

RESUMEN

TÍTULO DE TRABAJO DE FIN DE MÁSTER:

Metodología para la clasificación biyectiva entre espectros direccionales de oleaje y patrones espaciales de generación. Aplicación en el atolón de Kwajalein (Islas Marshall).

AUTOR DEL TFM:

María Ruiz González

CONVOCATORIA:

Junio 2018

PALABRAS CLAVE:

Clasificación biyectiva, partición espectral, mar de fondo, patrones de generación, Islas Marshall, Océano Pacífico, propagación, ESTELA, espectro direccional, gradientes de presión, viento, downscaling estadístico.

DIRECTOR DEL TFM:

*Fernando J. Méndez Incera
Ana Cristina Rueda Zamora*

1. MOTIVACIÓN DEL ESTUDIO

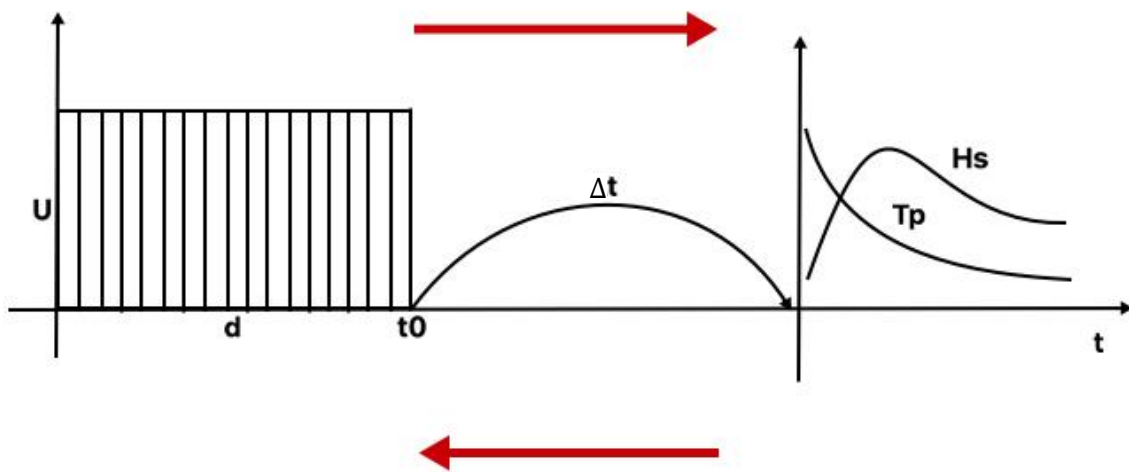
La motivación de este estudio engloba cuatro pilares fundamentales:

- Riesgo de inundación en las islas del Pacífico asociado a los oleajes generados por tormentas distantes (swells).
- Entender los sistemas tradicionales de navegación entre las islas del océano Pacífico.
- Una técnica reciente para conocer los estados de mar de diseño se basa en patrones de tiempo o circulación (weather types) y en eventos extremos multivariados de espectros de oleaje multimodales [Rueda et al 2017, MUSCLE-spectra]. Esta técnica define el predictor en función del área de generación de los swells [ESTELA, Pérez et al 2014].
- En las islas Marshall, debido a su localización en medio de un océano abierto como es el océano Pacífico, puede haber al mismo tiempo hasta 10 swells por lo cual es fundamental entender las zonas de generación y el oleaje local generado, a partir del espectro direccional de oleaje.

2. OBJETIVO DEL ESTUDIO

El fin último de este estudio es entender las zonas de generación y el oleaje local generado a partir del espectro direccional de oleaje. Las distintas zonas de generación permiten identificar familias de swells y gracias a ello, se pueden comprender los distintos frentes de oleaje a escala local, pasando de un oleaje unimodal (H_s , T_p y Dirección) como se ha estudiado tradicionalmente a un oleaje n-modal (espectro), que refleja correctamente el estado del mar.

3. METODOLOGÍA



Modelo conceptual de la relación biyectiva.

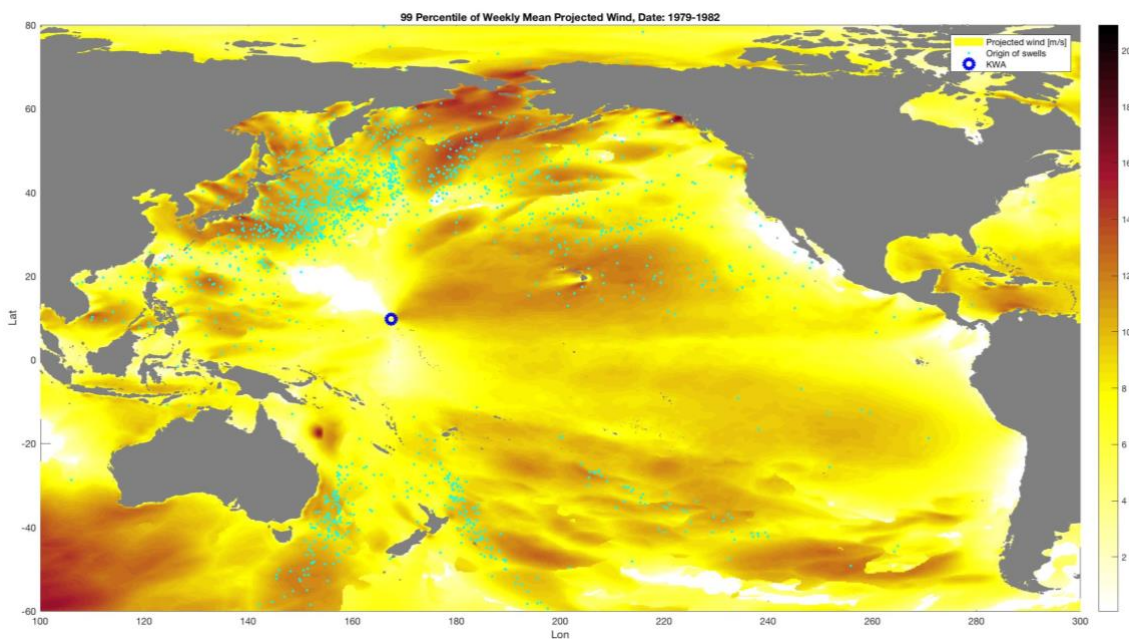
Dada una tormenta de intensidad, U y duración, d , se pueden calcular los parámetros del espectro JONSWAP por medio de los modelos de predicción del oleaje y el instante, t_0 , en el que el oleaje abandona la zona de generación. Después, teniendo en cuenta la pérdida de energía por disipación y dispersión direccional se puede calcular el tiempo que tarda en llegar el oleaje que abandona la zona de generación al punto de estudio, Δt . En el punto de estudio se puede evaluar la evolución de los parámetros H_s y T_p con el tiempo para cada swell, obteniendo un oleaje n-modal (espectro). Por otro lado, se realiza el proceso inverso, que consiste en dado el espectro direccional, se calcula la distancia y el tiempo al origen de la tormenta, t_0 , que lo generó basándose en la relación de la dispersión y se asocia a una tormenta que coincida espacio temporalmente con t_0 .

En función de las bases de datos que se dispongan, se puede realizar el proceso basado en modelos de predicción que por primera vez se desarrolló por Hasselmann et al (1973) o el proceso inverso, desarrollado en los últimos años por Hanson & Phillips (2001) y Portilla (2012).

4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES DE LA CLASIFICACIÓN BIYECTIVA

Los resultados de aplicar estas técnicas en el atolón de Kwajalein (Islas Marshall) son verificados con parámetros del modelo de reanálisis atmosférico de toda la vertiente del océano Pacífico. Tanto las comprobaciones basadas en los campos y gradientes de presión como la velocidad del viento efectiva coinciden en la buena relación entre los puntos de generación del oleaje calculados por el método inverso y las borrascas.

De todos los resultados presentados en el estudio, se selecciona el parámetro climatológico de la cuenca del océano Pacífico como la que mejor muestra los forzamientos que tienen lugar en éste área en una misma gráfica. Se trata de representar el percentil 99 de la media semanal del viento efectivo. Se eligen medias semanales porque esta es la duración habitual de los eventos de los vientos alisios.



Mapa espacial del viento proyectado del percentil 99 de la media semanal junto con los puntos de origen de los swells.

Los resultados muestran como existen 3 tipos de zonas de generación: ciclones tropicales (Filipinas), extratropicales (Japón y Pacífico Sur) y vientos alisios. Los ciclones son tormentas de mayor intensidad y menor duración, mientras que los vientos alisios, aunque tienen menor

intensidad su larga duración llega a generar swells que alcanzan las Islas Marshall. Además, muestra como el oleaje, aunque obstruido por las distintas islas, llega a propagarse distancias de hasta 8000 km.

Esta forma de representación, equivalente a ESTELA, nos permite tener una mejor visualización de las zonas de generación individuales, entendiendo el proceso que las genera, por tanto, entendiendo la física del oleaje.

Tras este estudio se dejan abiertas líneas de investigación futuras que desarrollen un modelo estadístico para proyectar una altura de ola, período pico y dirección significativos para cada familia de olas [Hegermiller et al, 2017]. La reciente disponibilidad de datos espectrales direccionales de largo plazo proporcionados por boyas y modelos de retroanálisis permite introducir un downscaling estadístico basado en tipos de clima para predecir espectros de ondas multimodales.

5. REFERENCIAS

- [1] Hanson, J.L.; Phillips, O.M. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2001, *18*, 277–293.
- [2] Hegermiller, C.A., J.A.A. Antolinez, A. Rueda, P. Camus, J. Perez, L.H. Erikson, P.L. Barnard, and F.J. Mendez, 2016. A wave spectrum-based approach to defining the predictor for statistical downscaling of local wave climate. *Journal of Physical Oceanography*, 47, doi: 10.1175/JPO-D-16-0191.1.
- [3] Perez, J., M. Menéndez, F. J. Méndez, and I. J. Losada, 2014. ESTELA: A method for evaluating the source and travel-time of the wave energy reaching a local area, *Ocean Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0740-7>.
- [4] Portilla, J, 2012. Storm-Source-Locating Algorithm Based on the Dispersive Nature of Ocean Swells. *Avances*, 2012, Vol. 4, No. 1, Pags. C22-C36.
- [5] Rueda, A., C. A. Hegermiller, J. A. A. Antolinez, P. Camus, S. Vitousek, P. Ruggiero, P. L. Barnard, L. H. Erikson, A. Tomas, and F. J. Mendez, 2017. Multiscale climate emulator of multimodal wave spectra: MUSCLE- spectra, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, doi:10.1002/2016JC011957.

ABSTRACT

TITLE OF THE MASTER'S FINAL PROJECT:

Methodology for the bijective classification between wave directional spectrum and spatial generation patterns. Application in the Kwajalein Atoll (Marshall Islands).

AUTHOR OF THE MASTER'S FINAL PROJECT:

María Ruiz González

CALL:

June 2018

KEY WORDS:

Bijective classification, spectral partition, swell, generation patterns, Marshall Islands, Pacific Ocean, propagation, ESTELA, directional spectra, sea level pressure, wind, statistical downscaling.

DIRECTORS OF THE MASTER'S FINAL PROJECT:

*Fernando J. Méndez Incera
Ana Cristina Rueda Zamora*

1. MOTIVATION OF THE STUDY

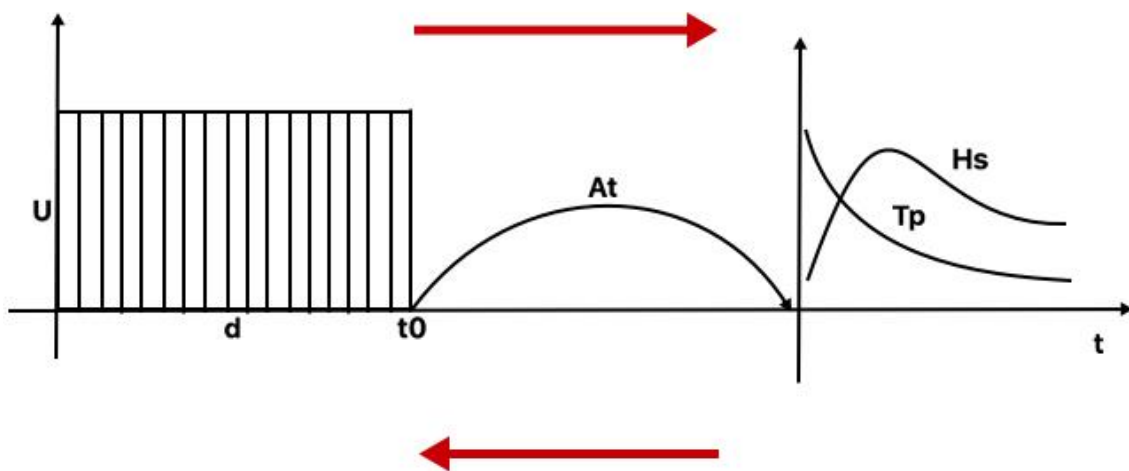
The motivation of this study includes four fundamental points:

- Flood risk in the Pacific islands associated with waves generated by distant storms (swells).
- Understanding of the traditional navigation systems between the islands of the Pacific Ocean.
- A recent technique to know design sea states is based on time patterns or circulation (weather types) and extreme multivariate events of the multimodal wave spectrum [Rueda et al 2017, MUSCLE-spectra]. This technique defines the predictor according to the generation area of the swells [ESTELA, Pérez et al 2014].
- In the Marshall Islands, due to its location in the middle of an open ocean such as the Pacific Ocean, there may be up to 10 swells at the same time, which is why it is fundamental to understand the generation zones and the local sea states generated from the wave directional spectrum.

2. PURPOSE OF THIS STUDY

The ultimate goal of this study is to understand the generation zones and the local sea states generated from the wave directional spectrum. The different generation zones allow the identification of families of swells and thanks to this, the different wave fronts can be understood at a local scale, passing from a unimodal wave (H_s , T_p and Direction) as traditionally studied to an n-modal swell (spectrum), which correctly reflects the state of the sea.

3. METODOLOGY



Conceptual model of the bijective relationship.

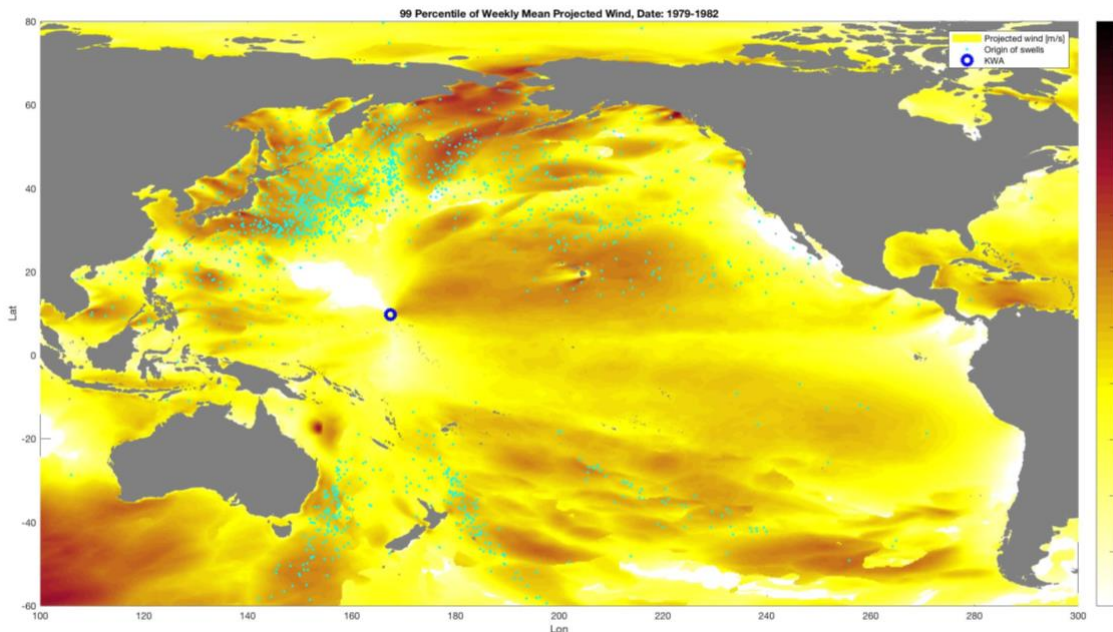
Given a storm of intensity, U and duration, d , the parameters of the JONSWAP spectrum can be calculated by means of wave prediction models and the instant, t_0 , in which the waves leave the generation zone. Then, taking into account the loss of energy by dissipation and directional dispersion, it is possible to calculate the time it takes for the waves leaving the generation zone to reach the point of study, Δt . At the point of study, the evolution of the H_s and T_p parameters can be evaluated over time for each swell, obtaining an n-modal wave (spectrum). On the other hand, the inverse process is performed, which consists of calculating the distance and the time to the origin, t_0 , given the wave directional spectrum. This calculation is based on the dispersion relationship. The storm is associated special-temporarily with t_0 .

Depending on the databases available, it can be carried out either the process based on prediction models that was first developed by Hasselmann et al (1973) or the inverse process developed in recent years by Hanson & Phillips (2001) and Portilla (2012).

4. RESULTS AND CONCLUSIONS OF THE BIJECTIVE RELATIONSHIP

The results of applying these techniques in the Kwajalein Atoll (Marshall Islands) are verified with parameters of the atmospheric reanalysis model of the entire Pacific Ocean. Both the tests based on the sea level pressure and its gradient, and the effective wind speed match in the good relationship between the wave generation points calculated by the inverse method and the storms.

Of all the results presented in the study, the climatological parameter of the Pacific Ocean basin is selected as the one that best shows the forcings that take place in this area in the same graph. The idea is to represent the 99th percentile of the weekly average of the effective wind. Weekly averages are chosen because this is the usual duration of the events of trade winds.



Spatial map of the 99th percentile of the weekly average projected wind along with the points of origin of the swells.

The results show how there are 3 types of generation zones: tropical cyclones (Philippines), extratropical (Japan and South Pacific) and trade winds. The cyclones are storms of greater intensity and shorter duration, while the trade winds, although they have less intensity, their long duration comes to generate swells that reach the Marshall Islands. In addition, it shows how the waves, although obstructed by different islands, reach distances of up to 8000 km.

This form of representation is equivalent to ESTELA and allows us to have a better visualization of the individual generation zones, understanding the process that generates them, therefore, understanding the physics of the waves.

After this study, future research lines should develop a statistical model to project the significant wave height, peak period and direction for each family of waves [Hegermiller et al, 2017]. The recent availability of long-term directional spectral data provided by buoys and reanalysis models allows the introduction of a statistical downscaling based on climate types to predict multimodal wave spectrum.

5. REFERENCES

- [1] Hanson, J.L.; Phillips, O.M. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2001, *18*, 277–293.
- [2] Hegermiller, C.A., J.A.A. Antolinez, A. Rueda, P. Camus, J. Perez, L.H. Erikson, P.L. Barnard, and F.J. Mendez, 2016. A wave spectrum-based approach to defining the predictor for statistical downscaling of local wave climate. *Journal of Physical Oceanography*, 47, doi: 10.1175/JPO-D-16-0191.1.
- [3] Perez, J., M. Menéndez, F. J. Méndez, and I. J. Losada, 2014. ESTELA: A method for evaluating the source and travel-time of the wave energy reaching a local area, *Ocean Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0740-7>.
- [4] Portilla, J, 2012. Storm-Source-Locating Algorithm Based on the Dispersive Nature of Ocean Swells. *Avances*, 2012, Vol. 4, No. 1, Pags. C22-C36.
- [5] Rueda, A., C. A. Hegermiller, J. A. A. Antolinez, P. Camus, S. Vitousek, P. Ruggiero, P. L. Barnard, L. H. Erikson, A. Tomas, and F. J. Mendez, 2017. Multiscale climate emulator of multimodal wave spectra: MUSCLE- spectra, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, doi:10.1002/2016JC011957.



*Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos,
Canales y Puertos.*
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA



*Metodología para la clasificación
biyectiva entre espectros
direccionales de oleaje y patrones
espaciales de generación.
Aplicación en el atolón de Kwajalein
(Islas Marshall).*

Dirigido:

Fernando J. Méndez Incera

Ana Cristina Rueda Zamora

Titulación:

**Máster Universitario en Ingeniería de
Caminos, Canales y Puertos**

Santander, junio de 2018

TRABAJO FINAL DE MÁSTER

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción	3
1.1. Motivación de este estudio	4
1.2. Conocimiento de los swells en el Pacífico.....	4
1.3. Estado del conocimiento	7
1.3.1. ESTELA	7
1.3.2. Análisis automatizado de los espectros direccionales de oleaje en la superficie oceánica.	9
1.4. Objetivos.....	11
1.5. Estructura del documento	12
2. Metodología	13
2.1. Marco metodológico	16
3. Obtención de la zona de generación a partir de los swells	19
3.1. Introducción.....	20
3.2. Base de datos	20
3.3. Contexto teórico	22
3.4. Discretización espectral.....	24
3.5. Identificación de la fuente	30
4. Obtención de los swells a partir de la zona de generación	35
4.1. Introducción.....	36
4.2. Base de datos	36
4.3. Discretización de borrascas	37
4.4. Modelo de predicción basado en el JONSWAP.....	41
4.5. Propagación y obtención de swells	43
5. Resultados de la relación biyectiva	47
5.1. Análisis de tormentas	48
5.1.1. Campos y gradientes de presión.....	48
5.1.2. Velocidad del viento.....	52
5.2. Climatología	60
6. Conclusiones	63
7. Referencias.....	65

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MOTIVACIÓN DE ESTE ESTUDIO

La motivación de este proyecto engloba cuatro pilares fundamentales:

- Riesgo de inundación en las islas del Pacífico asociado a los oleajes generados por tormentas distantes (swells).
- Navegación entre las islas del océano Pacífico. Los antiguos navegantes de las Islas Marshall sentían remotamente la tierra al detectar cómo las islas interrumpían la propagación de los swells.
- Una técnica reciente para conocer los estados de mar de diseño se basa en patrones de tiempo o circulación (weather types) y en eventos extremos multivariados de espectros de oleaje multimodales [Rueda et al 2017, MUSCLE-spectra]. Esta técnica define el predictor en función del área de generación de los swells [ESTELA, Pérez et al 2014]. La caracterización de los espectros direccionales y multimodales del oleaje es primordial para muchas aplicaciones mar adentro (offshore) y en las zonas costeras, como la predicción del oleaje, la evaluación de peligros costeros, y el diseño de parques de energía offshore y otras estructuras costeras.
- En las islas Marshall, debido a su localización en medio de un océano abierto como es el océano Pacífico, puede haber al mismo tiempo hasta 10 swells por lo cual es fundamental entender las zonas de generación y el oleaje local generado, a partir del espectro direccional de oleaje.

1.2. CONOCIMIENTO DE LOS SWELLS EN EL PACÍFICO

La comprensión de los procesos que provocan un aumento del nivel del mar extremo y la subsiguiente inundación es de vital importancia para que las naciones insulares del océano Pacífico preparen sus estrategias de adaptación al cambio climático.

Después del análisis de diferentes casos de inundación que tuvieron lugar en el Pacífico occidental durante diciembre del 2008, se extrajeron las siguientes conclusiones: los eventos no estaban asociados a ciclones tropicales o mareas astronómicas inusualmente grandes, sino que la principal causa fue la llegada de oleaje generado por ciclones tropicales distantes (swell). Esto unido a la variabilidad regional del nivel del mar, contribuyó a la severidad del impacto experimentado en muchos lugares (Ron K. Hoeke et al., 2013).

Durante mucho tiempo se ha reconocido que los swells producidos por tormentas de latitudes medias pueden propagarse a través de cuencas oceánicas enteras, a veces a distancias

superiores a 20,000 km [Munk et al., 1963; Delpy et al., 2010]. La elevación de la superficie media del agua inmóvil debido a la ruptura (wave set-up) de las olas de viento [Longuet-Higgins y Stewart, 1964], puede alcanzar aproximadamente 1/3 de la altura de la ola incidente a lo largo de las costas, típico de islas tropicales y subtropicales [Munk y Sargent, 1948; Tait, 1972; Vetter et al., 2010], y por lo tanto tiene el potencial de ser un impulsor significativo de los niveles extremos del mar a lo largo de estas costas.

Además, la disipación de los swells generalmente genera ondas infragravitatorias [e.g., Pomeroy et al., 2012] y provoca un aumento de las olas individuales cuando llegan a la costa (wave run-up), lo cual puede tener un considerable impacto en esa zona, Figura 1.



