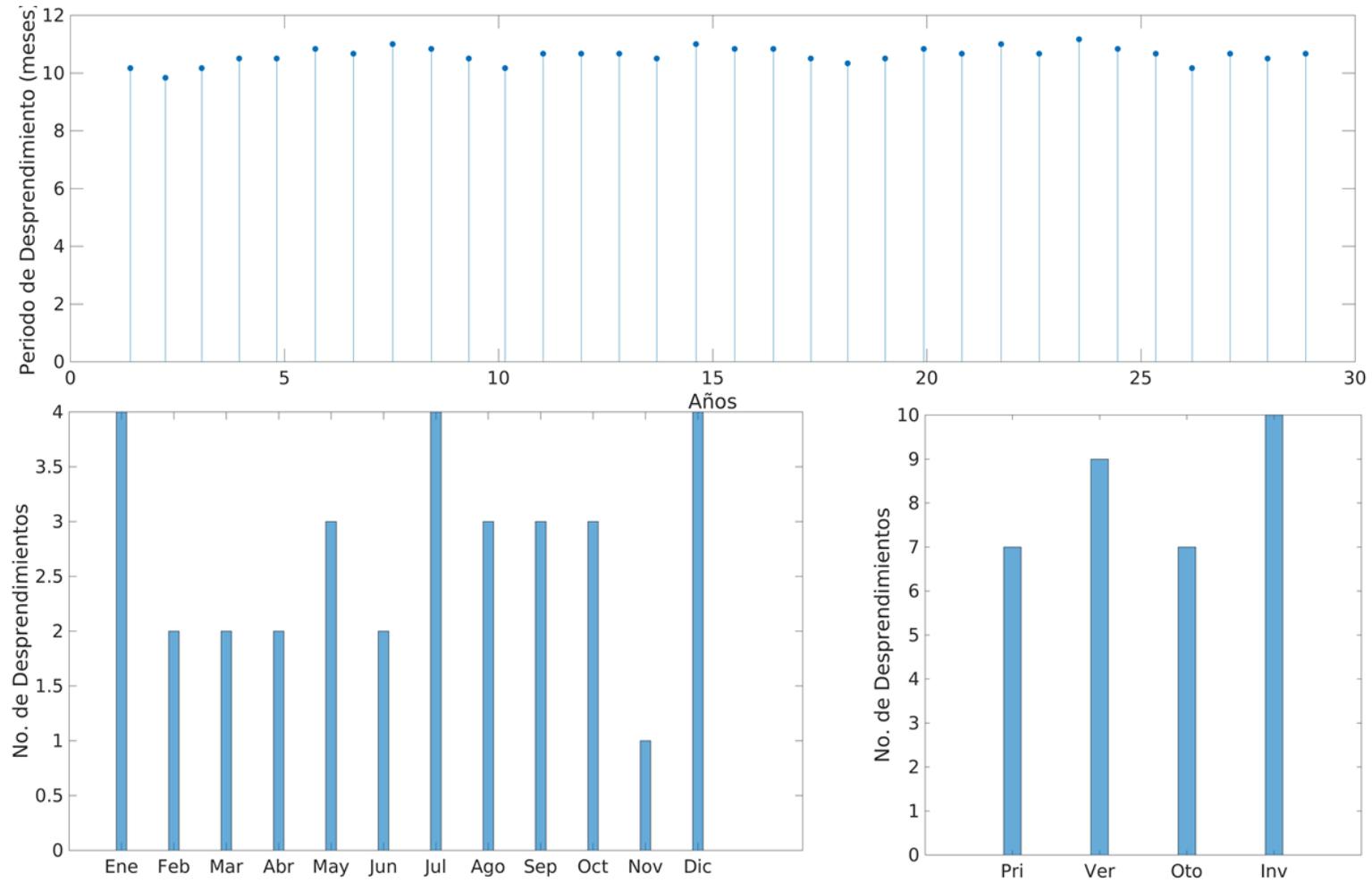


Figura Corr 103 58TH. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