FIG. 1. EJEMPLOS DE LOS EVENTOS DE INUNDACIÓN DEL PACÍFICO OCCIDENTAL DURANTE DICIEMBRE DE 2008: INFRAESTRUCTURA MILITAR INUNDADA EN (A) WAKE ATOLL (CRÉDITO DE LA FOTO: HICKAM KUKINI / HONOLULU ADVERTISER) Y (B) ROI-NAMUR, KWAJALEIN ATOLL, MARSHALL ISLANDS EN 7 DE DICIEMBRE (CRÉDITO DE LA FOTO: NEIL SCHWANITZ); (C) IMPACTOS EN LAS CASAS (CRÉDITO DE LA FOTO: REGINALD WHITE) Y (D) REHABILITACIÓN DE EMERGENCIA EN LA COSTA (CRÉDITO DE LA FOTO: MARSHALL ISLANDS JOURNAL) EN DELAP, MAJURO ATOLL, ISLAS MARSHALL EL 7 DE DICIEMBRE; (E) OLAS QUE IMPACTARON EN LAS CASAS EN EL ESTADO DE KOSRAE EL 8 DE DICIEMBRE Y (F) CULTIVOS DAÑADOS POR AGUA SALADA COMO RESULTADO DE LA INUNDACIÓN DE DICIEMBRE EN EL ESTADO DE CHUUK, ESTADOS FEDERADOS DE MICRONESIA (CRÉDITO FOTOGRÁFICO: AGENCIA DE ADMINISTRACIÓN DE RECURSOS DE KOSRAE); (G) ESTRUCTURAS DESTRUIDAS (CRÉDITO DE LA FOTO: SCOTT SMITHERS) Y (H) OLAS QUE EROSIONAN LA ALDEA (CRÉDITO DE LA FOTO: JEFFREY HOLDAWAY) EN NUKUTOA, ATOLÓN DE TAKUU, PAPÚA NUEVA GUINEA EL 10 DE DICIEMBRE.

Las razones que contribuyen a la escasa literatura sobre el mar de fondo como causa de eventos extremos del aumento del nivel del mar probablemente incluyen la relativa lejanía de las comunidades insulares del Pacífico, las redes de notificación relativamente pobres [OCHA, 2011; Kruke y Olsen, 2012]]y la baja densidad de observaciones “in situ” de nivel del mar y ondas superficiales [Lowe et al., 2010].

La mayor importancia del peralte de la superficie del mar (wave set-up) causado por el viento y la presión barométrica inversa (denominados conjuntamente como marea meteorológica) en las plataformas continentales, mejor estudiadas e instrumentadas, [Kennedy et al, 2012; Walsh et al, 2012] también puede haber llevado a la (errónea) concepción de que los procesos de inundación costera están relativamente bien predichos y bien entendidos para las islas del Pacífico.

Otro factor importante, es que la red de mareógrafos, que es la principal fuente de datos para el análisis del nivel del mar extremo [e.g., Menéndez y Woodworth, 2010], puede omitir por completo o al menos representar insuficientemente la contribución de los swells a niveles del mar extremos.

Por otro lado, el conocimiento de swells en el Pacífico permite la navegación entre sus islas. De hecho, los antiguos navegantes de las Islas Marshall, Figura 2, sentían remotamente la tierra al detectar cómo las islas interrumpían la propagación de los swells. Utilizaban estos patrones del oleaje para el establecimiento del curso, la orientación, la estimación de progreso y la detección remota de tierra [Genz, J. et al, 2009].

En las islas Marshall, los trenes de onda cruzados se extienden por decenas de kilómetros al abrigo de las islas, lo que puede simularse como la refracción del oleaje del este. Los navegantes identificaron una superposición de olas incidentes con ondas reflejadas hasta 40 km aguas arriba de las islas. Estas ondas reflejadas eran demasiado débiles para ser detectadas por las boyas, pero se conceptualizan de manera similar dentro de los marcos indígenas y científicos. Los navegantes describieron otro patrón como un enlace de navegación entre atolones distantes. Este patrón no se relaciona claramente con un proceso de transformación de oleaje, lo que sugiere que los navegantes de las islas Marshall también usan conceptos del océano que no se traducen fácilmente en términos oceanográficos.



FIG. 2 . EL CAPITÁN KORENT JOEL, UNO DE LOS ÚLTIMOS NAVEGANTES TRADICIONALES EN LAS ISLAS MARSHALL, EXPLICA LOS CONCEPTOS ONDULATORIOS MODELADOS DENTRO DE LOS DISPOSITIVOS DE ENSEÑANZA INDÍGENAS Y DEMUESTRA CÓMO DETECTA LOS PATRONES DE LAS OLAS AL SENTIR CÓMO ALTERAN EL MOVIMIENTO DE UNA CANOA DE VELA.

Con este estudio se pretende entender las zonas de generación y el oleaje local generado; al igual que hacían los navegantes tradicionales en las Islas Marshall.

1.3. ESTADO DEL CONOCIMIENTO

1.3.1. ESTELA

La caracterización de los espectros direccionales y multimodales del oleaje es primordial para muchas aplicaciones mar adentro (offshore) y en las zonas costeras, como la predicción del oleaje, la evaluación de peligros costeros, y el diseño de parques de energía offshore y otras estructuras costeras.

Sin embargo, la naturaleza multivariante y multiescala del clima marítimo hace que este complejo problema solo se pueda abordar usando modelos numéricos computacionalmente costosos. Es habitual que los requerimientos de estudios locales requieran generar reconstrucciones regionales con mayor resolución. Cuando se necesita mayor resolución espacial hay que recurrir a técnicas de regionalización o “downscaling”. El downscaling se refiere a técnicas que derivan información de pequeña escala (en un emplazamiento o una región) a partir de datos a una escala espacial mayor. Existen dos alternativas principales: métodos estadísticos y métodos dinámicos.

En el caso del oleaje, el downscaling dinámico se basa en anidar mallas de resolución creciente en un modelo numérico. Los downscaling estadísticos [e.g. Casas-Prat et al. 2014; Izaguirre et al. 2012; Wang et al. 2004], se basan en relaciones estadísticas entre un predictor (la situación atmosférica) y un predictando (las condiciones de oleaje). Son menos costosos computacionalmente, pero necesitan ser alimentados de datos ya generados para definir la relación estadística entre el predictor y predictando. Además, varias decisiones en la definición del predictando son subjetivas. Por ello, es necesario reducir la subjetividad y presentar validaciones robustas para evitar esta problemática.

Hasta ahora, la capacidad de los modelos de downscaling estadístico basados en condiciones de oleaje unimodal es limitada para las grandes cuencas oceánicas como el Pacífico. La reciente disponibilidad de datos espectrales direccionales de largo plazo proporcionados por boyas y modelos de retroanálisis permite el desarrollo de modelos estocásticos que incluyen parámetros multimodales del estado del mar. Gracias a esta evolución, se introduce un downscaling estadístico basado en tipos de clima para predecir espectros de ondas multimodales [Rueda et al, 2017].

Este proyecto propone la mejora del predictando, y con ello del downscaling estadístico gracias a la mejora de ESTELA a través del desarrollo de un método de partición del oleaje espectral con el rastreo de los swells y la identificación del origen de las tormentas que los originan.

ESTELA, (a method for Evaluating the Source and Travel-time of the wave Energy reaching a Local Area) es una metodología que permite definir las áreas de generación/disipación y los tiempos de propagación de la energía del oleaje que llega a cualquier punto del globo [Perez et al, 2014]. El proceso implica cuatro pasos secuenciales: En primer lugar, se aplican criterios geográficos para limitar el estudio en el dominio espacial relevante. En segundo lugar, la reconstrucción espectral proporciona información de frecuencia-dirección. En tercer lugar, la evaluación de la energía del oleaje revela características importantes de la energía del oleaje que llega al punto de destino. Finalmente, se obtienen las áreas de ganancia/pérdida de energía, Figura 3.

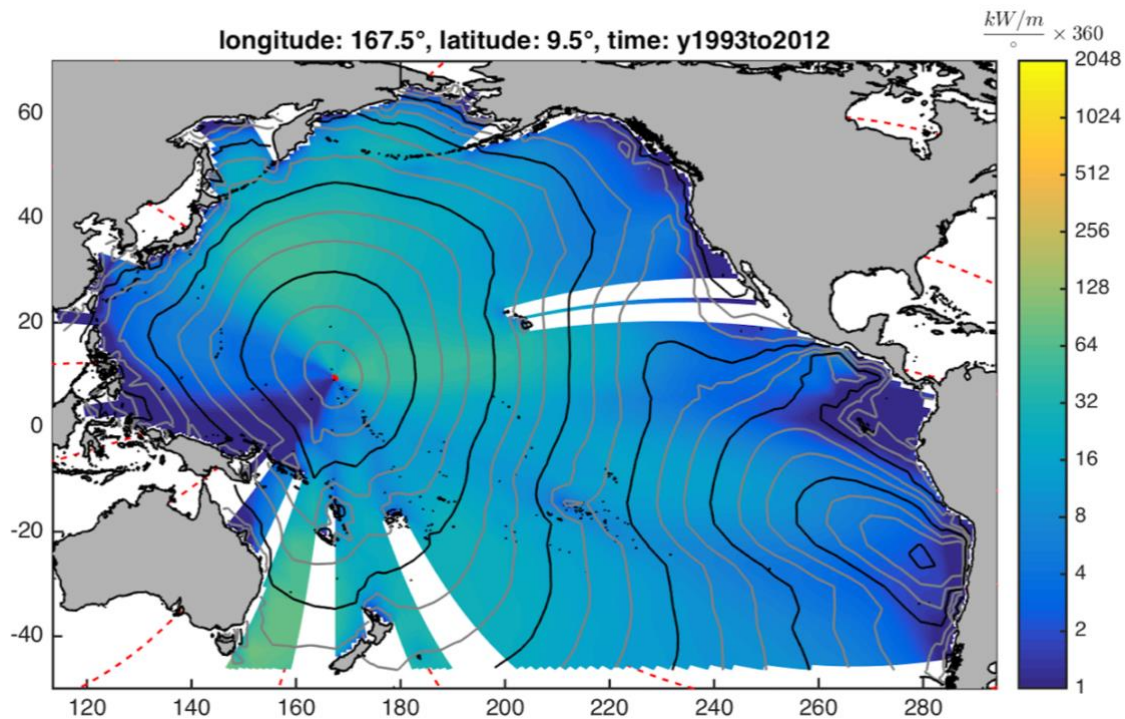


FIG. 3. RESULTADO DE ESTELA [PEREZ ET AL, 2014] EN UN PUNTO SITUADO AL NORTE DEL ATOLÓN DE KWAJALEIN (ISLAS MARSHALL) DESDE 1993 A 2012. ISÓCRONAS CADA DÍA (GRISES). ISÓCRONAS CADA 3 DÍAS (NEGRAS).

Como se puede observar en la figura, se detectan las áreas de generación y disipación del oleaje, así como el tiempo que tardaría un oleaje en desplazarse desde su zona de generación hasta el punto de observación.

1.3.2. ANÁLISIS AUTOMATIZADO DE LOS ESPECTROS DIRECCIONALES DE OLAJE EN LA SUPERFICIE OCEÁNICA

Los resultados de ESTELA no identifican los diferentes swells del espectro direccional del oleaje, lo cual facilitaría la investigación de las condiciones del oleaje en estas áreas tan complejas para su estudio como es el océano abierto. Aunque esta información es útil para representar tendencias en una serie particular de observaciones, puede ensuciar los atributos esenciales de un estado de mar cuando éste presente tanto mar de viento como mar de fondo. Sin embargo, esta información puede mejorar significativamente nuestra capacidad de estimar los intercambios aire-mar y pronosticar las condiciones del oleaje en las zonas costeras y de navegación [Hanson and Phillips, 2001].

En la teoría de ondas lineales, los episodios de viento en la superficie del océano producen un espectro de ondas que se dispersan según la relación de la dispersión. La energía de

la onda viaja a la celeridad de grupo y ésta se puede equiparar con la distancia recorrida dividida por el tiempo de viaje.

Para un evento de viento que se localizó en el tiempo y el espacio, la frecuencia de onda dominante observada en algún lugar distante aumenta linealmente con el tiempo a una velocidad inversamente proporcional a la distancia recorrida.

Sorprendentemente, muchos eventos de onda observados en el océano se comportan de esta manera [Munk et al., 1963; Snodgrass et al., 1966]. Esta naturaleza dispersiva permite extraer información sobre el punto de generación de un determinado swell a partir de mediciones en cualquier lugar a lo largo de su camino de propagación, siempre que el evento de generación esté suficientemente localizado en el tiempo y el espacio.

Diferentes swells se identifican utilizando una técnica de división del espectro del oleaje. Por lo tanto, el análisis se lleva a cabo analizando los swells individualmente. Este enfoque permite tener señales claras de las variables relevantes, como el periodo pico y la dirección de propagación del oleaje. Un primer paso consiste en agrupar los diferentes swells, basándose en la secuencia temporal del periodo (T_p) y de la dirección de propagación [Portilla, 2012]. Los puntos de datos agrupados representan eventos de oleaje originados por la misma tormenta.

Los puntos de frecuencia (inversa del período pico) están relacionados con el tiempo de llegada de las olas individuales de forma lineal, pero no siguen perfectamente una línea recta porque los datos contienen cierta variabilidad. Esa variabilidad se atribuye a dos posibles causas principales. El primero es la discretización del modelo, tanto en el espacio espectral como espacial. El segundo es el hecho de que la zona de generación de la tormenta no es estática. De esta forma se busca detectar las zonas de generación del oleaje a partir del espectro direccional de oleaje.

La variabilidad detectada se intenta corregir a partir de la verificación de los resultados de aplicar estas técnicas con los patrones espaciales de generación.

1.4. OBJETIVOS

Los objetivos de este estudio son:

1. Análisis automático de los espectros direccionales de oleaje.
2. Cálculo de la zona de generación basado en la relación de dispersión en profundidades indefinidas.
3. Determinación de las tormentas y sus parámetros (fetch y duración del viento) a partir de mapas espacio temporales de la velocidad del viento.
4. Obtención de los parámetros del espectro JONSWAP a partir de las fórmulas del Shore Protection Manual (SPM).
5. Propagación de los estados de mar desde la zona de generación a la zona de estudio para la determinación de los swells en sentido opuesto.
6. Verificación de los resultados con parámetros del reanálisis atmosférico, como los campos de presión y la velocidad del viento.
7. **El fin último de este estudio es entender las zonas de generación y el oleaje local generado a partir del espectro direccional de oleaje. Las distintas zonas de generación permiten identificar familias de swells y gracias a ello, se pueden comprender los distintos frentes de oleaje a escala local, pasando de un oleaje unimodal (H_s , T_p y Dirección) como se ha estudiado tradicionalmente a un oleaje n-modal (espectro), que refleja correctamente el estado del mar.**

Los resultados de aplicar estas técnicas en el atolón de Kwajalein (Islas Marshall) se presentan en este documento y son verificados con parámetros del reanálisis atmosférico de toda la vertiente del océano Pacífico.

1.5. ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO

Este documento está organizado de la siguiente forma:

- La **sección 2** describe la metodología general para la clasificación biyectiva entre espectros direccionales del oleaje y patrones espaciales de generación.
- La **sección 3** detalla la obtención de la zona de generación a partir de los swells y los resultados obtenidos para el caso de estudio en el atolón de Kwajalein. Incluye una breve introducción, la base de datos utilizada, el contexto teórico, discretización espectral y la identificación de la fuente o zona de generación.
- La **sección 4** detalla la obtención de los swells a partir de la zona de generación y los resultados obtenidos para el caso de estudio en el atolón de Kwajalein. Incluye una breve introducción, la base de datos utilizada, la discretización de borrascas, el modelo de predicción basado en JONSWAP y la propagación y obtención de los distintos swells.
- La **sección 5** presenta los resultados de la clasificación biyectiva aplicados a unas tormentas aleatorias y aplicados a una climatología.
- La **sección 6** resume y concluye el estudio.

2. METODOLOGÍA

El objetivo de este proyecto es desarrollar una metodología para la clasificación biyectiva entre espectros direccionales del oleaje (análisis del punto e instante de generación de los diferentes swells detectados en el punto de estudio) y patrones espaciales de generación (estudio de las tormentas que generan esos swells, basado en la velocidad del viento proyectada en dirección de la propagación hacia el punto de estudio y los campos de presión).

Para entender esta metodología se propone el siguiente modelo conceptual, Figura 4.

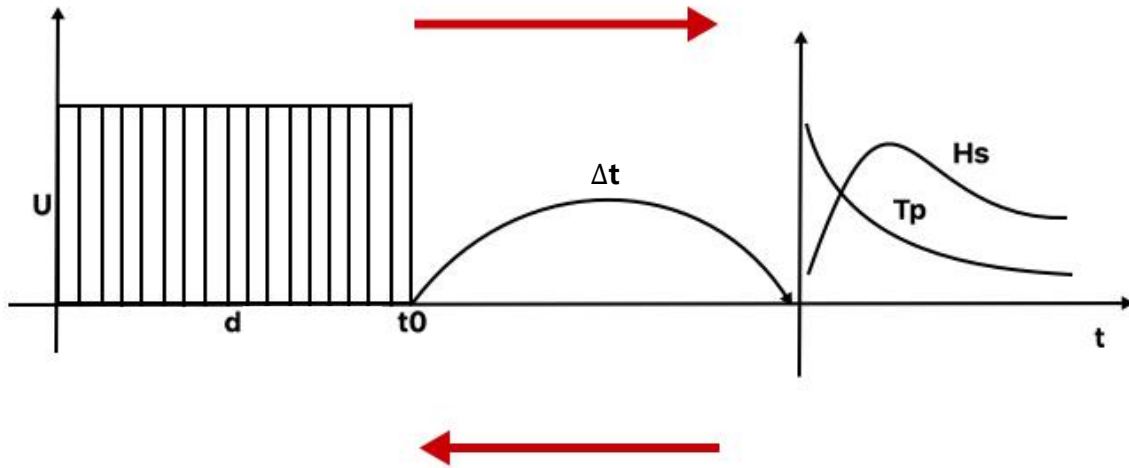


FIG. 4. MODELO CONCEPTUAL DE LA RELACIÓN BIYECTIVA.

Dada una tormenta de intensidad, U y duración, d , se pueden calcular los parámetros del espectro JONSWAP por medio de los modelos de predicción del oleaje y el instante, t_0 , en el que el oleaje abandona la zona de generación. Después, teniendo en cuenta la pérdida de energía por disipación y dispersión direccional se puede calcular el tiempo que tarda en llegar el oleaje que abandona la zona de generación al punto de estudio, Δt . En el punto de estudio se puede evaluar la evolución de los parámetros H_s y T_p con el tiempo para cada swell, obteniendo un oleaje n-modal (espectro). Por otro lado, se realiza el proceso inverso, que consiste en dado el espectro direccional, se calcula la distancia y el tiempo al origen de la tormenta, t_0 , que lo generó basándose en la relación de la dispersión y se asocia a una tormenta que coincida espacio temporalmente con t_0 .

En función de las bases de datos que se dispongan, se puede realizar el proceso basado en modelos de predicción que por primera vez se desarrolló por Hasselmann et al (1973) o el proceso inverso, desarrollado en los últimos años por Hanson & Phillips (2001) y Portilla (2012).

PROCESO INVERSO:

Diferentes swells se identifican utilizando una técnica de división del espectro del oleaje. Por lo tanto, el análisis se lleva a cabo analizando los swells individualmente. Este enfoque permite tener señales claras de las variables relevantes, como el período y la dirección de propagación del oleaje. Un primer paso consiste en agrupar los diferentes swells, basándose en la secuencia temporal del periodo (T) y de la dirección de propagación [Portilla, 2012]. Los puntos de datos agrupados representan eventos de oleaje originados por la misma tormenta.

Un segundo paso es la obtención de la zona de generación. En la teoría de ondas lineales, los episodios de viento en la superficie del océano producen un espectro de ondas que se dispersan según la relación de la dispersión.

Esta naturaleza dispersiva permite extraer información sobre el punto de generación de un determinado swell a partir de mediciones en cualquier lugar a lo largo de su camino de propagación, siempre que el evento de generación esté suficientemente localizado en el tiempo y el espacio.

Finalmente, se calcula la situación espacial de cada punto de generación por geometría esférica.

PROCESO DIRECTO:

Los resultados de aplicar estas técnicas en Kwajalein (Islas Marshall) son verificados con parámetros del reanálisis atmosférico, como los campos de presión y la velocidad del viento.

Por otro lado, para el estudio de los patrones espaciales de generación, se determinan las diferentes tormentas partiendo del módulo de la velocidad del viento proyectado en la dirección de propagación hacia el punto de estudio a lo largo del espacio y del tiempo. Para cada una de las tormentas, se calcula el fetch y la duración de estas. Con esta información se pueden obtener los parámetros que definen el oleaje de la zona de generación (H_{m0} y T_p) a través de las fórmulas del SPM (Shore Protection Manual) y su posterior propagación para obtener los swells en la zona de estudio, basado en el porcentaje de pérdida de energía tanto por disipación y por dispersión direccional.

Un último paso, sería la comparación entre espectros direccionales del oleaje y patrones espaciales de generación.

2.1. MARCO METODOLÓGICO

La metodología, Figura 5, consiste en obtener la zona de generación a partir de los swells, y por otro, obtener los swells a partir de la zona de generación.

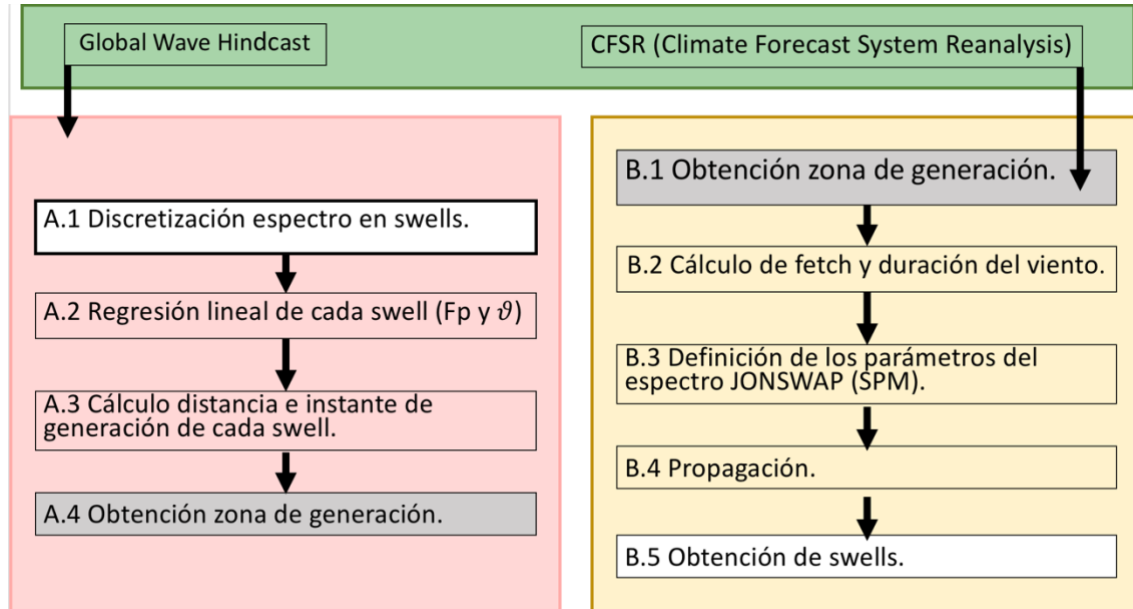
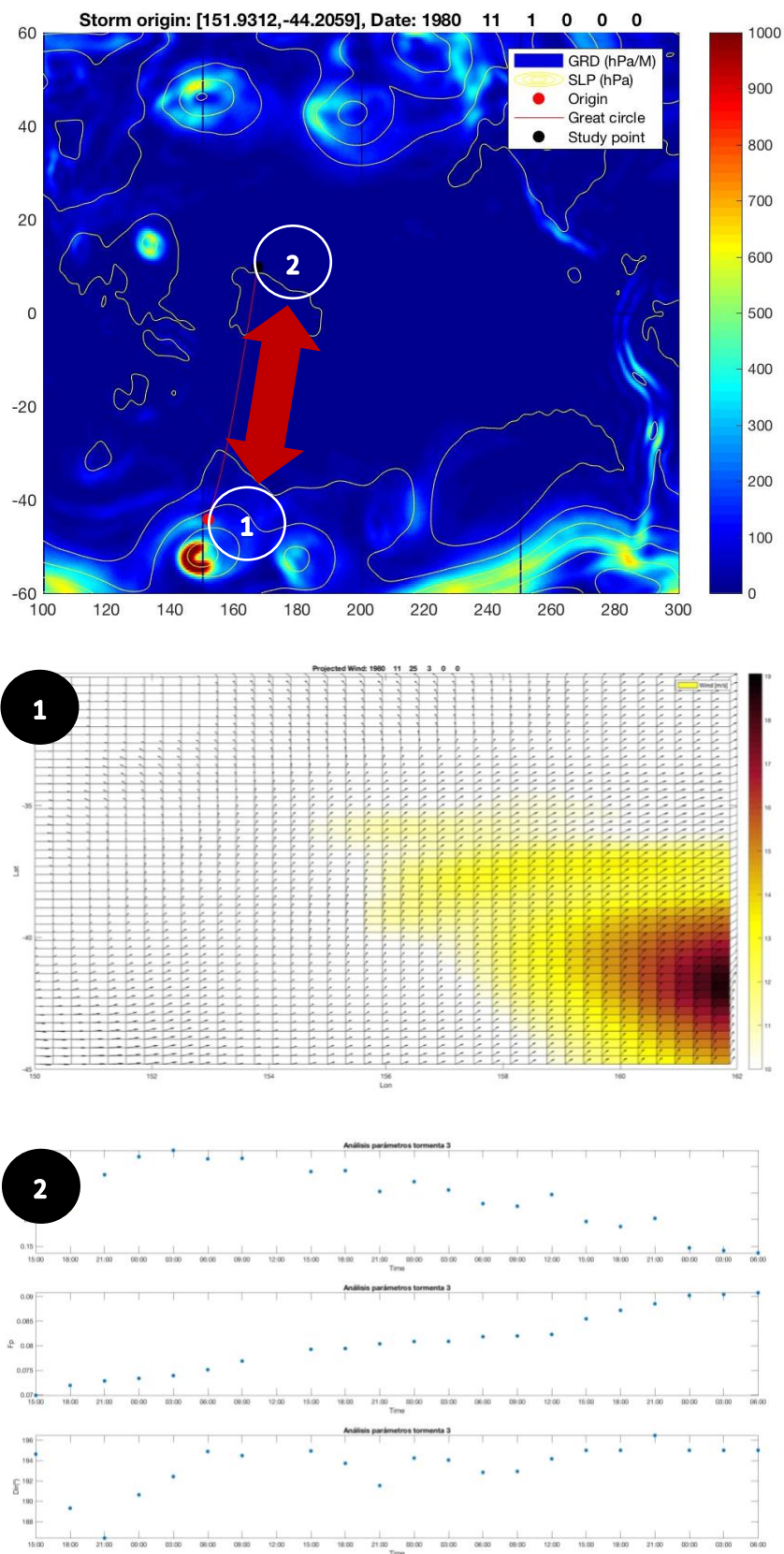


FIG. 5. DIAGRAMA DE FLUJO DE LA METODOLOGÍA PARA OBTENER LA CLASIFICACIÓN BIYECTIVA.

- A1. Discretización del espectro en swells. Agrupar los diferentes swells, basándose en la secuencia temporal del periodo (T) y de la dirección de propagación [Portilla, 2012].
- A2. Regresión lineal de cada swell (F_m y θ).
- A3. Cálculo de la distancia e instante de generación de cada swell. Aplicando la relación de dispersión para cada swell, se calcula tanto la distancia como el tiempo al punto de generación de estos
- A4. Obtención de la zona de generación.
- B1. Obtención de la zona de generación. Se determinan las diferentes tormentas partiendo del módulo de la velocidad del viento proyectado en la dirección de propagación hacia el punto de estudio a lo largo del espacio y del tiempo.
- B2. Cálculo de fetch y duración del viento. Se calculan los parámetros que definen las distintas tormentas.
- B3. Definición de los parámetros del espectro JONSWAP. A partir de los parámetros de las tormentas se pueden obtener los parámetros que definen el oleaje a la salida de la zona de generación (H_{m0} y T_p) a través de las fórmulas del SPM (Shore Protection Manual).

- B4. Propagación. Propagación para obtener los swells en la zona de estudio, basado en el porcentaje de pérdida de energía tanto por disipación y por dispersión direccional.
- B5. Obtención de los swells.

Para una mejor comprensión de este proceso biyectivo, se muestra un ejemplo, Figura 6, de este cálculo: un swell originado en [151.9312, -44.2059], el 25 de noviembre de 1980 (definido con sus parámetros: H_s , T_p y θ con respecto al tiempo) y la correspondiente tormenta para ese punto y esa fecha, representado a través del módulo del viento proyectado en la dirección de propagación hasta el punto de estudio en Kwajalein.



3. OBTENCIÓN DE LA ZONA DE GENERACIÓN A PARTIR DE LOS SWELLS

3.1. INTRODUCCIÓN

La obtención de la zona de generación a partir de los swells (espectros direccionales de oleaje) es un proceso inverso que permite dado un hindcast (análisis retrospectivo) global, el cálculo del instante y el lugar donde se generaron cada uno de los swells individuales. Este proceso se basa en el análisis automatizado de los espectros direccionales de oleaje en la superficie oceánica [Hanson and Phillips, 2001] y en el algoritmo de localización de fuente de generación de las tormentas basado en la naturaleza dispersiva del oleaje oceánico [Portilla, 2012].

3.2. BASE DE DATOS

La base de datos utilizada en esta sección es GOW2 (Global Ocean Wave) proporcionada en el marco del proyecto SERDP realizado por un consorcio de los distintos centros de investigación de USA, por la UC y por IH Cantabria, resultado del modelo WaveWatchIII (v4.18). GOW2 [Pérez et al, 2017] es una actualización de GOW1 [Reguero et al., 2012] motivada por la aparición de nuevas configuraciones e información atmosférica a partir del reanálisis en los últimos años. Proporciona espectros direccionales con una resolución temporal de 3h y una resolución espacial que se divide en 4 dominios dependiendo de su ubicación, Figura 7, con más de 40000 localizaciones a lo largo de las zonas costeras a nivel mundial con un espaciamiento de 0.25° . Esta base de datos cubre el periodo desde 1979 hasta 2017. El espectro está discretizado en 32 frecuencias y 24 direcciones. La frecuencia tiene un rango desde $0,0372$ a $0,7159 \text{ s}^{-1}$.

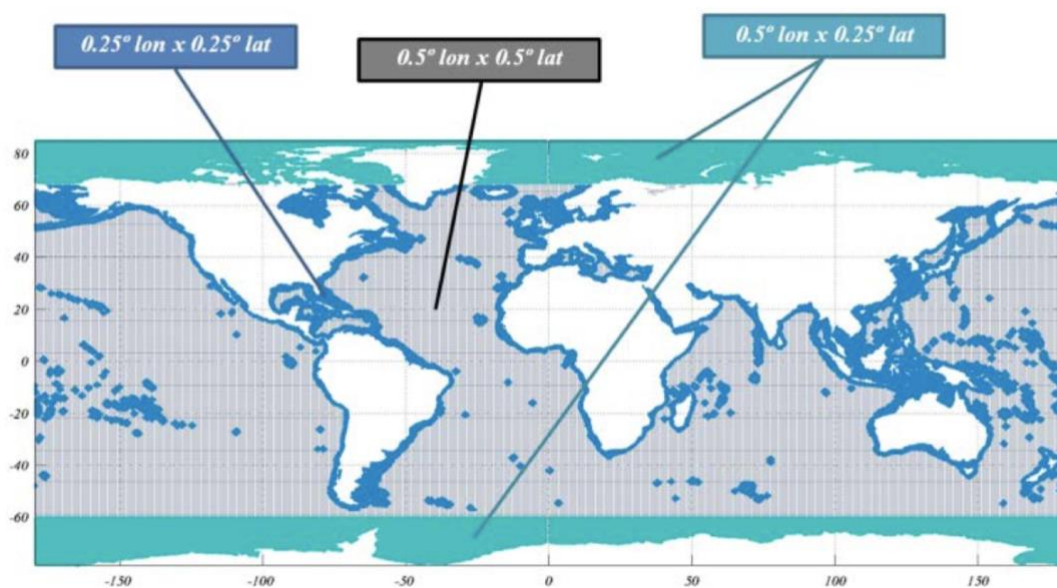


FIG. 7. DOMINIOS DE GOW2 [PÉREZ ET AL, 2017].

GOW2 considera una serie de obstrucciones del oleaje tanto en sentido horizontal como vertical, estas obstrucciones aparecen recogidas como el módulo de ambos sentidos, siendo 1 obstrucción del 100% y 0 la inexistencia de obstrucción del oleaje. A continuación se presentan las obstrucciones consideradas para las Islas Marshall, Figura 8, información proporcionada por el IH Cantabria.

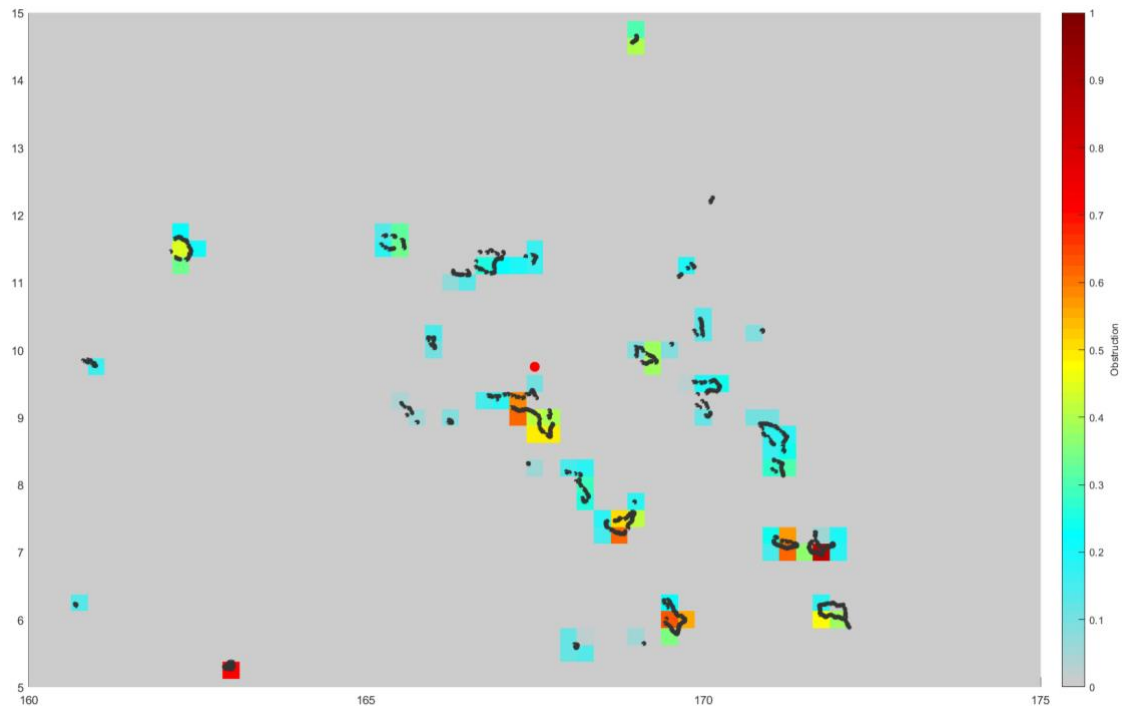


FIG. 8. OBSTRUCCIONES EN EL GOW2 PARA LAS ISLAS MARSHALL. INFORMACIÓN PROPORCIONADA POR EL IH CANTABRIA.

Estas obstrucciones son de especial interés en nuestro estudio ya que en el caso del oleaje procedente del Pacífico Sur, existe una obstrucción en torno al 60%, por tanto, las particiones que proporcionan el GOW2 subestiman el valor de la altura de ola procedente de tal origen. Esto se debe a que el criterio utilizado para realizar las particiones es seleccionar los 5 subconjuntos con mayor energía, entonces, si se aplica la obstrucción al oleaje procedente del Pacífico Sur, puede que en ocasiones no sea seleccionado como uno de los 5 subconjuntos con mayor energía, aunque en realidad tenga mayor energía que los seleccionados. Por ello, para un estudio más preciso sería necesario aplicar esta metodología a diferentes puntos alrededor de las Islas Marshall.

3.3. CONTEXTO TEÓRICO

Un primer paso consiste en agrupar los diferentes swells, basándose en la secuencia temporal del periodo (T_p) y de la dirección de propagación [Portilla, 2012]. Los puntos de datos agrupados representan eventos de oleaje originados por la misma tormenta.

Los puntos de frecuencia (inversa del período pico) están relacionados con el tiempo de llegada de las olas individuales de forma lineal, pero no siguen perfectamente una línea recta porque los datos contienen cierta variabilidad. Esa variabilidad se atribuye a dos posibles causas principales. El primero es la discretización del modelo, tanto en el espacio espectral como espacial. El segundo es el hecho de que la zona de generación de la tormenta no es estática. De esta forma se busca detectar las zonas de generación del oleaje a partir del espectro direccional de oleaje.

En teoría lineal, la relación de dispersión (Ecuación 1), relaciona la frecuencia angular (w) con el número de onda (k) y la profundidad del agua (d). En profundidades indefinidas, el término kd se aproxima a infinito y su tangente hiperbólica, $\tanh(kd)$ converge a 1. Por lo tanto, la frecuencia angular en profundidades indefinidas es únicamente función del número de onda (Ecuación 2).

$$w^2 = gk \tanh(kd) \quad (1)$$

$$w^2 = gk \quad (2)$$

Por definición, la velocidad de propagación del perfil de la onda superficial:

$$c = \frac{dx}{dt} = \frac{w}{k} = \frac{L}{T} \quad (3)$$

Para un oleaje monocromático, esto corresponde a la celeridad de fase, la cual puede ser obtenida a través de la relación de dispersión (Ecuación 1): ecuación general (Ecuación 4) y ecuación para profundidades indefinidas (Ecuación 5).

$$c_p = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kd)} \quad (4)$$

$$c_p = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{w} = \frac{g}{2\pi f} \quad (5)$$

Si tiene lugar una superposición de olas, con una frecuencia ligeramente diferente y en la misma dirección, la celeridad de fase de la ola envolvente, que es la celeridad del grupo, se puede calcular como:

$$C_{group} = C_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = nc \quad (6)$$

Con n dada por:

$$n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) \quad (7)$$

Para profundidades indefinidas, $n = \frac{1}{2}$ y la celeridad de grupo:

$$C_g = \frac{g}{4\pi f} \quad (8)$$

La celeridad del grupo en profundidades indefinidas es, por lo tanto, una función inversa de la frecuencia, lo que las olas de baja frecuencia viajan más rápido, es decir, las ondas dispersivas.

Para un evento de viento que se localizó en el tiempo y el espacio, la frecuencia de onda dominante observada en algún lugar distante aumenta linealmente con el tiempo a una velocidad inversamente proporcional a la distancia recorrida [Hanson and Phillips, 2001]:

$$\frac{df}{dt} = m_{ft} = \frac{g}{4\pi d} \quad (9)$$

Sorprendentemente, muchos eventos de onda observados en el océano se comportan de esta manera [Munk et al., 1963; Snodgrass et al., 1966]. Esta naturaleza dispersiva permite extraer información sobre el punto de generación de un determinado swell a partir de mediciones en cualquier lugar a lo largo de su camino de propagación, siempre que el evento de generación esté suficientemente localizado en el tiempo y el espacio. La distancia a la fuente de la onda es simplemente:

$$d = \frac{g}{4\pi m_{ft}} \quad (10)$$

Con el tiempo de generación del swell calculado en $f=0$:

$$t_0 = - \frac{b}{m_{ft}} \quad (11)$$

Donde b es la intersección de $f(t=0)$ para un swell observado.

3.4. DISCRETIZACIÓN ESPECTRAL

El espectro del oleaje $S(f)$ representa la energía total del oleaje por unidad de área, promediada en el tiempo, en función de la frecuencia angular de las ondas componentes, f . El área bajo la curva, m_0 , se denomina momento de orden cero espectral y representa la severidad del oleaje. El parámetro del oleaje más utilizado para definir la severidad del oleaje, la altura de ola del momento de orden cero, es $H_{m0} = 4\sqrt{m_0}$. Si el oleaje tiene un espectro con banda estrecha (la energía concentrada en las frecuencias alrededor del pico), H_{m0} es prácticamente igual a la altura significativa del oleaje, H_s o $H_{1/3}$, que es la altura media de las $N/3$ mayores olas del oleaje representado por $S(f)$.

La causa más frecuente del desplazamiento aleatorio de la superficie libre del mar es el viento. Sin embargo, una vez generado el oleaje por el viento, este se propaga a costa de su propia energía, por lo que en general, en un punto determinado la superficie libre del mar estará perturbada por el oleaje generado localmente por el viento (mar de viento, o SEA) y el oleaje que se ha propagado hasta dicho punto procedente de otras zonas de generación (mar de fondo, o SWELL). En muchas ocasiones, es posible observar grandes oleajes de fondo propagándose en dirección contraria al viento y al oleaje generado por el viento. Cuando el mar de fondo se mezcla con el mar de viento, es difícil de identificarlos en el registro de la superficie libre, sin embargo, quedan claramente separados en el espectro. El dominio de frecuencia del mar de viento se ubica hacia las frecuencias más altas, y su dirección concuerda bien con la dirección del viento. Por otro lado, el mar de fondo presenta típicamente un espectro más estrecho, la energía se localiza hacia frecuencias más bajas, y como se han generado fuera del área de observación, no siguen la dirección del viento. Todas estas características se pueden apreciar visualmente en un diagrama del espectro de ondas, Figura 9.

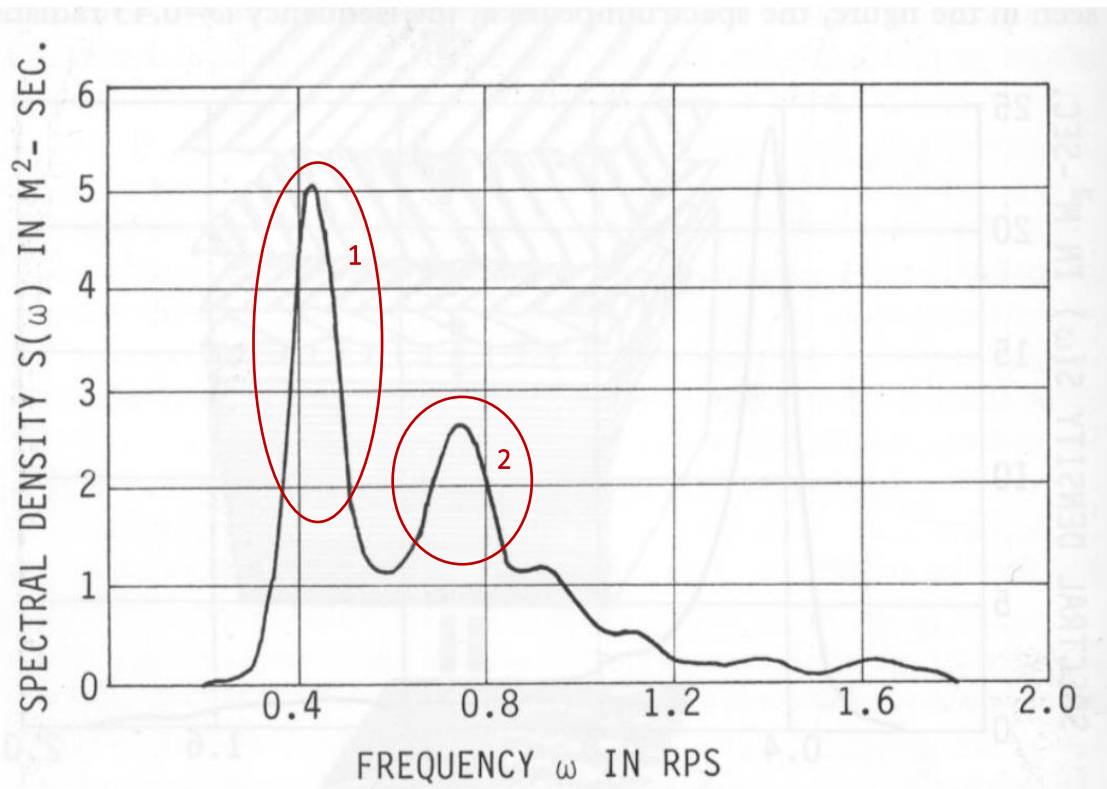


FIG. 9. EJEMPLO DEL ESPECTRO DE UN OLAJE EN EL QUE SE COMBINAN MAR DE VIENTO (2) Y MAR DE FONDO (1).

Como las olas en el océano no se mueven necesariamente en la misma dirección que el viento, la energía del oleaje representada en el espectro es la suma de las energías propagándose en muchas direcciones. Por lo tanto se hace necesario considerar una función de densidad espectral direccional, $S(f, \theta)$, que representa la energía total promediada en el tiempo existente en cada intervalo de frecuencia Δf y en cada intervalo de dirección $\Delta \theta$.

La técnica de división espectral consiste en determinar automáticamente subconjuntos que representan los sistemas de mar de viento y mar de fondo individuales. Cada sistema de oleaje se describe convenientemente mediante un conjunto reducido de parámetros: H_s , T_p y θ .

El rastreo de los distintos swells se realiza formando grupos preliminares de particiones de oleaje que probablemente hayan sido generadas por la misma fuente. Esto se consigue agrupando series de particiones de oleaje con características de f y θ similares o de variación lenta. Para ello, se ha desarrollado un algoritmo con la herramienta MATLAB que consiste en formar una matriz de componentes: f , θ y tiempo. La componente de frecuencias, f , se discretiza en celdas cada $0.0071 s^{-1}$. La componente de dirección de propagación, θ , se discretiza en celdas cada 5° , Figura 10.

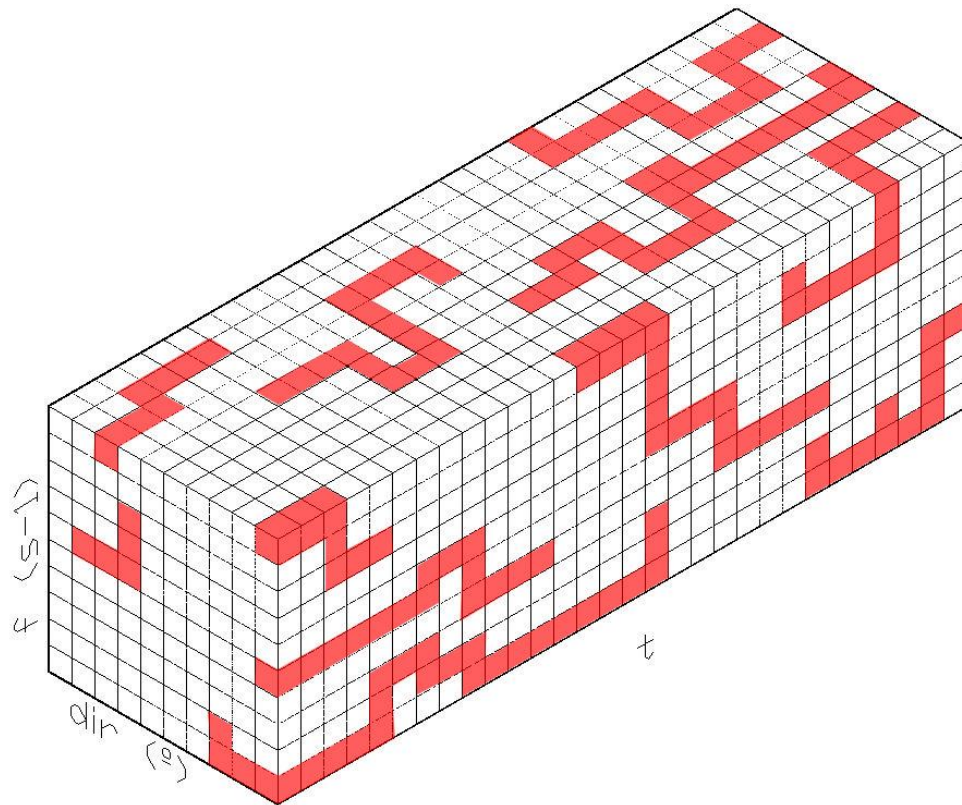


FIG. 10. MATRIZ QUE UTILIZA EL ALGORITMO PARA DETECTAR LOS DISTINTOS SWELLS, DISCRETIZADA EN RANGOS DE FRECUENCIA DE 0.0071 S-1, RANGOS DE DIRECCIONES DE 5º Y RANGOS TEMPORALES DE 3H.

Además, como el algoritmo no reconoce que la dirección de propagación del oleaje de 0º y 360º es la misma, realizamos ese “corte” por aquella dirección de propagación del oleaje que menos energía tiene. Para determinar esa dirección, se representan los espectros del oleaje por conjuntos de 3 meses, Figura 11.