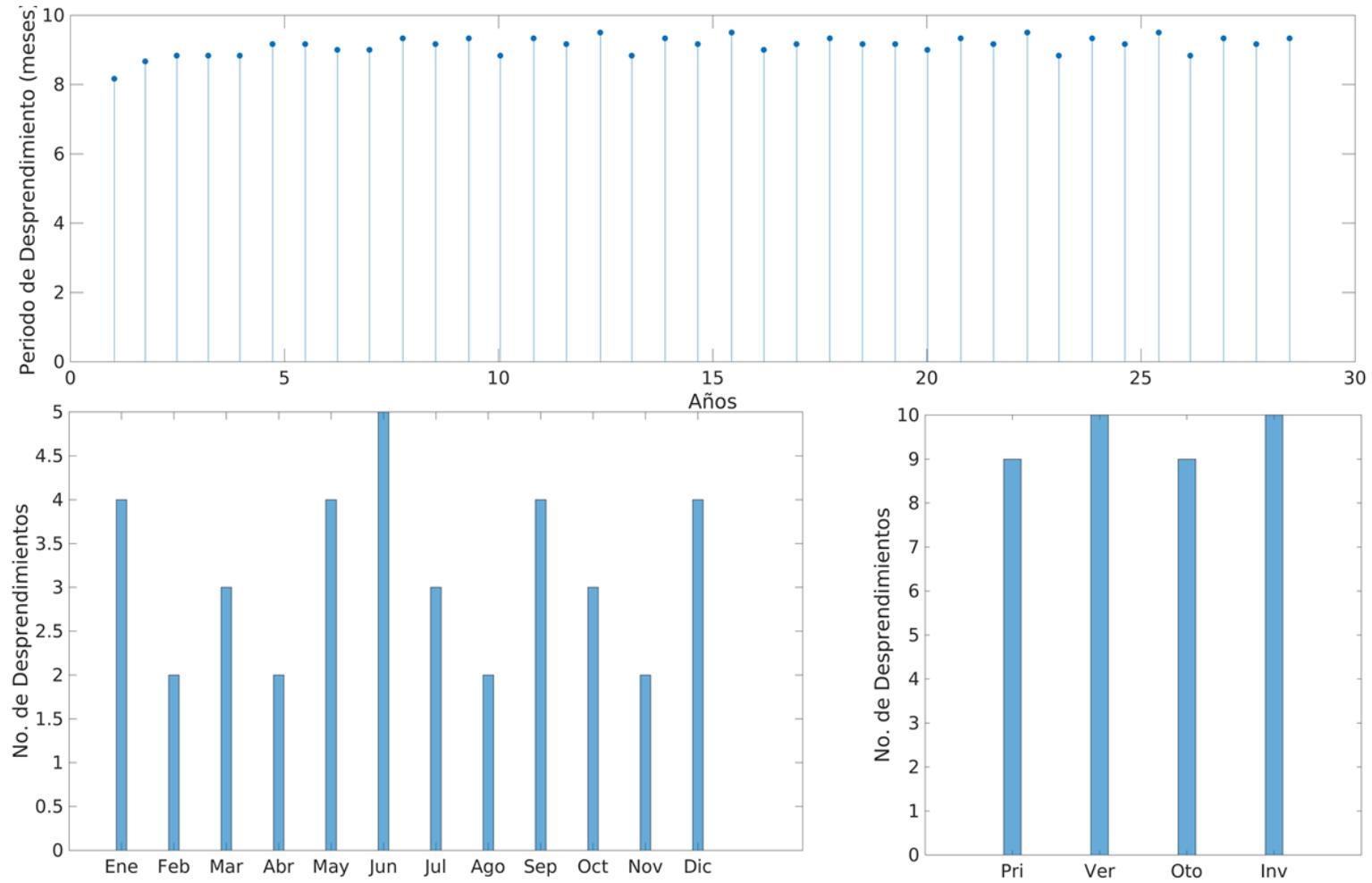


Figura Corr 104 59TH. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