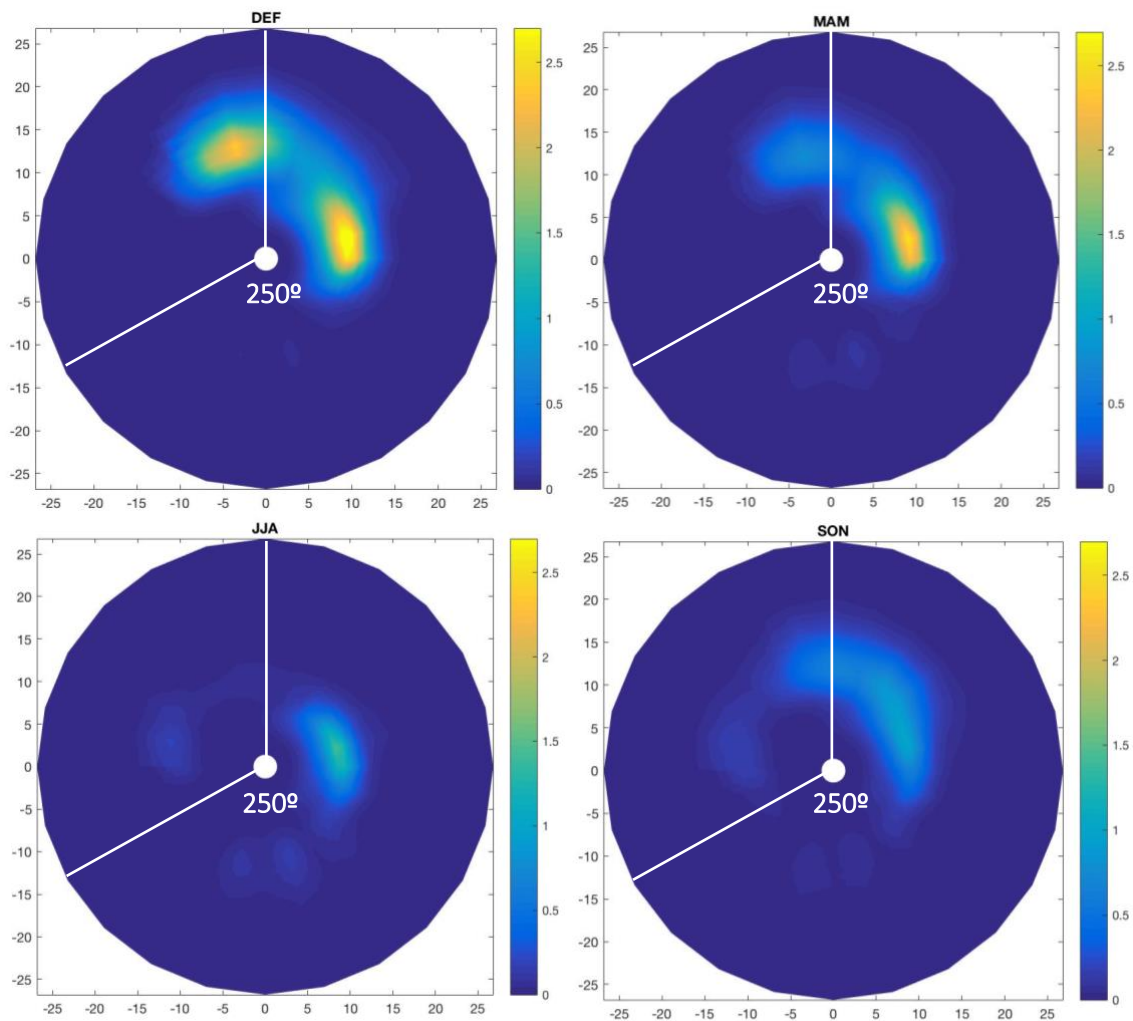


FIG. 11. ESPECTROS DIRECCIONALES DEL OLAJE EN KWAJALEIN Y DETERMINACIÓN DE LA DIRECCIÓN DE MÍNIMA ENERGÍA.

Una vez determinada la matriz realizando el corte en las direcciones por el ángulo 250° , se busca cada uno de los grupos que tienen características similares, los cuales constituyen las nuevas particiones, Figura 12.

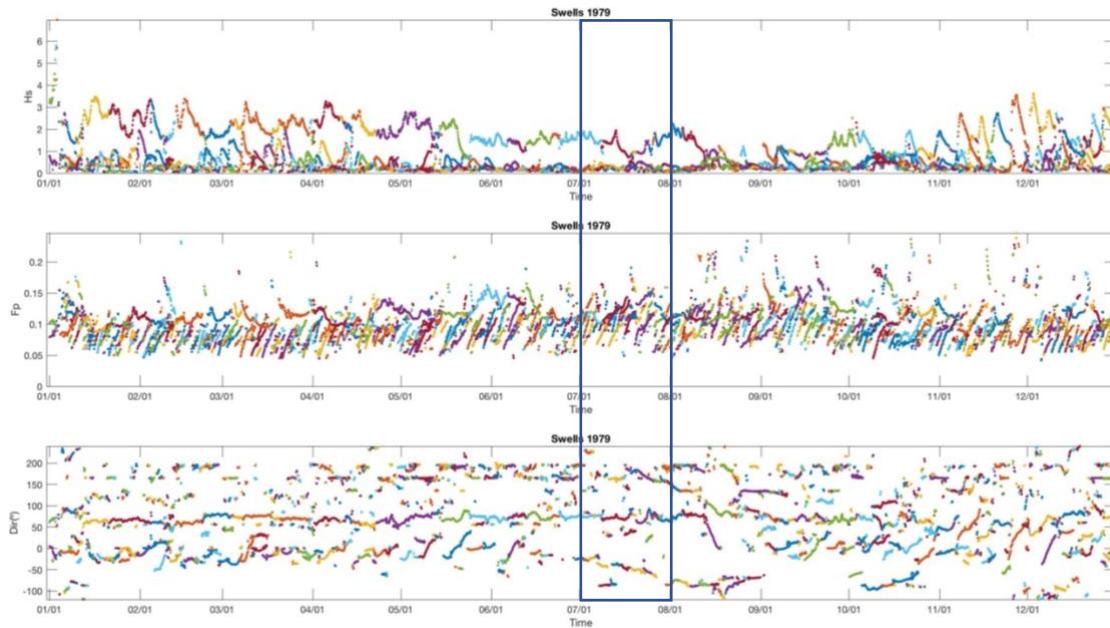


FIG. 12. SWELLS OBTENIDOS MEDIANTE EL ALGORITMO EN KWAJALEIN EN EL AÑO 1979. EN EL RECUADRO NEGRO, EL MES QUE SE ANALIZA EN DETALLE EN LA SIGUIENTE FIGURA.

Para una mejor visualización de las particiones del algoritmo de detección de swells, se representa un mes, Figura 13. Como puede observarse, las direcciones y frecuencias de cada swell son muy similares entre sí, objetivo del algoritmo. Sin embargo, para que se trate de un swell, las frecuencias tienen que tener una tendencia ascendente. Las frecuencias con tendencia horizontal o descendente, se corresponde al oleaje de mar de viento.

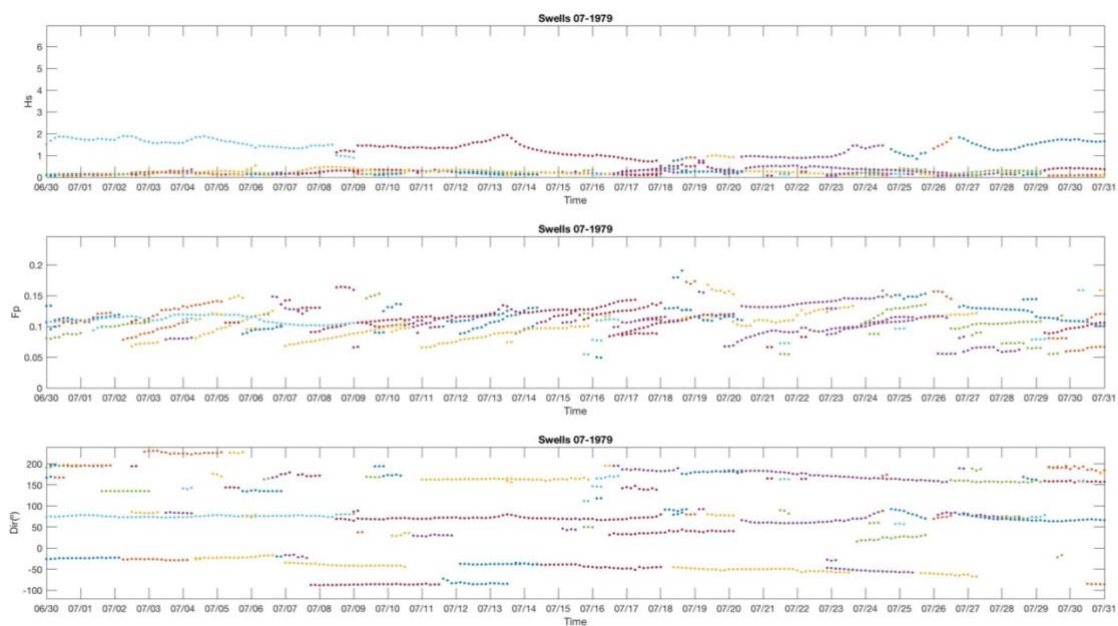


FIG. 13. SWELLS OBTENIDOS MEDIANTE EL ALGORITMO EN EL ATOLÓN DE KWAJALEIN EN JULIO DE 1979.

Como puede observarse en la Figura 12, hay algunos swells que el algoritmo reconoce como si estuviesen compuestos por distintos swells, debido a la existencia de un salto temporal de 3h. Además, se pueden apreciar frecuencias de swells que no tienen tendencia ascendente, lo que correspondería con un oleaje de mar de viento.

Para intentar mejorar los resultados, se aplican una serie de filtros a las particiones calculadas inicialmente. Los filtros aplicados son: a) frecuencias ascendentes y b) particiones con más de 4 componentes. El filtro correspondiente a las frecuencias ascendentes intenta eliminar las particiones causadas por mar de viento, en este caso, vientos alisios. El filtro correspondiente a las particiones con más de 4 componentes (lo que corresponde a un swell de duración inferior a 12h) tiene como objetivo que los resultados sean representativos. Los resultados de aplicar los filtros mencionados se presentan en la Figura 14.

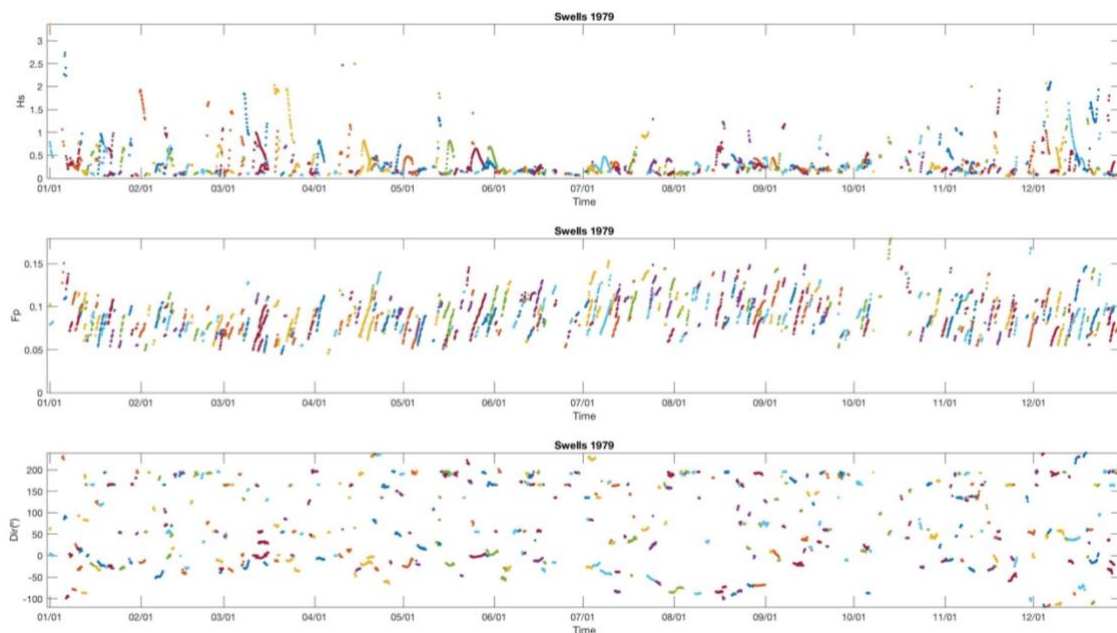


FIG. 14. SWELLS OBTENIDOS MEDIANTE EL ALGORITMO Y LA APLICACIÓN DE LOS FILTROS EN EL ATOLÓN DE KWAJALEIN EN EL AÑO 1979.

De esta forma, se intenta asegurar que los swells seleccionados inicialmente corresponden realmente a un oleaje generado por una tormenta distante y se ha ordenado durante su propagación por el océano Pacífico, y no a un oleaje generado localmente por el viento. Además de eliminar aquellas particiones que el algoritmo reconoce como swells pero tienen una duración demasiado corta (inferior a 12h). El inconveniente de que sean demasiado cortas temporalmente hablando, es que la determinación de la distancia al origen es muy sensible a la pendiente de la regresión lineal, y sino tiene suficientes valores, puede dar resultados erróneos.

Un ejemplo del objetivo del algoritmo de detección de swells aparece en la siguiente figura, Figura 15.

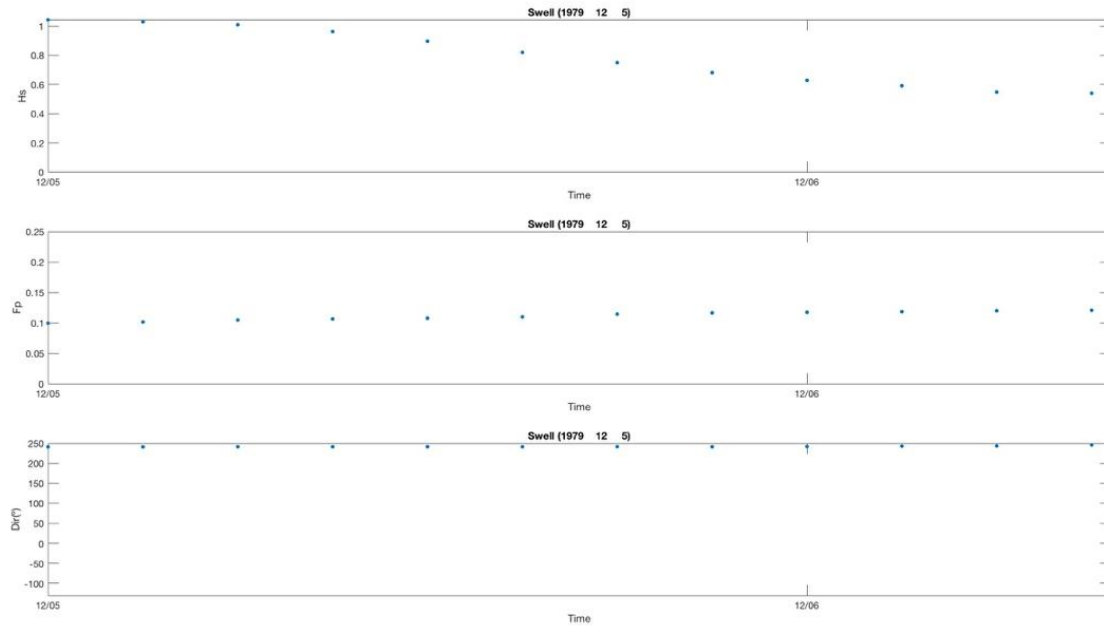


FIG. 15. SWELL IDENTIFICADO EN EL ATOLÓN DE KWAJALEIN EL 5 DE DICIEMBRE DE 1979.

El swell detectado, tiene una duración de 39h, con una dirección de propagación constante de 250° y una frecuencia pico ascendente y entorno a los 0.1s⁻¹, lo que indica que el oleaje se ha generado a gran distancia y se ha ordenado durante su propagación, tanto en dirección como en frecuencia.

3.5. IDENTIFICACIÓN DE LA FUENTE

Después de identificar los diferentes eventos de oleaje, se calculan las características de dispersión de estos eventos. Como se menciona al inicio del documento, la frecuencia y el tiempo de llegada están relacionados linealmente (Ecuación 9).

La frecuencia considerada para este estudio es la frecuencia media debido al carácter medio y no extremo que se quiere obtener para la localización de la zona de generación de los distintos swells [Hanson and Phillips, 2001]. Sin embargo, la base de datos utilizada GOW2, solo proporciona información de la frecuencia pico, por lo que se ha utilizado una relación empírica entre ambas para obtener la frecuencia media (Ecuación 12).

$$\frac{Tp}{Tm} = 1.411 \cdot \gamma^{-0.07972} \quad (12)$$

El valor de γ utilizado es 1, que es el espectro Pearson Moscovitz para oleaje totalmente desarrollado justo cuando sale de la zona de generación.

Por lo tanto, para calcular la distancia de origen usando la Ecuación 13, solo necesitamos calcular la pendiente de esta relación lineal a partir de las series temporales de la frecuencia media (Ecuación 9). Del mismo modo, se calcula el tiempo de generación o instante temporal en el cual se genera un swell para $f=0$ (Ecuación 14).

$$d = \frac{g}{4\pi m_{ft}} \quad (13)$$

$$t_0 = -\frac{b}{m_{ft}} \quad (14)$$

Con b correspondiente a la ordenada en el origen de la regresión lineal ($t=0$).

De esta forma, se consigue para cada swell identificado en el paso anterior, tanto la zona como el momento de generación de estos, Figura 16. Si solo se computan los parámetros de la línea recta, la salida del algoritmo es una salida de un solo punto (en tiempo y espacio), en la que debe ubicarse la tormenta, Tabla 1.

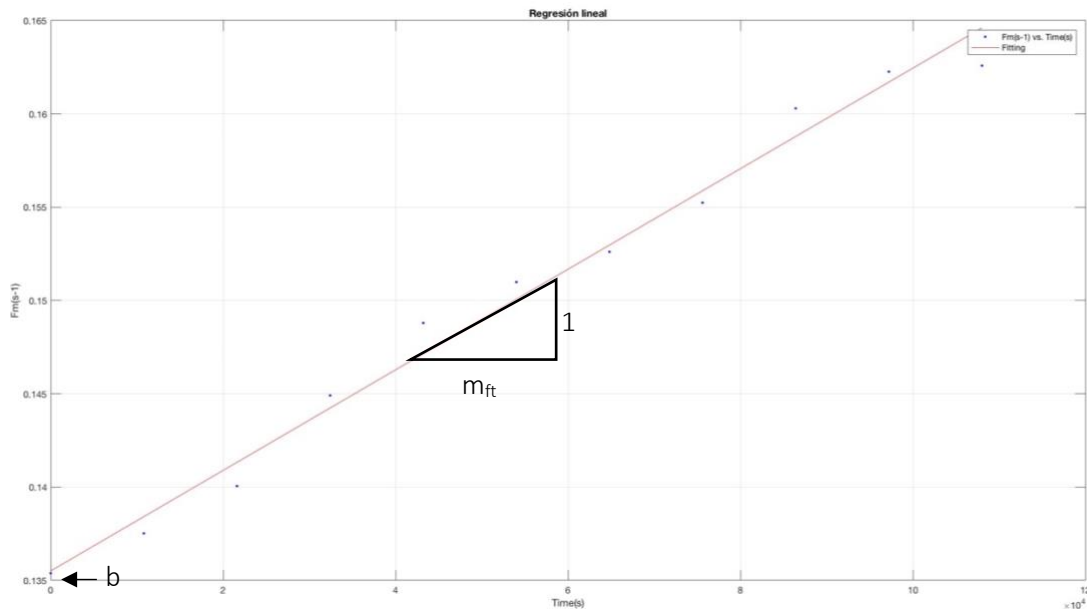


FIG. 16. REGRESIÓN LINEAL QUE RELACIONA FM Y EL TIEMPO DE LLEGADA PARA CADA SWELL.

TABLA 1. RESULTADOS DE LA REGRESIÓN LINEAL PARA EL SWELL EJEMPLO DE LA FIGURA 16.

Dato	Resultado
m_{fit} (s-2)	2.694e-07
b (s-1)	0.1355
t_0 (días)	7.2332e+05
d (km)	2897,27

Finalmente, se calcula la distribución espacial de los puntos de generación de las tormentas. Se utiliza la dirección de propagación media de cada grupo específico (media aritmética de las direcciones de todos los componentes de cada grupo), para indicar la ruta del círculo máximo sobre la Tierra por el cual han viajado las olas. La ubicación de la fuente se obtiene luego por geometría esférica. Como se representa en la Figura 17, se forma un triángulo esférico entre el punto de observación de la ola, el Polo Norte y la ubicación de la fuente del oleaje.

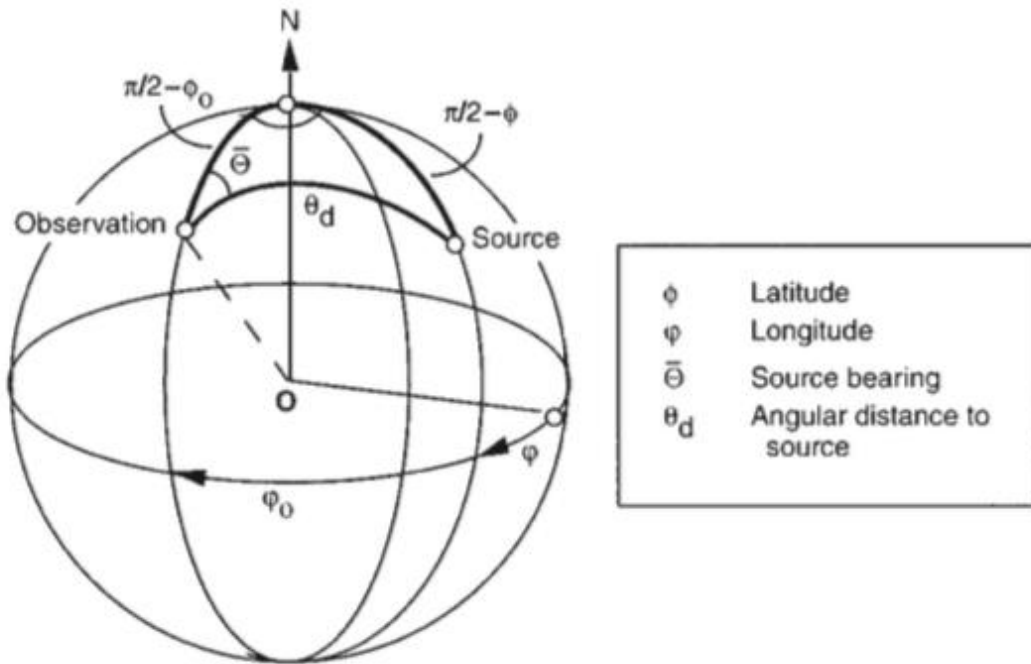


FIG. 17. GEOMETRÍA DEL CÍRCULO MÁXIMO PARA EL CÁLCULO DE LA UBICACIÓN DE LA ZONA DE GENERACIÓN DE LOS DISTINTOS SWELLS.

A continuación, se presentan los resultados de la localización geográfica de los puntos de generación de los swells observados en Kwajalein [9.75, 167.50] para el periodo 1979-2016, Figura 18, con una duración mayor de 48h.

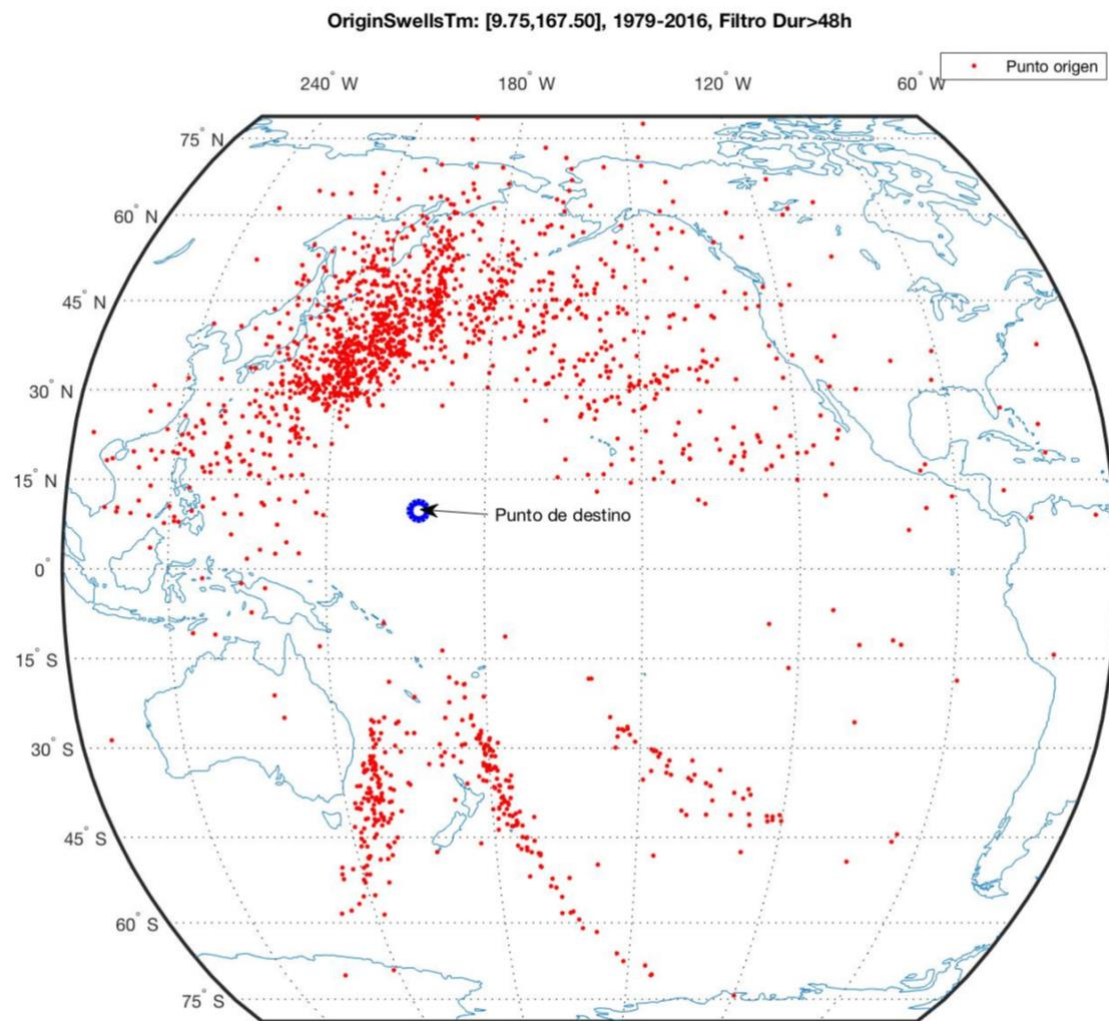


FIG. 18. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL PUNTOS DE GENERACIÓN DE LOS SWELLS QUE LLEGAN A KWAJALEIN ENTRE 1979-2017.

Como se puede observar en la Figura 18 hay puntos situados sobre tierra. Esto puede deberse a que cuando se calculan las distancias, aunque la tendencia lineal es clara, existe cierta diseminación en el conjunto de datos, que está asociada a las incertidumbres de los parámetros de la regresión lineal. Estas incertidumbres son inherentes a la variable y pueden atribuirse a la discretización del modelo o al desplazamiento de la tormenta.

Otra forma de representar estos resultados es la representación en coordenadas polares de la dirección y periodo medio de los diferentes swells observados en el atolón de Kwajalein, Figura 19. Para seleccionar una única dirección y periodo medio de cada swell, se selecciona aquellos correspondientes a la altura significativa máxima.

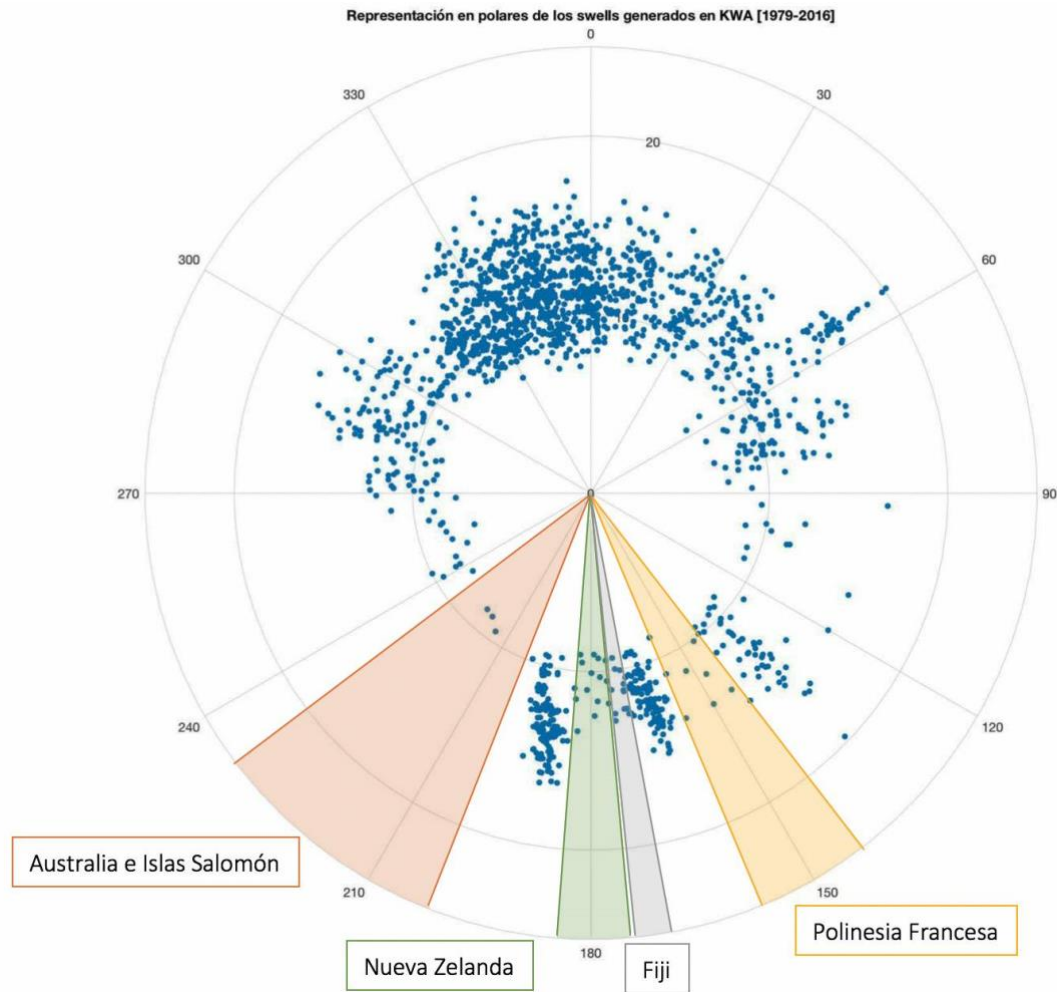


FIG. 19. REPRESENTACIÓN EN COORDENADAS POLARES DEL PERIODO MEDIO Y DIRECCIÓN PARA CADA SWELL OBSERVADO EN EL ATOLÓN DE KWAJALEIN, Y LAS OBSTRUCCIONES CAUSADAS POR LAS ISLAS DEL PACÍFICO SUR.

Con esta representación se puede concluir que los swells generados por tormentas tropicales (zona de Filipinas) tienen periodos menores que los swells generados por tormentas extratropicales (zona de Japón y Pacífico Sur). Por otro lado, los vientos alisios soplan durante más tiempo pero son menos intensos, por ello su periodo es menor que en el caso de los ciclones y aparece más desordenado en direcciones. Además, es muy importante destacar el efecto sombra de las islas del Pacífico Sur como es el caso de Australia, Islas Salomón, Nueva Zelanda, Fiji y la Polinesia Francesa, las cuales no dejan que los swells generados en estas áreas alcancen las Islas Marshall.

4. OBTENCIÓN DE LOS SWELLS A PARTIR DE LA ZONA DE GENERACIÓN

4.1. INTRODUCCIÓN

La obtención de los swells a partir de la zona de generación proporcionada por el sistema CFSR (Climate Forecast System Reanalysis), es un proceso directo que se lleva utilizando desde los años 70. Este proceso incluye una primera fase de detección de las tormentas así como sus parámetros (fetch y duración del viento) a partir de los mapas meteorológicos. Un segundo paso, de aplicación de un modelo de predicción para calcular los parámetros del oleaje a la salida de la zona de generación. Y un último paso, de propagación de los diferentes estados de mar calculados hacia el punto de estudio.

4.2. BASE DE DATOS

La base de datos que proporciona las componentes del viento utilizados en esta sección es el sistema CFSR (Climate Forecast System Reanalysis), Figura 20. CFSR es un producto de reanálisis de tercera generación. Se trata de un sistema global de alta resolución acoplado atmósfera-océano-superficie-hielo marino diseñado para proporcionar la mejor estimación del estado de estos dominios acoplados durante este período. El CFSR incluye (1) el acoplamiento de la atmósfera y el océano durante la generación del campo de suposición de 6 horas, (2) un modelo interactivo de hielo marino y (3) la asimilación de las radiaciones de los satélites. La resolución de la atmósfera global de CFSR es ~ 38 km (T382) con 64 niveles. El océano global es de 0.25° en el ecuador, extendiéndose a un nivel global de 0.5° más allá de los trópicos, con 40 niveles. El modelo de superficie terrestre global tiene 4 niveles de suelo y el modelo global de hielo marino tiene 3 niveles. La resolución temporal es horaria con un periodo de enero de 1979 a noviembre de 2017.

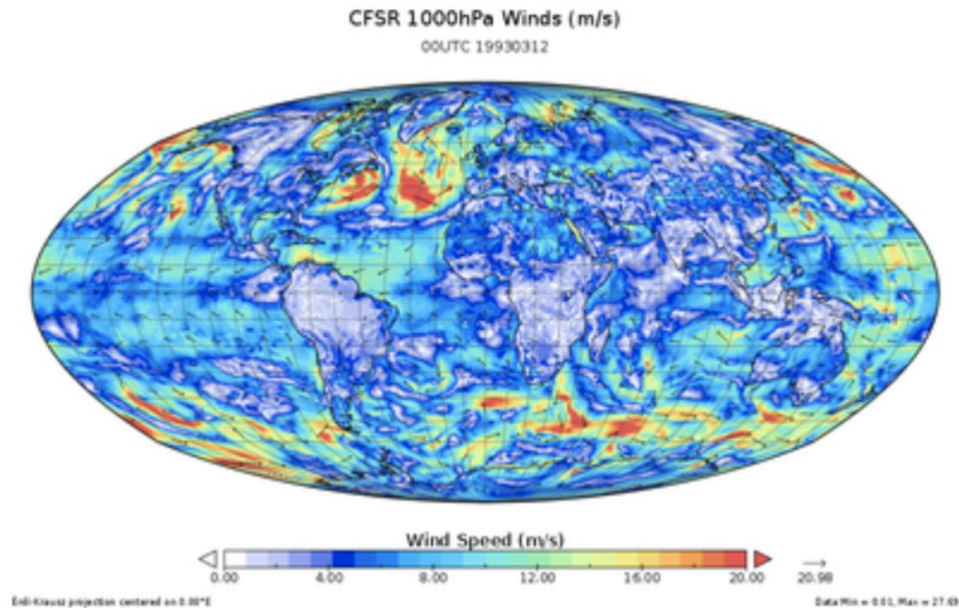


FIG. 20. UNA REPRESENTACIÓN GLOBAL DE LOS VIENTOS CERCA DE LA SUPERFICIE DEL CFSR EL 12 DE MARZO DE 1993, A LAS 00 UTC. ESTA IMAGEN FUE PRODUCIDA AL DESCARGAR UN SUBCONJUNTO DE DATOS DE CFSR A TRAVÉS DEL SERVIDOR DE DATOS NOMADS THREDDS Y LUEGO VISUALIZARLO CON LA HERRAMIENTA DE VISUALIZACIÓN PANOPLY DE LA NASA.

4.3. DISCRETIZACIÓN DE BORRASCAS

En los últimos 40 años, los modelos numéricos de previsión de oleaje, basados en la interacción atmósfera-océano, han probado su utilidad para marinos, oceanógrafos e ingenieros marítimos y, recientemente, también para la investigación climática. Desde el trabajo pionero de Gelci et al. (1957), se ha desarrollado muchos modelos de oleaje en los que se describe la complicada naturaleza de la generación, propagación y disipación del oleaje. La base para todos los modelos es la ecuación del transporte de energía.

Sin embargo, previo a la aplicación de un modelo de predicción es necesario detectar las distintas tormentas. Para ello, se utilizan los vectores de viento proporcionados por el sistema CFSR, Figura 21.

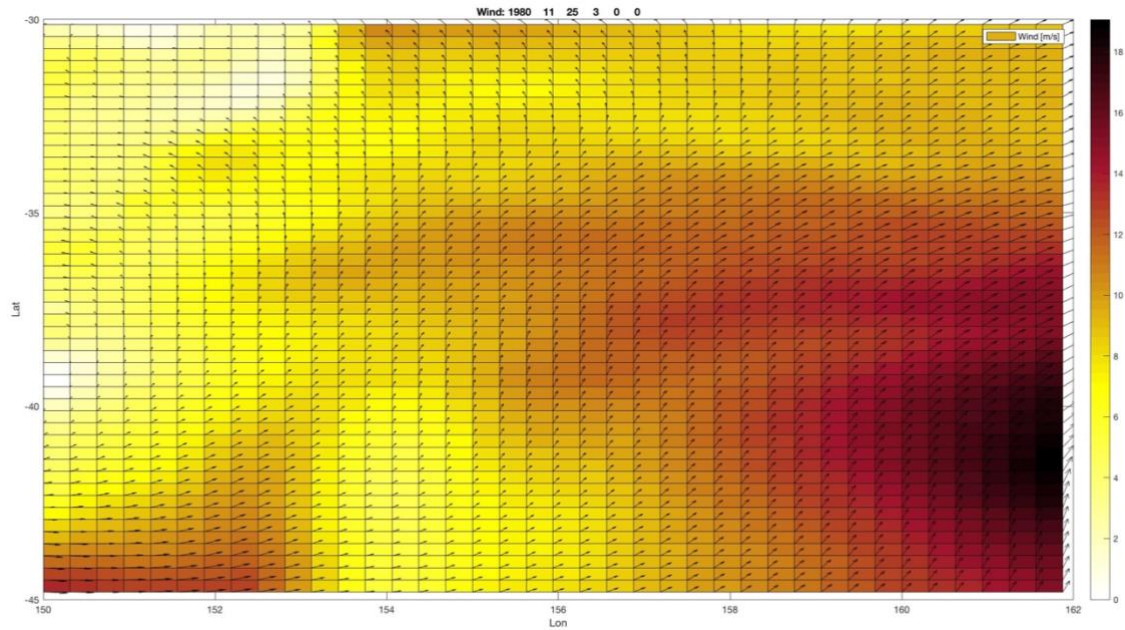


FIG. 21. VELOCIDAD DEL VIENTO DE LA BASE DE DATOS CFSR EN EL ÁREA LON [150° ,162°] Y LAT [-30°, -45°] EL 25 DE NOVIEMBRE DE 1980 A LAS 3:00H.

Un primer paso, consiste en calcular en cada punto del océano Pacífico el círculo máximo al punto de destino de Kwajalein. Sobre este círculo máximo, se calcula la proyección del vector velocidad para hallar la velocidad efectiva que va en la dirección del fetch de las olas, Figuras 22 y 23.

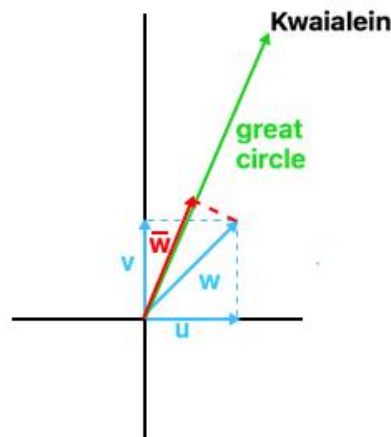


FIG. 22. ESQUEMA DE LA PROYECCIÓN DEL MÓDULO DEL VIENTO EN EL CÍRCULO MÁXIMO QUE UNE EL PUNTO DE ABANDONO DE LOS SWELLS DE LA ZONA DE GENERACIÓN Y EL PUNTO DE ESTUDIO EN EL ATOLÓN DE KWAJALAEIN.

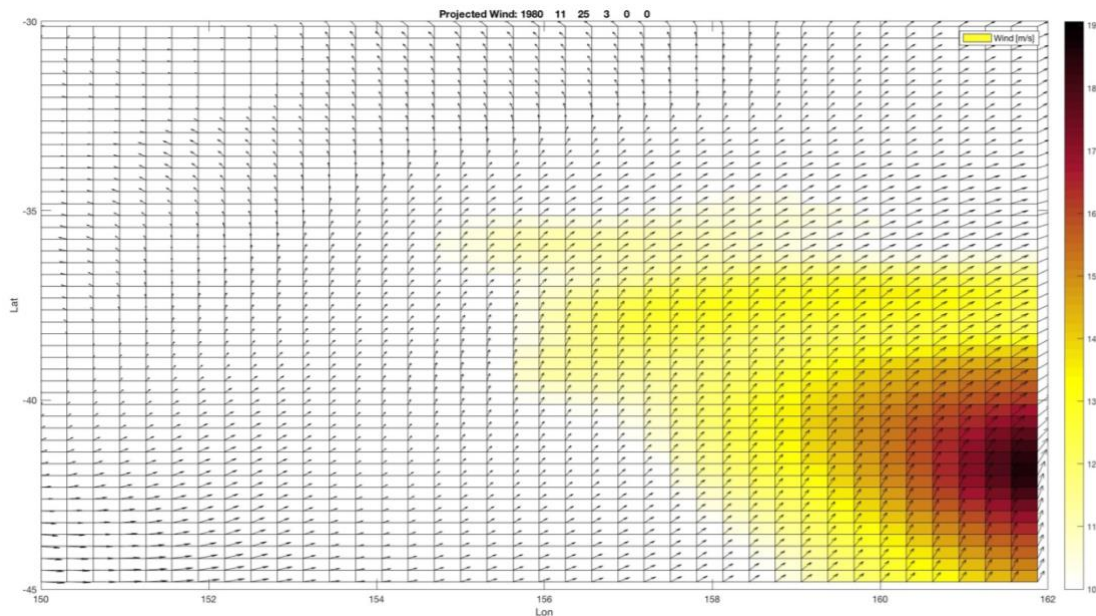


FIG. 23. VELOCIDAD DEL VIENTO EFECTIVA, EN EL ÁREA LON [150°,162°] Y LAT [-30°, -45°], EN DIRECCIÓN DEL FETCH DE LAS OLAS EL 25 DE NOVIEMBRE DE 1980 A LAS 3:00H. PARA UNA MEJOR VISUALIZACIÓN DE LA TORMENTA, SE HA CONSIDERADO LA VELOCIDAD EFECTIVA IGUAL O MAYOR DE 10M/S.

Un segundo paso, consiste en formar una matriz con el módulo de la velocidad del viento efectiva y ejes: longitud, latitud y tiempo $\rightarrow W_{proyectada}(lon,lat,tiempo)$. Una vez determinada la matriz, se utiliza un algoritmo similar al utilizado en la discretización espectral (Apartado 3.4). Con este algoritmo se detectan las diferentes tormentas cuando hay una coincidencia espacial y temporal de un valor del módulo del viento proyectado mayor a un determinado umbral.

El umbral se calcula en base a la pérdida de energía que experimenta el oleaje en su propagación desde el área de generación estudiada y la zona de estudio de los swells en el atolón de Kwajalein [Lat 9.75° y Lon 167.50°]. Para el cálculo de la pérdida de energía se considera la dispersión direccional y la disipación que se estudiará en el Apartado 4.5.

Una vez conocido ese valor, con ayuda de las curvas de predicción de oleaje del SPM (explicado en el Apartado 4.3), se estima el módulo del viento necesario para alcanzar el atolón de Kwajalein. Después se aplica el algoritmo de detección de tormentas a partir de la matriz: módulo del viento efectivo que supera el umbral calculado, en los ejes longitud, latitud y tiempo, Figura 24.

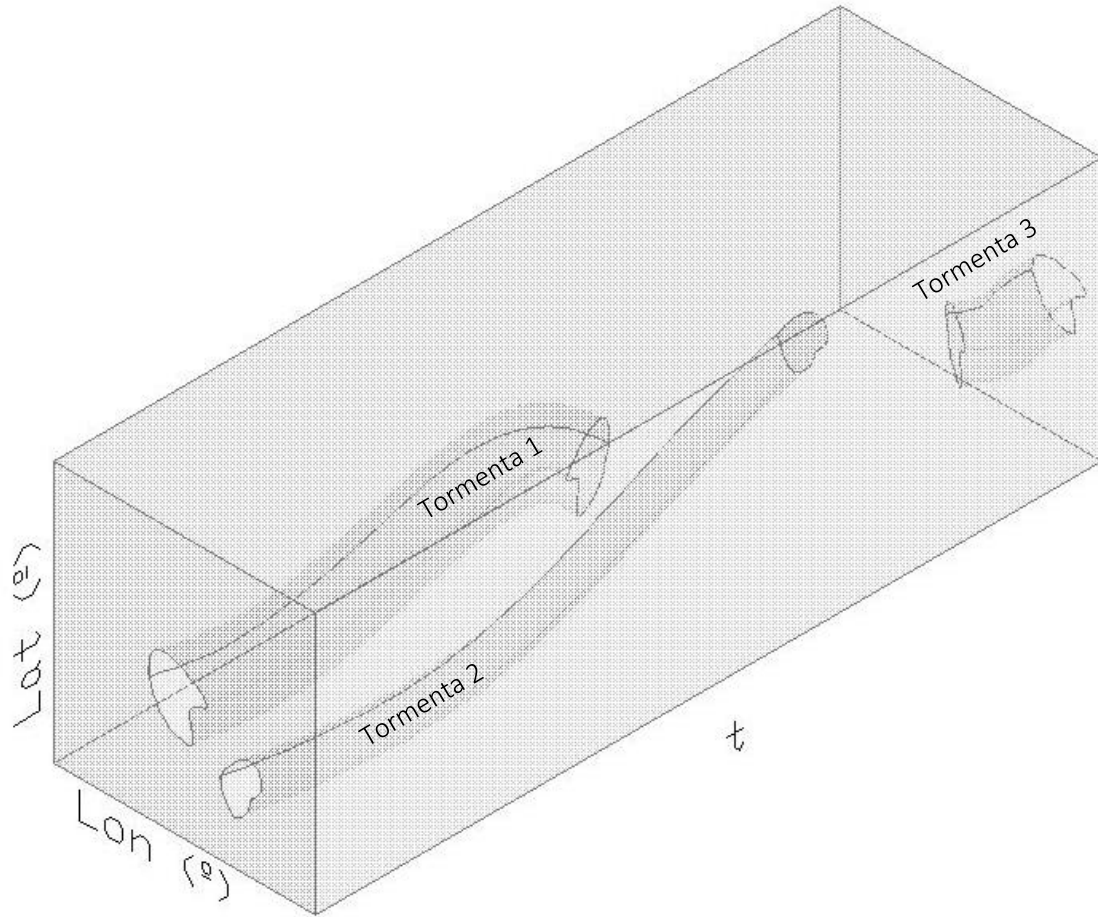


FIG. 24. EJEMPLO DEL ALGORITMO DE SELECCIÓN DE TORMENTAS EN BASE A LA VELOCIDAD DEL VIENTO EFECTIVA EN DIRECCIÓN DEL FETCH EN LOS EJES LONGITUD, LATITUD Y TIEMPO.

Finalmente, se caracterizan las tormentas con el fetch del viento, X , y su duración, t . El fetch del viento es la distancia sobre la que se propaga el oleaje bajo la influencia sostenida del viento y en su misma dirección. El fetch del viento está limitado por los contornos de tierra a barlovento del punto de previsión, por la extensión de los sistemas atmosféricos y por la dirección del viento. La duración del viento, t , es el tiempo durante el que las olas se propagan bajo la influencia sostenida del viento y en su misma dirección.

Para el cálculo del fetch del viento consideramos la diferencia entre las latitudes máximas y mínimas de cada tormenta. Para el cálculo de la duración del viento, se toma la duración de la tormenta.

4.4. MODELO DE PREDICCIÓN BASADO EN EL JONSWAP

Los parámetros del espectro JONSWAP pueden ser determinados a partir de la velocidad del viento, U , el fetch, X , el período de pico del oleaje y el momento del orden cero del espectro, m_0 . Utilizando los mismos datos del experimento JONSWAP, Hasselmann et al (1973) una serie de formulaciones simples para la predicción del crecimiento del oleaje con el fetch:

La medida del crecimiento del oleaje con el fetch es relativamente sencilla. Sin embargo, la medida del crecimiento del oleaje con el tiempo en la naturaleza es mucho más complicada, debido a la dificultad de presentación de una velocidad del viento estable desde el inicio.

El SPM (Shore Protection Manual), utiliza la velocidad del viento a 10 m de altura, $U = U_{10}$, con una corrección, para compensar la relación no lineal existente entre la tensión en la superficie y la velocidad del viento, el SPM (1984) introduce una velocidad de viento ajustada, que viene dada por:

$$U_A = 0.71 \cdot (RT \cdot U_{10}) \left(\text{para } U_{10} \text{ en } \frac{m}{s} \right) \quad (15)$$

donde RT es un factor de corrección que depende de la estabilidad de la atmósfera.

Las expresiones dadas por el SPM son las siguientes:

Crecimiento de la altura de ola y del periodo con el fetch:

$$\frac{g \cdot Hm_0}{U_A^2} = 1.6 \cdot 10^{-3} \cdot \left(\frac{g \cdot X}{U_A^2} \right)^{0.5} \quad (16)$$

$$\frac{g \cdot Tp}{U_A} = 0.2857 \cdot \left(\frac{g \cdot X}{U_A^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (17)$$

El crecimiento del oleaje está limitado por el fetch, por la duración del viento y por la velocidad del viento. La limitación por fetch o por duración viene determinada al cumplirse la ecuación:

$$\frac{g \cdot t}{U_A} = 68.8 \cdot \left(\frac{g \cdot X}{U_A^2} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (18)$$

Dado un fetch, X y una duración del viento, t , se dice que el oleaje está limitado por el fetch si al resolver la Ecuación 18 con el tiempo dado, el fetch que se obtiene es mayor que el

dado. En el caso contrario, se dice que el oleaje está limitado por el tiempo. Para un tiempo de generación dado, se denomina fetch mínimo al necesario para que, estrictamente la limitación sea por dicho tiempo, es decir al que se obtendría al resolver el fetch en la Ecuación 18. De la misma manera, dado un fetch, se denomina duración mínima, al tiempo mínimo de generación para, estrictamente, la limitación sea por el fetch dado, es decir el que se obtendría al resolver el tiempo en la Ecuación 18. La Ecuación 18 permite asimismo obtener el par de Ecuaciones equivalentes a las 16 y 17 que determinan el crecimiento de la altura de ola y del periodo con el tiempo:

$$\frac{g \cdot Hm0}{U_A^2} = 6.7 \cdot 10^{-5} \cdot \left(\frac{g \cdot t}{U_A}\right)^{\frac{3}{4}} \quad (19)$$

$$\frac{g \cdot Tp}{U_A} = 3.44 \cdot 10^{-2} \cdot \left(\frac{g \cdot t}{U_A}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (20)$$

Las Ecuaciones 16-20 son válidas hasta que se alcanza la situación de oleaje totalmente desarrollado, dado por las ecuaciones 21-24:

$$\frac{g \cdot Hmofull}{U_A^2} = 0.2433 \quad (21)$$

$$\frac{g \cdot Tpfull}{U_A} = 8.134 \quad (22)$$

$$\frac{g \cdot tfull}{U_A} = 55841 \quad (23)$$

$$\frac{g \cdot Xfull}{U_A^2} = 23123 \quad (24)$$

4.5. PROPAGACIÓN Y OBTENCIÓN DE SWELLS

Los parámetros del espectro JONSWAP calculados en el apartado anterior, H_{m0} y T_p , se propagan al atolón de Kwajalein. Para ello, se considera la pérdida de energía por disipación y dispersión direccional.