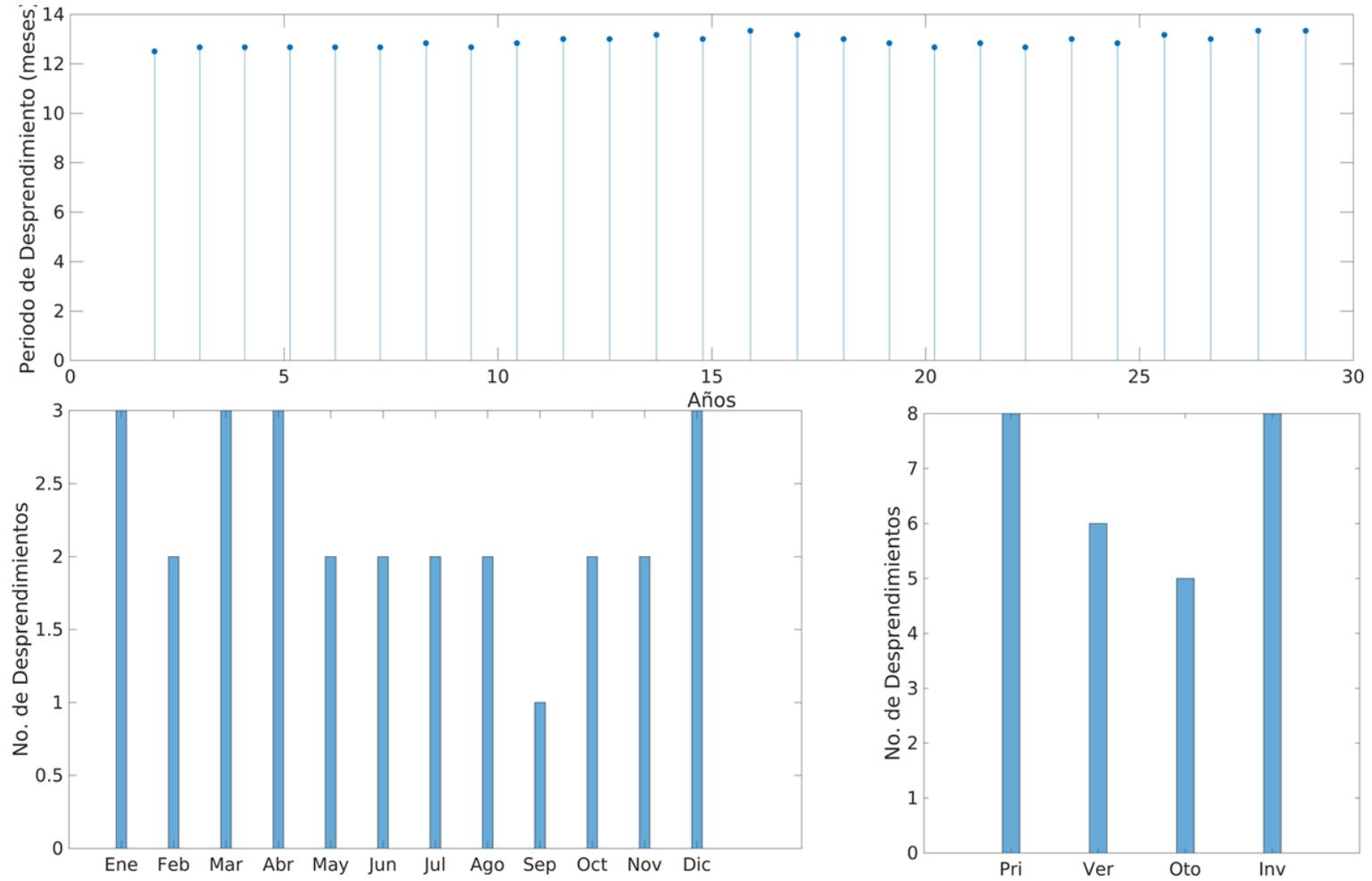


Figura Corr 105 57TAH. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