Dado que el oleaje sale de la zona de generación con sus componentes viajando en un determinado sector (definido por la función de dispersión direccional), la proporción de la energía total del espectro que alcanzará un punto determinado de previsión, dependerá de la anchura del frente del fetch, de la dirección principal de propagación y de la posición relativa entre el frente del fetch y el punto de previsión, ver figura 25. En la figura 25, W es la anchura del frente del fetch, r es la distancia entre el centro del frente del fetch y el punto de previsión, O , y X_0 , Y_0 son las coordenadas del punto de previsión con respecto a unos ejes coordenados con origen en el centro del frente del fetch, con eje X paralelo y con el mismo sentido que la dirección de propagación principal del oleaje en el frente del fetch.

Para el cálculo de la pérdida de energía por dispersión direccional se utiliza la Ecuación 25. Para el cálculo de la pérdida de energía por disipación se puede considerar un declive espacial a una tasa μ . Un límite inferior teórico para μ está dado por la teoría viscosa, dando, en aguas profundas (Dore 1978; Ardhuin et al., 2009; Collard et al., 2009), Ecuación 26. Una vez calculado μ , se puede hallar la pérdida de energía por disipación con la Ecuación 27.

$$\% \text{ pérdida de energía dispersión direccional} = a1 = \int_{-\frac{\Delta\beta}{2}}^{\frac{\Delta\beta}{2}} \frac{2}{\pi} \cos^2 \alpha d\alpha \quad (25)$$

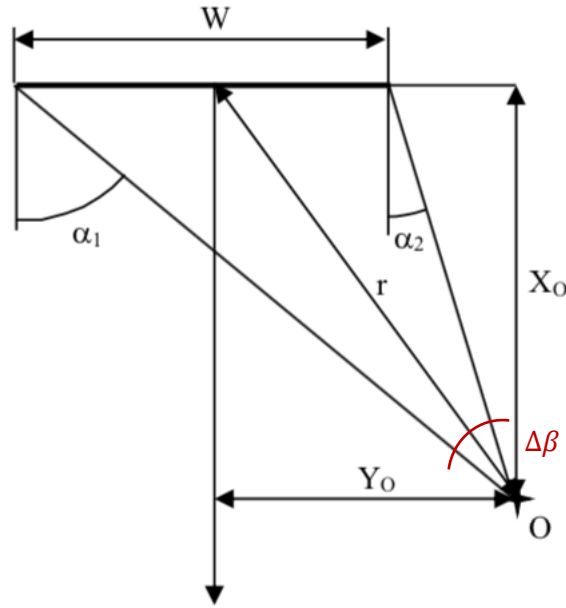


FIG. 25. DEFINICIÓN DE LA VENTANA DE DIRECCIONES QUE ALCANZA EL PUNTO DE PREVISIÓN EN LA PROPAGACIÓN FUERA DEL ÁREA DE GENERACIÓN.

$$\text{con } \mu = 2 \frac{\rho_a}{\rho_w g C g} \left(\frac{2\pi}{T} \right)^{\frac{5}{2}} \sqrt{2v_a} \quad (26)$$

Donde $\rho_a / \rho_w = 0.0013$ es la relación entre la densidad del aire y el agua, $cg = 1/4 gT = 4\pi$ es la velocidad del grupo y v_a es la viscosidad del aire (para una superficie limpia $v_a = 1.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$).

En cuanto a la pérdida de energía disipación. Cuando el oleaje sale del área de generación, las diferentes componentes continúan su propagación con una celeridad correspondiente a la celeridad de grupo y con la dirección que tenían en la zona de propagación. Los procesos de transferencia lineal entre componentes se atenúan hasta hacerse despreciables y al dejar de producirse la rotura, la disipación de energía, también se hace muy débil, siendo debida principalmente al rozamiento con la atmósfera y a la viscosidad molecular.

$$\% \text{ pérdida de energía disipación} = a_2 = e^{\left(-\mu \frac{r}{2} \right)} \quad (27)$$

Considerando que los oleajes que llegan a Kwajalein desde Nueva Zelanda, tienen una $H_s^* \leq 1 \text{ m}$ y la Ecuación 28, se calcula que el oleaje que abandona la zona de generación tiene que tener una $H_s \geq 4 \text{ m}$, lo que implica según el SPM, una velocidad del viento $> 20 \text{ m/s}$.

$$H_s^* = H_s \times (a_1)^{\frac{1}{2}} \times (a_2)^{\frac{1}{2}} \quad (28)$$

A continuación se presentan los resultados de la propagación así como los coeficientes a_1 y a_2 , para 7 swells originados en Nueva Zelanda con una velocidad del viento superior a 20m/s en 1980, Tabla 2.

TABLA 2. RESULTADOS DE LA PROPAGACIÓN DE NUEVA ZELANDA AL ATOLÓN DE KWAJALEIN EN 1980, PARA UN VIENTO >20M/S.

Oleaje SPM	Hs [m]	a_1	a_2	Hs* [m]
1	10,66	0,0025	0,8525	0,49
2	11,36	0,0011	0,8851	0,35
3	5,45	0,0009	0,5321	0,12
4	9,21	0,0011	0,8250	0,28
5	5,67	0,0005	0,5439	0,09
6	7,65	0,0011	0,7458	0,22
7	13,07	0,0013	0,9094	0,45

Como se puede observar en la Tabla 2, hay una mayor pérdida de energía por dispersión direccional que por disipación del oleaje. La disipación de energía afecta más a las ondas más rápidas y peraltadas, por lo que las frecuencias más bajas (bajo peralte) pueden llegar a propagarse sin modificación a miles de Km de distancia, como es el caso de los swells que se están estudiando.

Además, la pérdida de energía por dispersión direccional tiene mucho peso principalmente por la posición relativa entre el frente del fetch y el punto de previsión. Por un lado, la zona de generación seleccionada en Nueva Zelanda se encuentra a gran distancia de Kwajalein. Por otro lado, existen numerosas islas que limitan aún más la ventana de direcciones que alcanza el punto de Kwajalein.

5. RESULTADOS DE LA RELACIÓN BIYECTIVA

El objetivo de este proyecto es desarrollar una metodología para la clasificación biyectiva entre espectros direccionales del oleaje (análisis del punto e instante de generación de los diferentes swells detectados en el punto de estudio) y patrones espaciales de generación (estudio de las tormentas que generan esos swells, basado en los campos de presión y la velocidad del viento proyectada en dirección de la propagación hacia el punto de estudio).

Los resultados de aplicar estas técnicas en Kwajalein (Islas Marshall) son verificados con parámetros del reanálisis atmosférico en la vertiente del océano Pacífico.

5.1. ANÁLISIS DE TORMENTAS

Una primera presentación de los resultados de la clasificación biyectiva consiste en seleccionar 5 zonas e instantes de generación aleatorios calculados mediante el proceso inverso y dibujar los mapas meteorológicos correspondientes a ese instante de generación para comprobar que coinciden. Es decir, se comprueba que existe un generador de oleaje, ya sea mediante campos y gradientes de presión o la velocidad del viento, que ha generado esos 5 swells en los puntos que se han calculado a partir de los espectros direccionales.

5.1.1. CAMPOS Y GRADIENTES DE PRESIÓN:

En primer lugar, se comparan los resultados con los campos de presión y los gradientes de presión asociados. El gradiente de presión entre dos puntos es la magnitud que se obtiene al dividir la diferencia de presión que hay entre ellos por la distancia que los separa.

El gradiente de presión refleja, por lo tanto, la fuerza que empuja al aire situado en el punto de más presión hacia el aire situado en el de menos presión, haciendo que el aire se mueva desde las altas a las bajas presiones con una aceleración igual al gradiente de presión por unidad de masa.

El aire cumple así, la 2ª ley de la mecánica de Newton según la cual, la fuerza que actúa sobre un cuerpo en movimiento es igual al producto de su masa por la aceleración que adquiere. Este concepto, expresado con más sencillez, viene a significar que cuanto más fuerza apliquemos a un cuerpo, más rápido se moverá, ya que su aceleración es proporcional a la fuerza aplicada.

Por ello, una relación entre las zonas de generación calculadas a partir de los swells y las tormentas detectadas en los mapas de campos y gradientes de presión, sirven para verificar los resultados.

Para la calibración basada en los campos y gradientes de presión, se seleccionan 5 zonas de generación aleatorias calculadas mediante el proceso inverso (sección 3), Figura 26.

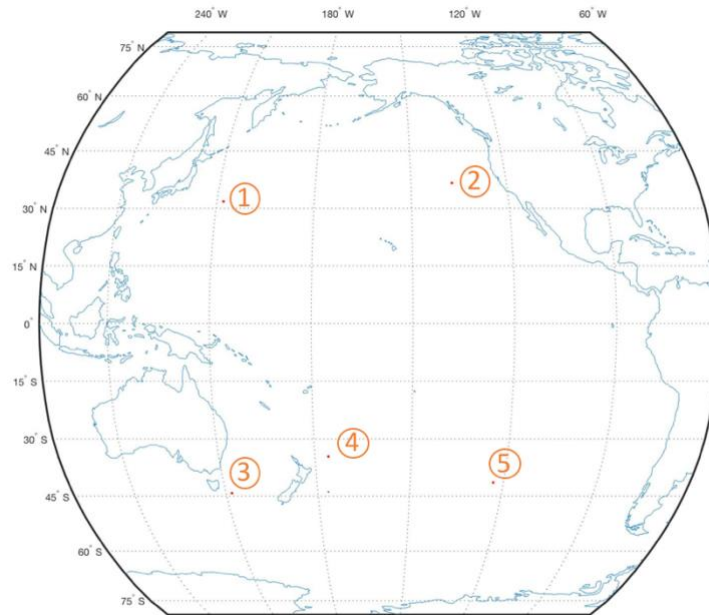


FIG. 26. SELECCIÓN DE 5 ZONAS DE GENERACIÓN ALEATORIAS EN EL OCÉANO PACÍFICO.

Para cada una de esas zonas de generación representadas con un punto rojo, se presenta la situación de los campos de presión y gradientes, Figuras 27-31.

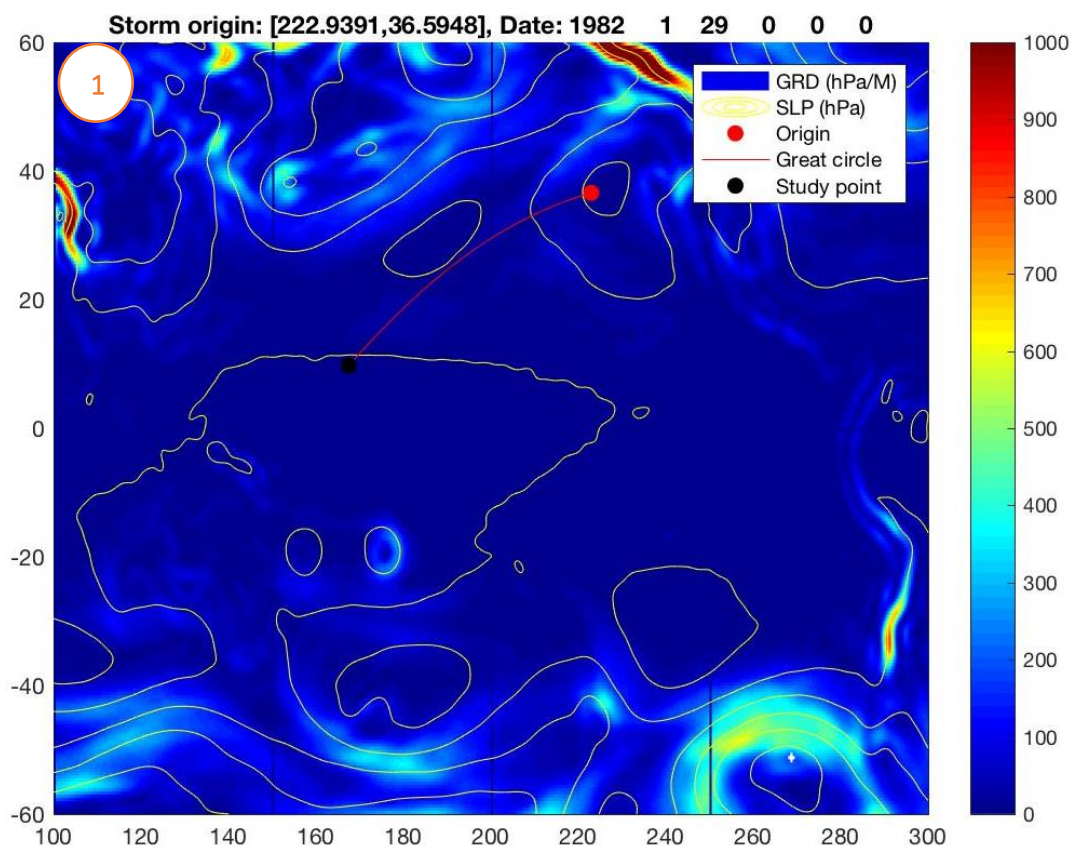


FIG. 27. CAMPO DE PRESIONES Y GRADIENTES PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 1.

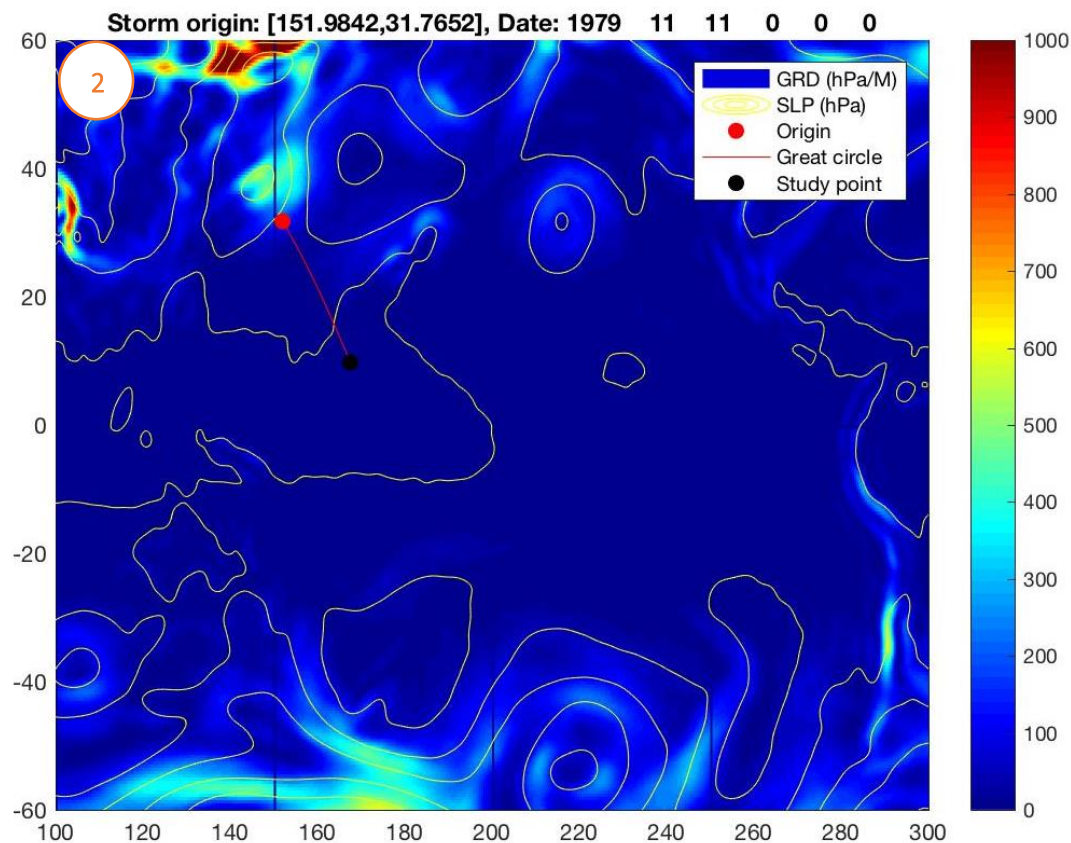


FIG. 28. CAMPO DE PRESIONES Y GRADIENTES PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 2.

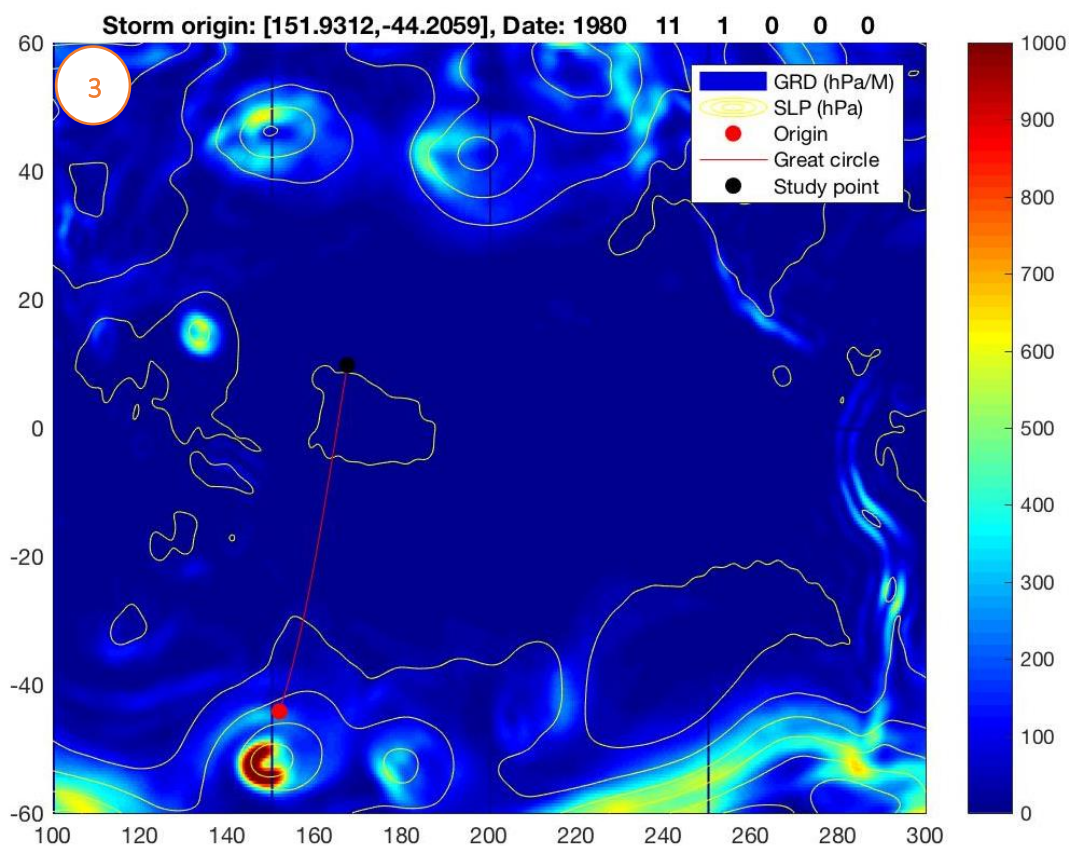


FIG. 29. CAMPO DE PRESIONES Y GRADIENTES PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 3.

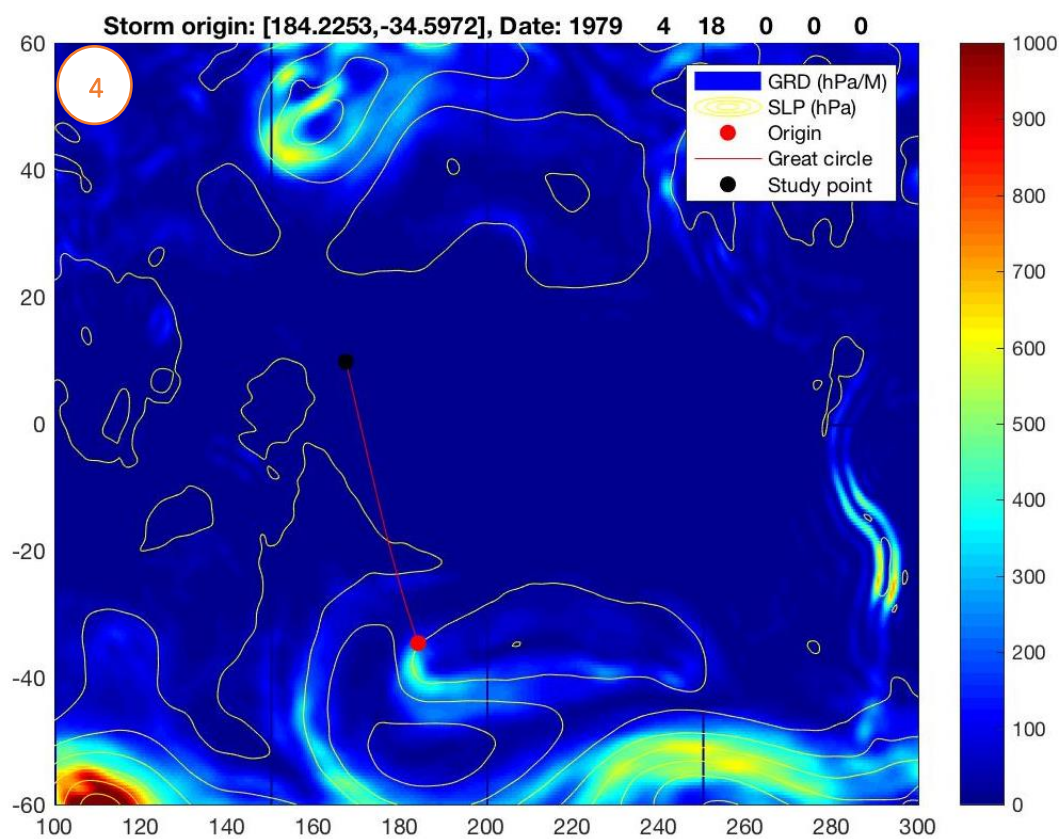


FIG. 30. CAMPO DE PRESIONES Y GRADIENTES PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 4.

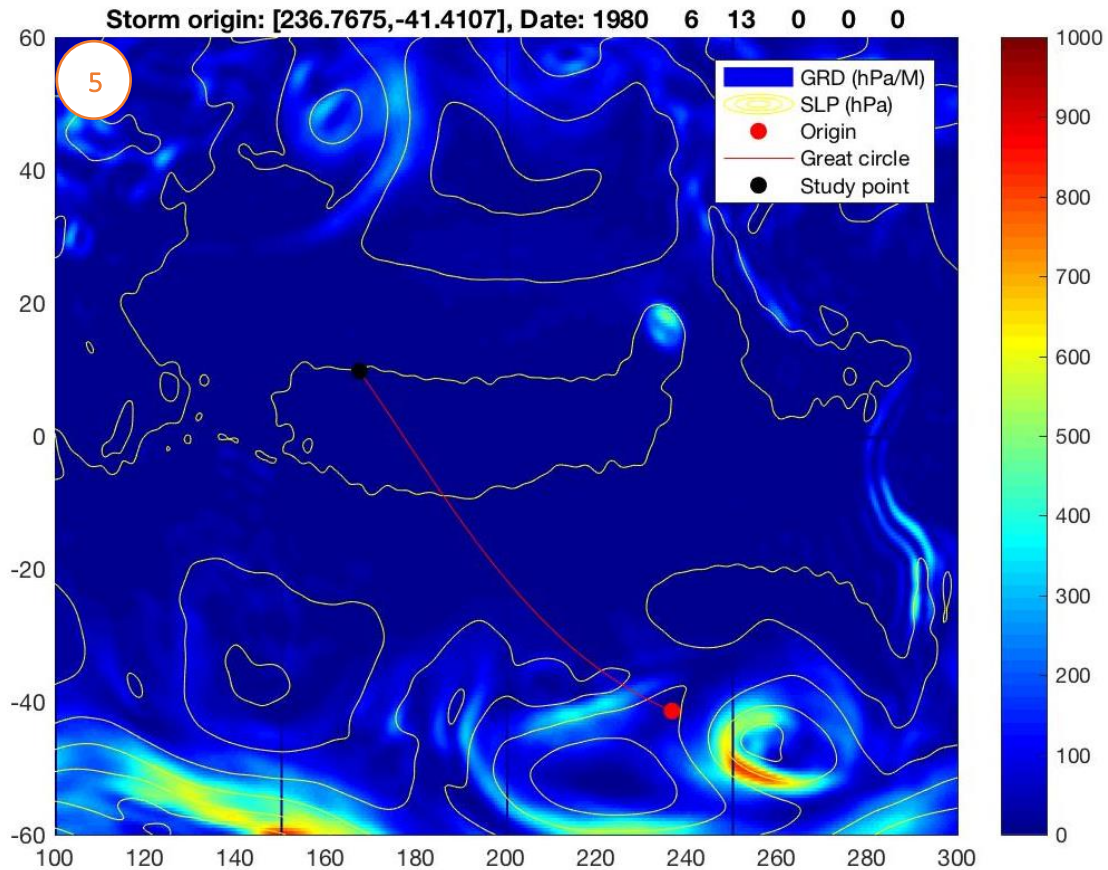


FIG. 31. CAMPO DE PRESIONES Y GRADIENTES PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 5.

Analizando estos resultados se puede concluir que el punto de generación de los swells calculado por el proceso inverso (punto rojo) coincide con las zonas de borrascas. Por tanto, en base a esta primera comprobación la metodología desarrollada en este estudio proporciona unos resultados veraces y proporciona la clasificación biyectiva buscada.

5.1.2. VELOCIDAD DEL VIENTO:

En segundo lugar, se comparan los resultados del proceso inverso con la velocidad del viento. La velocidad del viento es directamente proporcional al gradiente de presión. Cuanto más juntas están las isóbaras más pronunciada es la pendiente y por lo tanto más fuerte el viento. De una manera menos empírica, podemos decir que la velocidad del viento es proporcional a la relación entre la diferencia de presión entre dos puntos y la distancia que los separa.

Para la calibración basada en el módulo del viento efectivo en dirección al atolón de Kwajalein, se seleccionan las mismas 5 zonas de generación utilizadas para la verificación con los campos de presión y gradientes, Figuras 32-36.

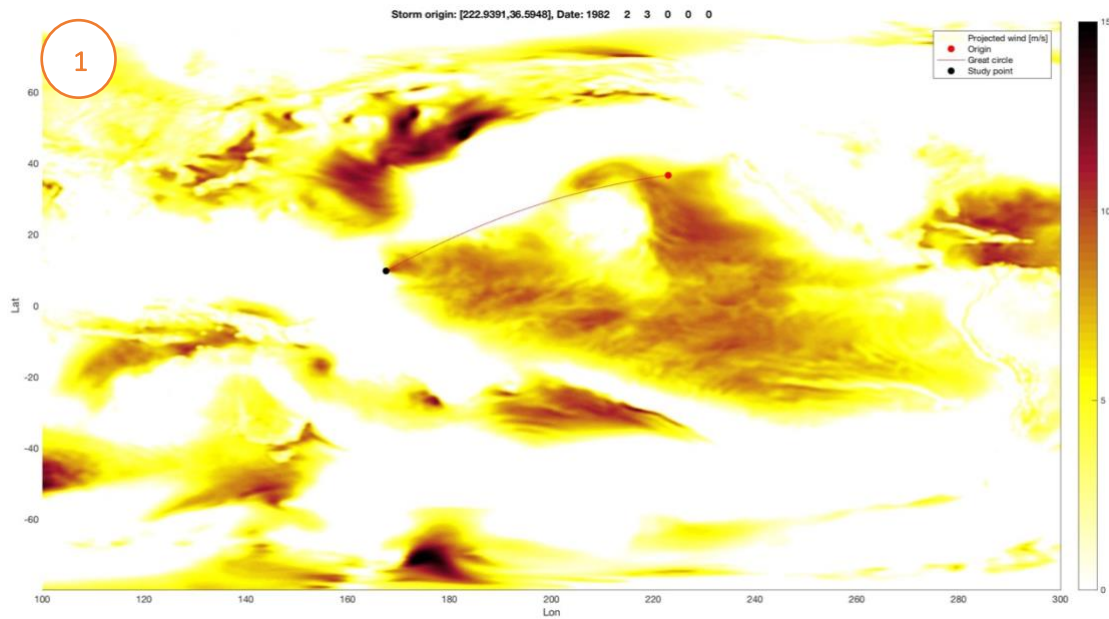


FIG. 32. MAPA DE VIENTO EFECTIVO PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 1.

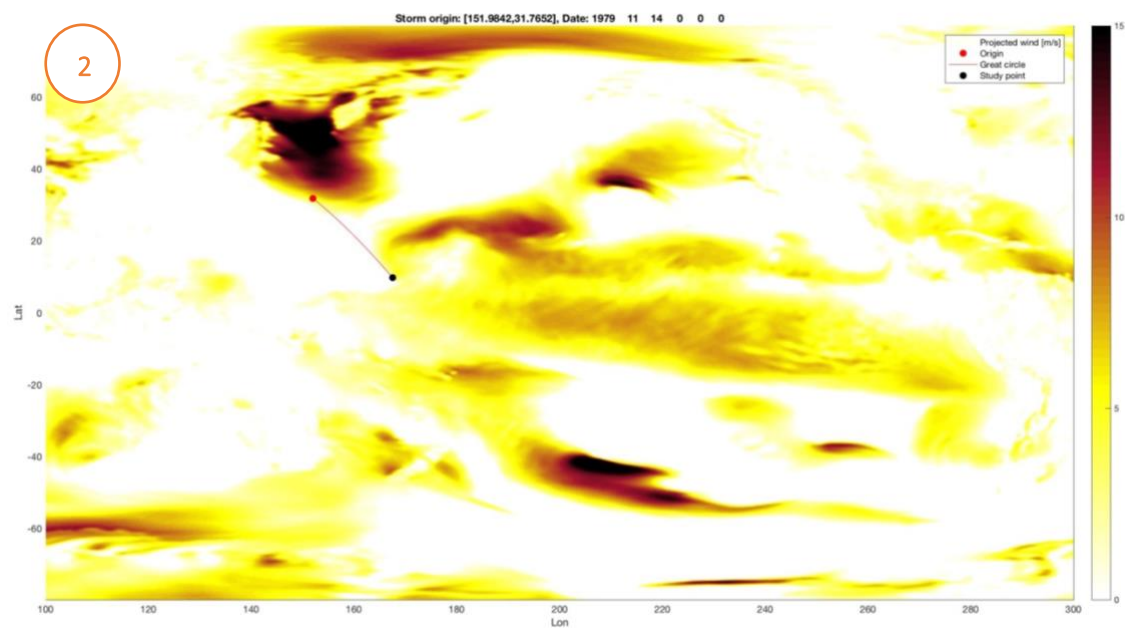


FIG. 33. MAPA DE VIENTO EFECTIVO PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 2.

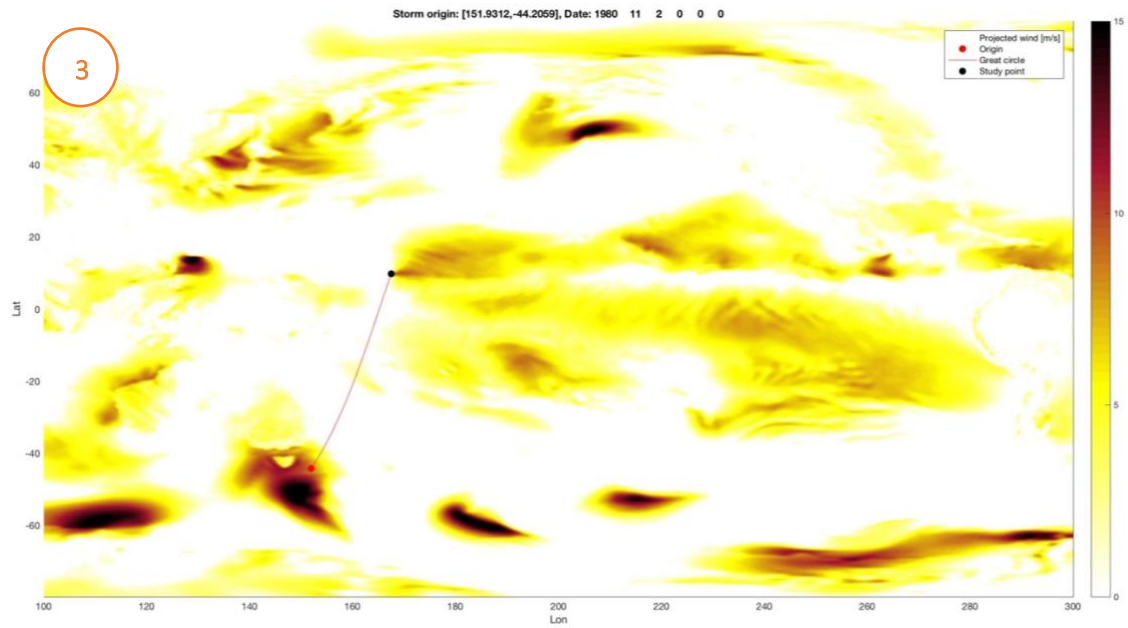


FIG. 34. MAPA DE VIENTO EFECTIVO PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 3.

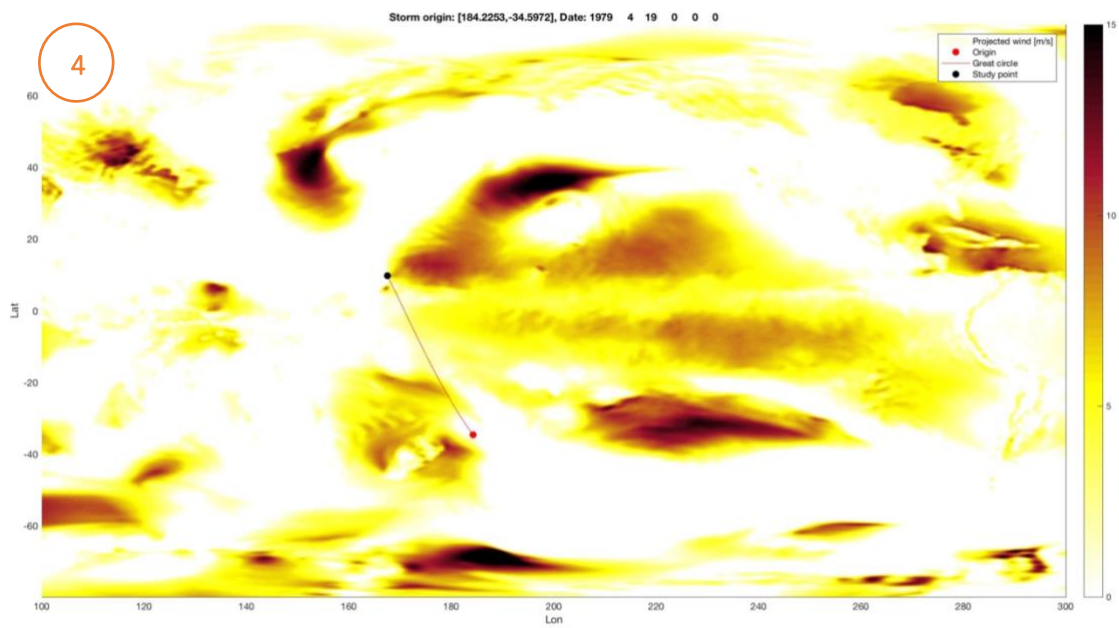


FIG. 35. MAPA DE VIENTO EFECTIVO PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 4.

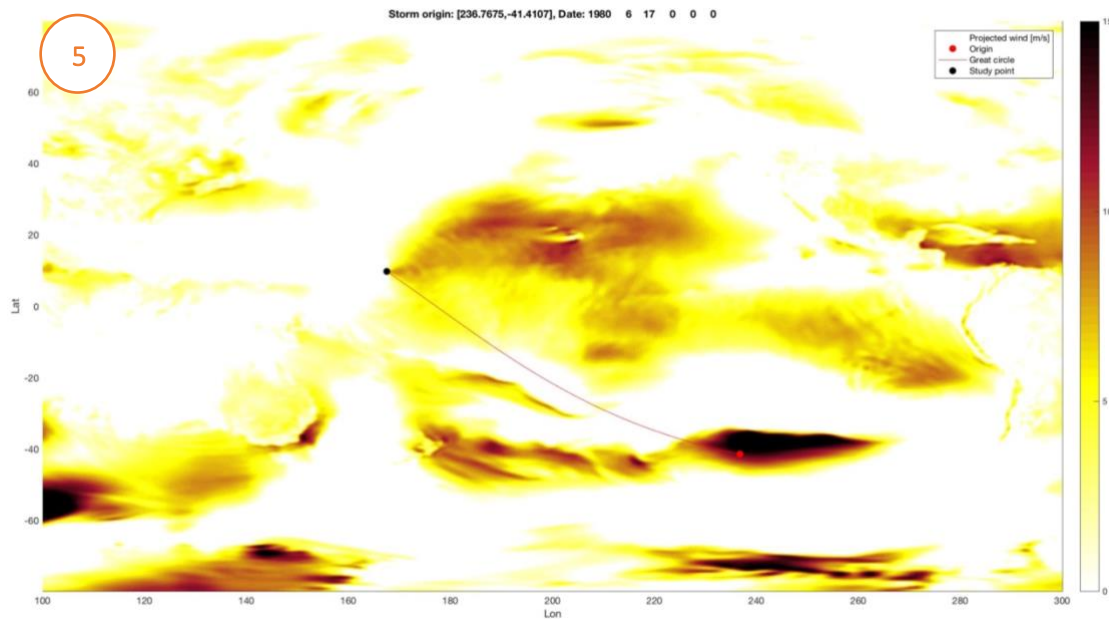


FIG. 36. MAPA DE VIENTO EFECTIVO PARA LA ZONA DE GENERACIÓN 5.

Como se puede apreciar en las distintas gráficas, al igual que ocurría en la relación con los campos y gradientes de presión, el punto de generación de los swells calculado por el proceso inverso (punto rojo) coincide con las zonas de borrascas. Además en comparación con la comprobación de los campos y gradientes de presión, con el viento efectivo se pueden diferenciar los swells generados por los vientos alisios, Figura 32, que corresponden a borrascas menos intensas y de mayor duración; y los swells generados por ciclones, Figuras 33-36, borrascas más intensas y menos duraderas.

Una vez analizados estos resultados, se decide realizar un análisis más detallado. Debido a una capacidad computacional limitada, se seleccionan dos áreas más reducidas dentro del océano Pacífico. En este caso se ha seleccionado el corredor a la izquierda de Nueva Zelanda, de coordenadas: Lon [150º, 162º] y Lat [-30º, -45º], y la zona de generación cercana a Japón de coordenadas: Lon [160º, 172º] y Lat [35º, 50º], Figura 37.

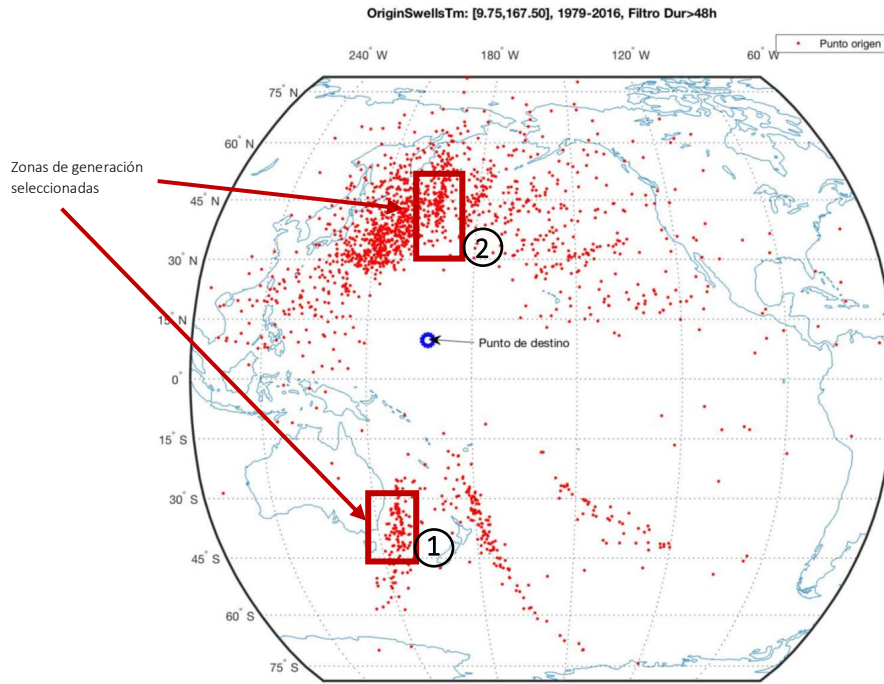


FIG. 37. ZONAS DE GENERACIÓN SELECCIONADAS PARA EL ANÁLISIS DETALLADO DE LA CLASIFICACIÓN BIYECTIVA.

En estas dos áreas se representa un gráfico espacio temporal conjunto entre las zonas de generación de las tormentas y los swells clasificados así como su rastreo en sentido contrario desde el punto de observación hasta la zona estimada de su generación, Figura 38. Con esta representación se busca asociar a cada tormenta un swell, así como encontrar la desviación existente entre la localización de la tormenta y la estimación de la zona de generación a partir de los swells.

Para la representación de la zona de generación de las tormentas, se considera tanto el punto central (punto rojo) que representa la media ponderada del módulo del viento proyectado (Ecuaciones 29 y 30), así como los puntos extremos (triángulos verdes) de la tormenta, es decir, el punto más distante y el más cercano.

$$\bar{x} = \frac{\sum X_i \cdot W_i}{\sum W_i} \quad (29)$$

$$\bar{y} = \frac{\sum Y_i \cdot W_i}{\sum W_i} \quad (30)$$

Para la representación de los swells en Kwajalein y las zonas estimadas de su generación, se utilizan los datos del instante y localización calculados mediante la regresión lineal (líneas azules). La pendiente de estas líneas representa la celeridad de grupo de los distintos swells.

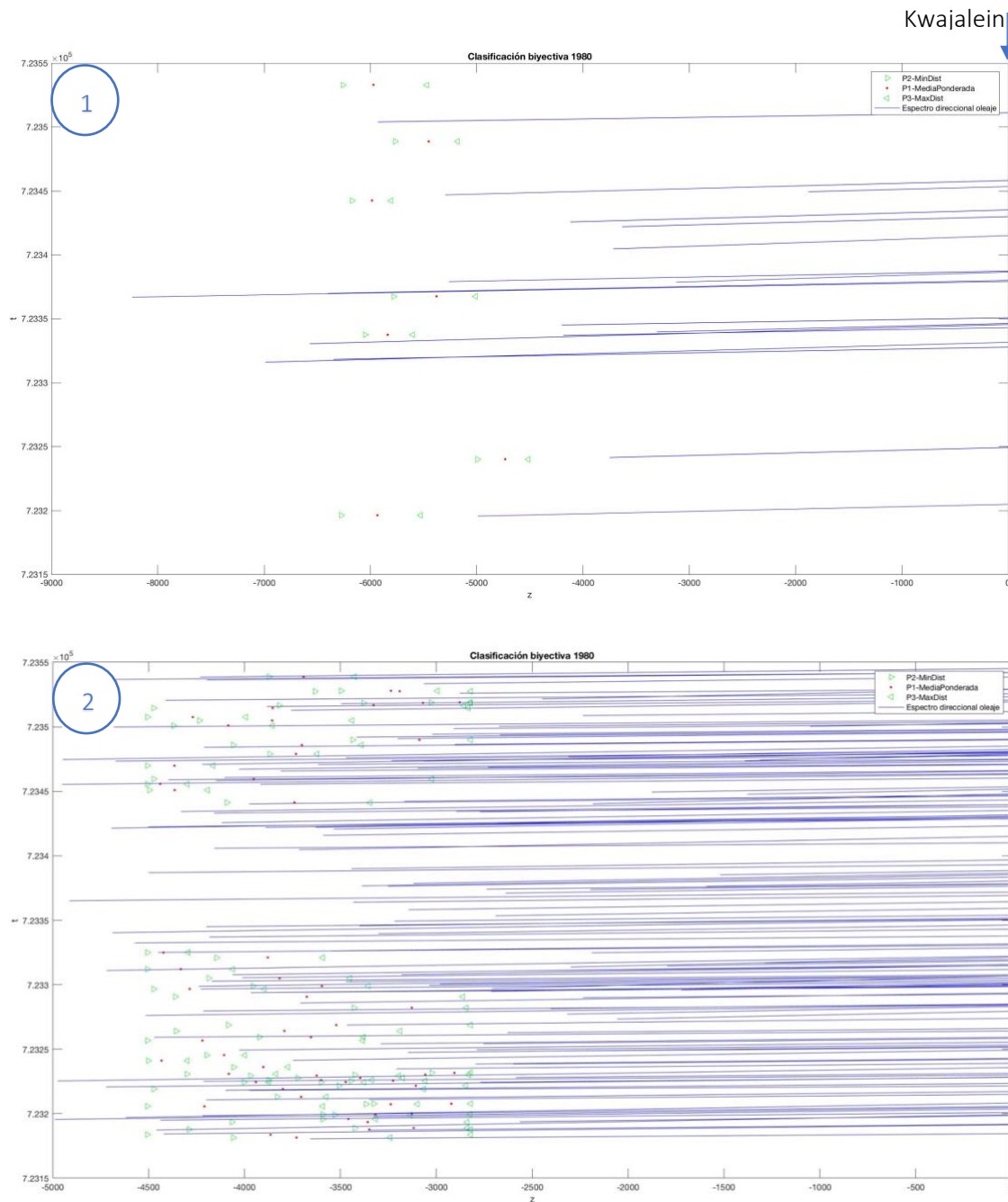


FIG. 38. CLASIFICACIÓN BIYECTIVA PARA EL AÑO 1980. EL EJE HORIZONTAL ES LA DISTANCIA DESDE KWAJALEIN Y EL EJE VERTICAL ES TIEMPO. EN ROJO, ZONAS DE GENERACIÓN DE LAS TORMENTAS CALCULADO EN BASE A LA MEDIA PONDERADA. EN VERDE, ZONA DE GENERACIÓN DE LAS TORMENTAS MÁS DISTANTE Y MÁS CERCANA A KWAJALEIN. EN AZUL, LA TRAYECTORIA ESTIMADA DE LOS SWELLS DESDE KWAJALEIN HACIA SU ZONA DE GENERACIÓN. ZONAS DE GENERACIÓN CONSIDERADAS: CORREDOR DE NUEVA ZELANDA (1) Y JAPÓN (2).

Como se puede apreciar en la gráfica, existe un mayor número de swells que de tormentas, esto puede deberse a que cuando se determinan los swells individuales con el algoritmo desarrollado en el Apartado 3, el algoritmo reconoce como individuales partes de un mismo swell. Además, se puede concluir que son muchos más los swells detectados en la zona de Japón que en Nueva Zelanda lo que se debe a la gran distancia que existe entre Nueva Zelanda

y las Islas Marshall que obligan a una mayor intensidad del viento para que alcancen la zona de estudio y a todas las Islas que obstruyen su propagación.

Por tanto, un siguiente paso, es buscar cuál es el punto de origen más cercano espacio temporalmente a las tormentas. De esta forma se puede asociar cada swell a una tormenta.

A continuación se presenta un ejemplo que muestra una clara relación biyectiva entre la tormenta y el punto de generación calculado por el proceso inverso, fin último de este estudio, Figura 39.

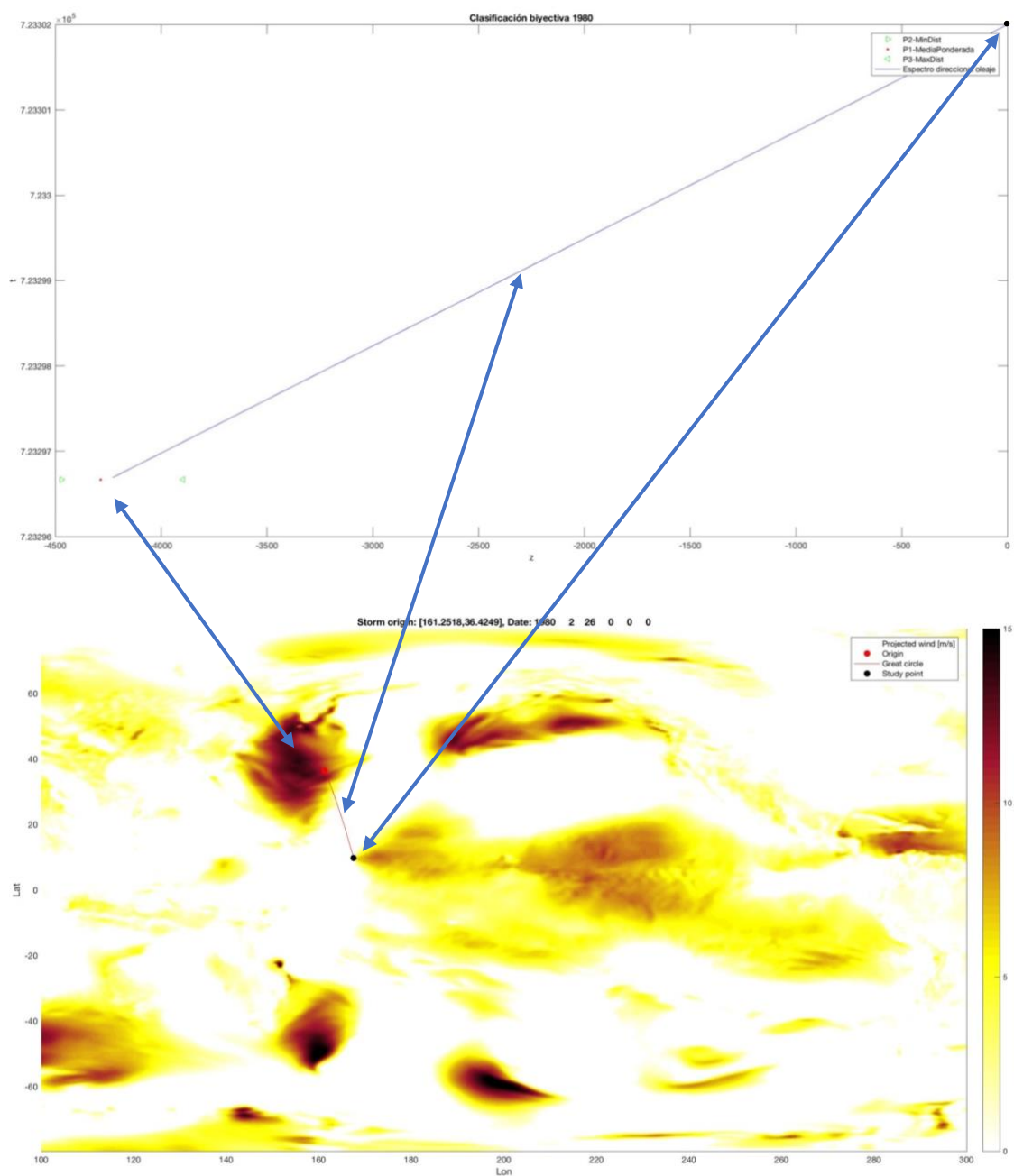


FIG. 39. RELACIÓN BIYECTIVA EN LA ZONA DE GENERACIÓN DE JAPÓN.