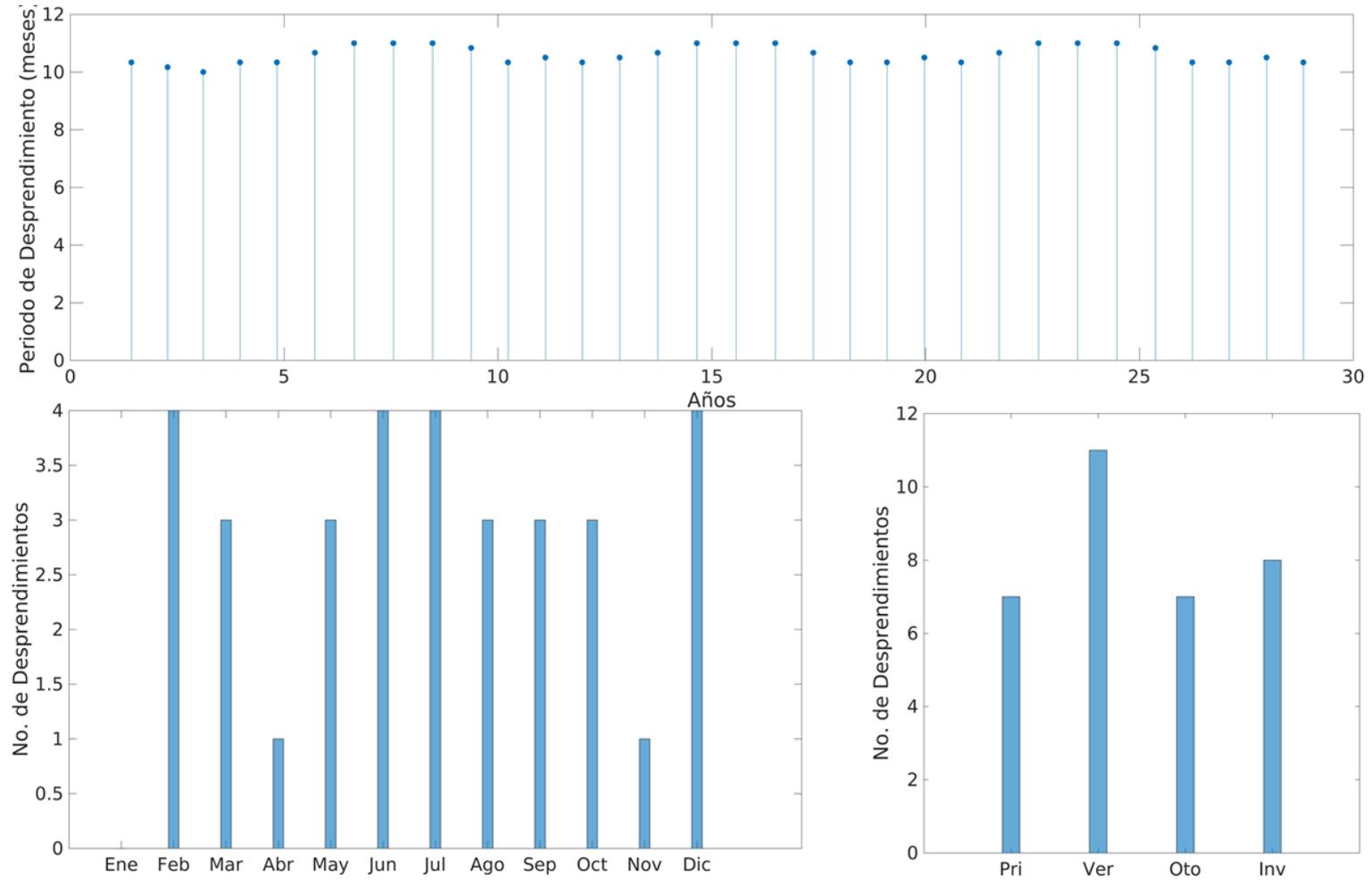


Figura Corr 106 58TAH. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).

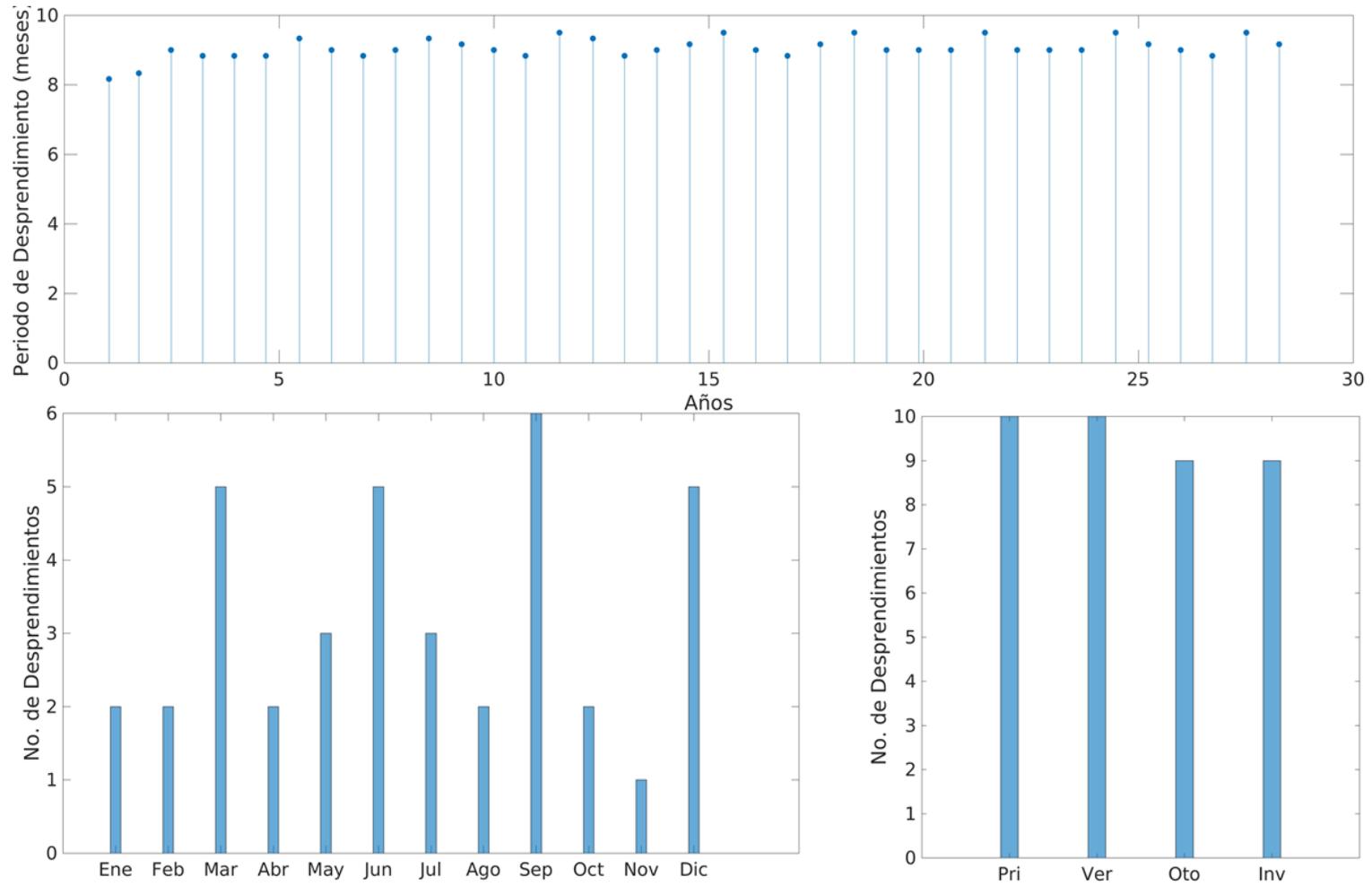


Figura Corr 107 59TAH. Serie de tiempo (panel superior), Histograma mensual (panel inferior izquierdo), Histograma estacional (panel inferior derecho).