Para este swell generado en el área de Japón por un ciclón extra tropical se puede deducir el estado de mar que se observa en el punto de estudio (atolón de Kwajalein), Figura 40.

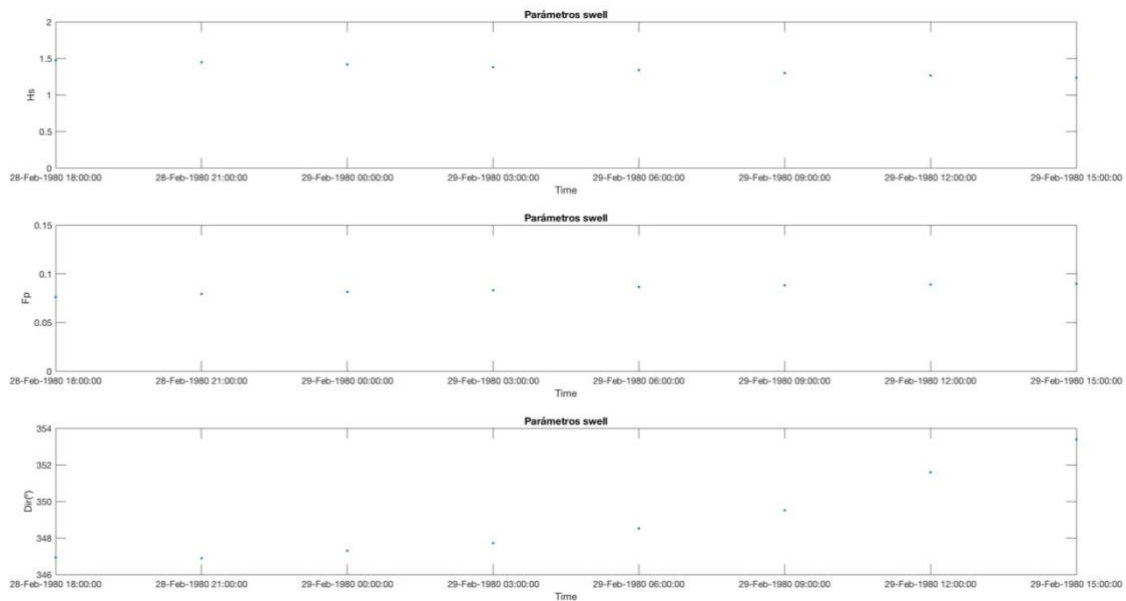


FIG. 40. PARÁMETROS DE OLAJE(HS, TM Y DIRECCIÓN) EN EL ATOLÓN DE KWAJALEIN GENERADO POR LA TORMENTA DETECTADA EN JAPÓN EL 29-FEBRERO-1980.

De esta forma, dada una tormenta de duración y fetch, se pueden obtener los parámetros que definen el oleaje en un punto de observación determinado, es decir la altura de ola significativa, periodo y dirección con respecto al tiempo. A su vez, dado el espectro direccional de oleaje, se puede rastrear la tormenta y determinar sus parámetros.

Un último análisis de las tormentas consiste en comparar el Hs de cada swell, con el Hs calculado a partir de las tormentas y su posterior propagación para la zona de generación de Nueva Zelanda, Figura 41.

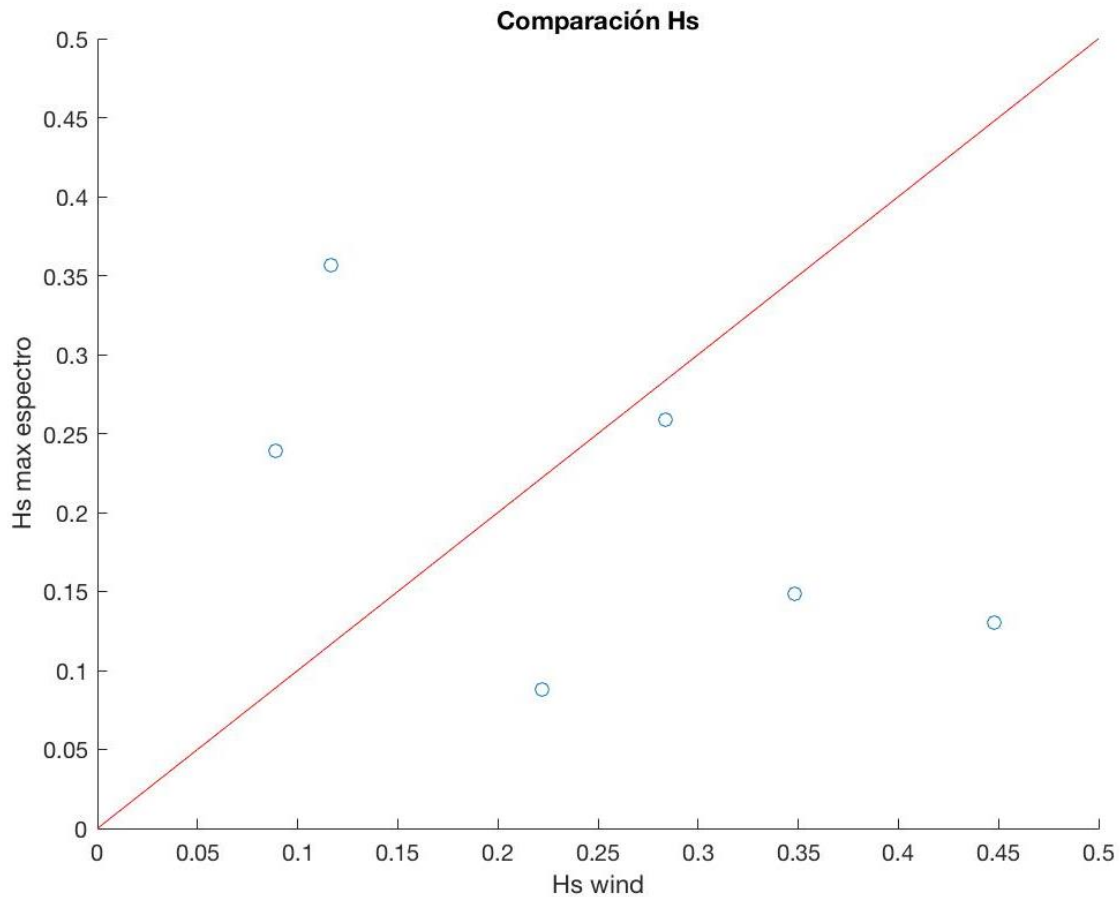


FIG. 41. COMPARACIÓN HS MÁXIMA DE CADA SWELL CON LA HS OBTENIDA DE LA PROPAGACIÓN DEL OLAJE GENERADO POR EL VIENTO, (UNIDADES EN m).

Con esta comparación de alturas de ola significativa, se puede concluir que las H_s calculadas con el proceso inverso y directo se encuentran en un mismo rango de valores pero los resultados no coinciden. Las posibles fuentes de error son: la gran distancia entre Nueva Zelanda y la zona de estudio en las Islas Marshall y la dificultad de modelar el efecto de las islas pequeñas en un modelo global de oleaje.

5.2. CLIMATOLOGÍA

En este último apartado de resultados, se defiende una visión más general de los resultados de la clasificación biyectiva a través de la climatología de todo el océano Pacífico de forma conjunta con los puntos de origen de los swells calculados por el proceso inverso. De esta forma se busca asociar las zonas de generación a las zonas de origen de los swells, entendiendo la física conjunta. Para ello se presentan 3 mapas diferentes: viento proyectado o efectivo medio, viento proyectado o efectivo del percentil máximo y viento proyectado o efectivo del percentil

99 de la media semanal, junto con los puntos de origen de los swells calculados por el proceso inverso, Figuras 42-44.

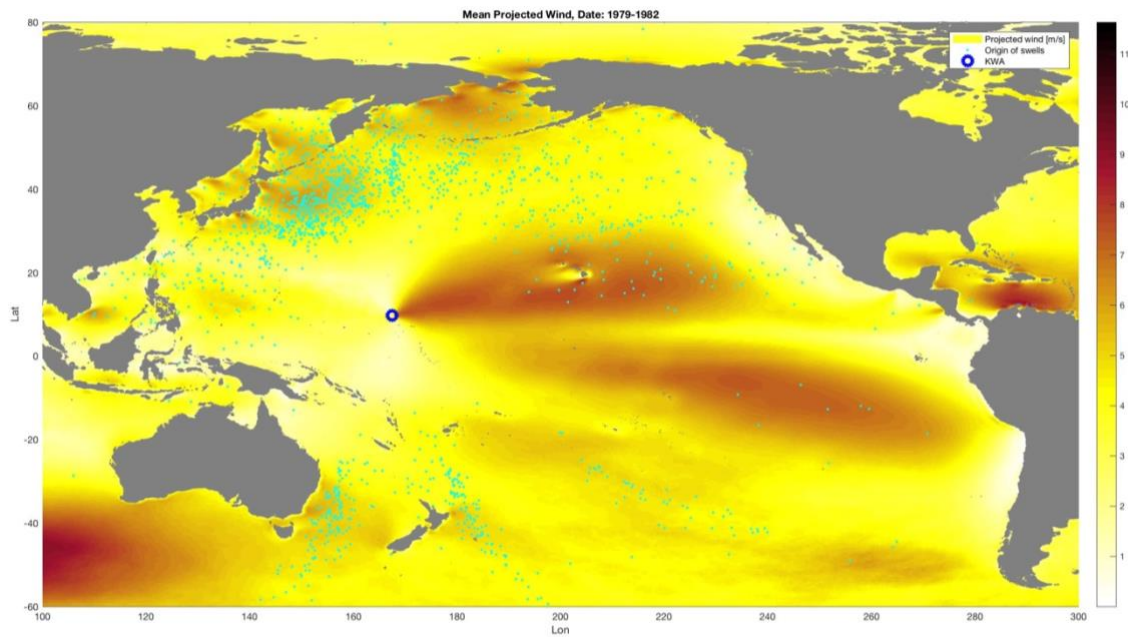


FIG. 38. MAPA ESPACIAL DEL VIENTO PROYECTADO MEDIO JUNTO CON LOS PUNTOS DE ORIGEN DE LOS SWELLS.

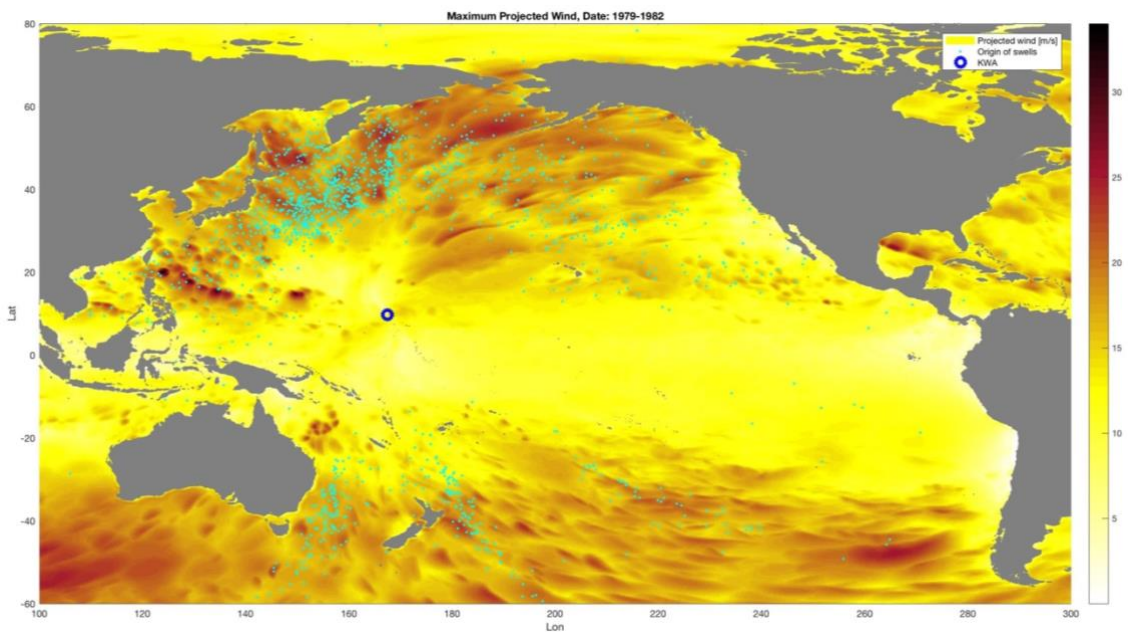


FIG. 43. MAPA ESPACIAL DEL VIENTO PROYECTADO MÁXIMO JUNTO CON LOS PUNTOS DE ORIGEN DE LOS SWELLS.

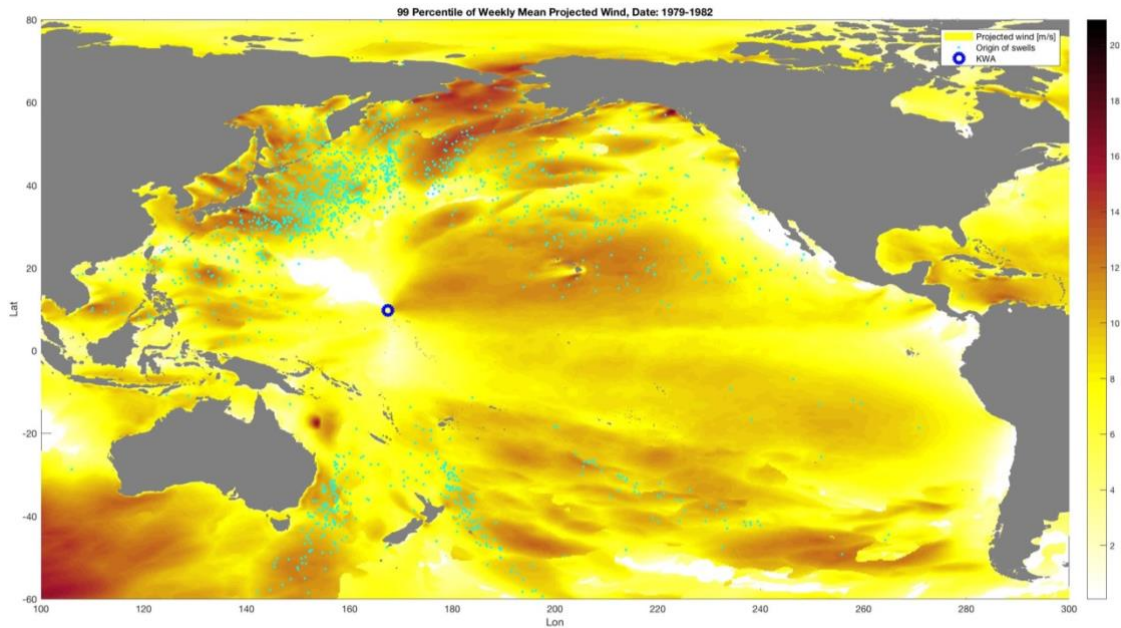


FIG. 44. MAPA ESPACIAL DEL VIENTO PROYECTADO DEL PERCENTIL 99 DE LA MEDIA SEMANAL JUNTO CON LOS PUNTOS DE ORIGEN DE LOS SWELLS.

Por un lado, se utiliza la representación del viento proyectado medio para explicar los vientos alisios, que aunque tienen poca intensidad tienen una larga duración, llegando a generar swells que alcanzan las Islas Marshall, Figura 42.

Por otro lado, se presenta el viento proyectado máximo para no perder la información de los ciclones tropicales y extratropicales. Los ciclones se caracterizan por tener una gran intensidad pero corta duración. Este es el caso de los ciclones tropicales que se generan en la zona de Filipinas y el caso de los ciclones extratropicales de Japón y Pacífico Sur, Figura 43.

Como solución para una gráfica única y representativa tanto de los vientos alisios como de los ciclones tropicales y extratropicales se realiza el percentil 99 de las medias semanales del viento proyectado. Se eligen medias semanales porque esta es la duración habitual de los vientos alisios, de esta forma, se asegura su visualización, Figura 44. Como se puede ver en las distintas figuras las zonas de origen de los swells coinciden con la climatología. Además, esta forma de representación, equivalente a ESTELA, nos permite tener una mejor visualización de las zonas de generación individuales, entendiendo el proceso que las genera.

6. CONCLUSIONES

La clasificación biyectiva entre espectros direccionales y patrones espaciales de generación pretende entender en sentido directo los diferentes swells que pueden alcanzar un determinado punto de estudio y su evolución (Hs, Tm y Dirección) a partir de la base de datos de reanálisis climático y en sentido inverso las zonas de generación de oleaje dada una base de datos de reanálisis de oleaje. Dentro de esta metodología se incluye un algoritmo que permite dado un espectro direccional de oleaje en un punto objetivo, desarrollar un método de partición del oleaje espectral basado en el rastreo de los distintos swells. Por otro lado, también incluye una metodología automática para la detección de tormentas a partir de un cierto umbral de viento y considerando la dirección del viento con respecto al punto objetivo. Los resultados muestran una buena relación entre las borrascas y los puntos de origen calculados por el método inverso.

Sin embargo, se quiere resaltar que los resultados de esta metodología dependen de la calidad de los forzamientos y del esquema físico utilizado en el modelo de oleaje.

Esta clasificación biyectiva es equivalente a ESTELA. Mientras que ESTELA determina las zonas de generación de oleaje basándose en el flujo de energía; esta metodología muestra el forzamiento que genera el oleaje. De esta forma se pueden observar las distintas familias de swells que se generan y su sentido físico.

En este estudio, se muestran los resultados aplicados al atolón de Kwajalein. Un punto en el que pueden llegar al mismo tiempo hasta 10 swells debido a su situación en un océano abierto e inmenso como es el océano Pacífico, por lo que el estudio de sus zonas de generación es de vital importancia. Los resultados muestran como existen 3 tipos de zonas de generación: ciclones tropicales, extratropicales y vientos alisios. Los ciclones son tormentas de mayor intensidad y menor duración, mientras que los vientos alisios, aunque tienen menor intensidad su larga duración llega a generar swells que alcanzan las Islas Marshall. Además, muestra como el oleaje, aunque obstruido por las distintas islas, llega a propagarse distancias de hasta 8000 km. Por tanto es imprescindible el análisis de los swells para entender la situación del oleaje y poder prever el riesgo de inundación y adaptarse al cambio climático.

Tras este estudio se dejan abiertas líneas de investigación futuras que desarrollen un modelo estadístico para proyectar una altura de ola, período pico y dirección significativos para cada familia de olas [Hegermiller et al, 2016]. La reciente disponibilidad de datos espectrales direccionales de largo plazo proporcionados por boyas y modelos de retroanálisis permite introducir un downscaling estadístico basado en tipos de clima para predecir espectros de ondas multimodales.

7. REFERENCIAS

Casas-Prat M, Wang XL, Sierra JP, 2014. A physical-based statistical method for modeling ocean wave heights. *Ocean Model* 73:59–75.

Delpey, M.T., Ardhuin, F., Collard, F., Chapron, B., 2010. Space-time structure of long ocean swell fields. *Journal of Geophysical Research* 115 (C12), C12037.

Genz, J., J. Aucan, M. Merrifield, B. Finney, K. Joel, and A. Kelen. 2009. Wave navigation in the Marshall Islands: Comparing indigenous and Western scientific knowledge of the ocean. *Oceanography* 22(2):234–245, doi:10.5670/oceanog.2009.52.

Hanson, J.L.; Phillips, O.M. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2001, 18, 277–293.

Hegermiller, C.A., J.A.A. Antolinez, A. Rueda, P. Camus, J. Perez, L.H. Erikson, P.L. Barnard, and F.J. Mendez, 2016. A wave spectrum-based approach to defining the predictor for statistical downscaling of local wave climate. *Journal of Physical Oceanography*, 47, doi: 10.1175/JPO-D-16-0191.1.

Hoeke Ron K., Kathleen L. McInnes, Jens C. Kruger, Rebecca J. McNaught, John R. Hunter, Scott G. Smithers, 2013. Widespread inundation of Pacific islands triggered by distant-source wind-waves. *Global and Planetary Change*, 2013, 108, 128-138.

Izaguirre C, Menéndez M, Camus P, Mendez FJ, Minguez R, Losada IJ, 2012. Exploring the interannual variability of extreme wave climate in the Northeast Atlantic Ocean. *Ocean Model* 59–60:31–40.

Kennedy, A.B., Westerink, J.J., Smith, J.M., Hope, M.E., Hartman, M., Taflanidis, A.A., Tanaka, S., Westerink, H., Cheung, K.F., Smith, T., Hamann, M., Minamide, M., Ota, A., Dawson, C., 2012. Tropical cyclone inundation potential on the Hawaiian Islands of Oahu and Kauai. *Ocean Modelling* 52–53 (0), 54–68.

Kruke, B.I., Olsen, O.E., 2012. Knowledge creation and reliable decision-making in complex emergencies. *Disasters* 36 (2), 212–232.

Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R.W., 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep Sea Research* 11, 529–562.

Lowe, J.A., Woodworth, P.L., Knutson, T., McDonald, R.E., McInnes, K.L., Woth, K., von Storch, H., Wolf, J., Swail, V., Bernier, N.B., Gulev, S., Horsburgh, K.J., Unnikrishnan, A.S., Hunter, J.R., Weisse, R., 2010. Past and Future Changes in Extreme Sea Levels and Waves, Understanding Sea-Level Rise and Variability. Wiley-Blackwell 326–375.

Menéndez, M., Woodworth, P.L., 2010. Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115 (C10), C10011.

Munk, W.H., Miller, G.R., Snodgrass, F.E., Barber, N.F., 1963. Directional recording of swell from distant storms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences* 255 (1062), 505–584.

Munk, W., Sargent, M., 1948. Adjustment of Bikini Atoll to waves. *Transactions American Geophysical Union* 29 (6), 855–860.

OCHA U.N., 2011. Protecting the Human Rights of Internally Displaced Persons in Natural Disasters: Challenges in the Pacific. U.N. Office of the High Commissioner for Human Rights (OHCHR), Suva, Fiji.

Perez, J., M. Menéndez, F. J. Méndez, and I. J. Losada, 2014. ESTELA: A method for evaluating the source and travel-time of the wave energy reaching a local area, Ocean Dyn. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0740-7>.

Pomeroy, A., Lowe, R., Symonds, G., Van Dongeren, A., Moore, C., 2012. The dynamics of infragravity wave transformation over a fringing reef. Journal of Geophysical Research: Oceans 117 (C11), C11022.

Portilla, J, 2012. Storm-Source-Locating Algorithm Based on the Dispersive Nature of Ocean Swells. Avances, 2012, Vol. 4, No. 1, Pags. C22-C36.

Rueda, A., C. A. Hegermiller, J. A. A. Antolinez, P. Camus, S. Vitousek, P. Ruggiero, P. L. Barnard, L. H. Erikson, A. Tomas, and F. J. Mendez, 2017. Multiscale climate emulator of multimodal wave spectra: MUSCLE- spectra, J. Geophys. Res. Oceans, 122, doi:10.1002/2016JC011957.

Snodgrass, F. E., G. W. Groves, K. F. Hasselmann, G. R. Miller, W. H. Munk, and W. H. Powers, 1966. Propagation of ocean swell across the Pacific. Philos. Trans. Roy. Soc. London, 259A, 431–497.

Universidad de Cantabria para la Dirección General de Costas del Ministerio de Medio Ambiente, 2000. Volumen I. Dinámicas del Documento de Referencia, dentro del proyecto “Modelo de Ayuda a la Gestión del Litoral”.

Walsh, K.J.E., McInnes, K.L., McBride, J.L., 2012. Climate change impacts on tropical cyclones and extreme sea levels in the South Pacific — a regional assessment. Global and Planetary Change (0), 149–164.

Wang XL, Zwiers FW, Swail VR, 2004. North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. J Clim 17: 2368–2383.