

Acoplamiento de estimaciones de precipitación basadas en imágenes satelitales, con registros pluviométricos

Coupling satellite image-based rainfall estimates with rainfall records

Juan Pablo Molina-Aguilar*¹, Bruno Paz-Aviña¹, Josué Elizondo-Gómez¹,
Miguel Ángel Sánchez Quijano²

Recibido: 29/04/2019

Aceptado: 16/05/2019

*Autor de correspondencia

Resumen

La estimación de precipitación en tiempo real a partir de imágenes satelitales digitales (ISD) es una metodología ampliamente utilizada por meteorólogos e hidrólogos, su aplicación sobre una región superficial es indirecta, en la cual las resoluciones temporal y espacial de la información definen la precisión, los resultados obtenidos deben validarse empleando registros de redes pluviométricas. La finalidad del presente trabajo es presentar una metodología de acoplamiento temporal y espacial (ATE), para información con resolución de 15 minutos. La información empleada corresponde a valores del nivel digital (ND) en los píxeles de las ISD captadas por el satélite GOES-13 durante el desarrollo del ciclón tropical (CT) Paul. Fueron utilizados los registros de las estaciones meteorológicas automáticas (EMA) localizadas en la región hidrológica 10 Sinaloa. La lectura y el tratamiento digital de las ISD se realizaron empleando el código *Fast Infrared Satellite Image Reader GOES 13 (FISIR-G13)* desarrollado en lenguaje R. Se obtuvieron lecturas en vecindades de 9 píxeles geográficamente referenciados, generando series temporales del ND, a partir de los cuales se estimó la precipitación empleando el Hidroestimador (HE). La estandarización permitió contrastar ambas fuentes de información, como resultado se identificaron combinaciones de píxeles para el ATE. La evaluación estadística empleando el coeficiente de correlación de la intensidad estimada respecto de la intensidad observada muestra un mejor desempeño de la metodología desarrollada respecto del HE. La metodología establece el acoplamiento temporal de los valores estimados de precipitación empleando ISD respecto de los valores registrados en la EMA, con valores del coeficiente de correlación cercanos a 1.

Palabras clave: Acoplamiento temporal, Hidroestimador, anisotropía, series temporales, ciclón tropical, estación meteorológica automática.

Abstract

The estimation of precipitation in real time from digital satellite images (DSI), is a methodology widely used by meteorologists and hydrologists, its application on a superficial region is indirect, in which the temporal and spatial resolutions of the information define the exactitude, the results obtained must be validated using rainfall network records. The purpose of this work is to present a methodology of temporal and spatial coupling (ATE), for information with a resolution of 15 minutes. The information used corresponds to digital level values (ND) in the DSI pixels captured by the GOES-13 satellite during the development of the tropical cyclone (CT) Paul. They were used the records of the automated meteorological stations (EMA) located in the hydrological region 10 Sinaloa. The digital reading and treatment of the DSI were performed using the Fast Infrared Satellite Image Reader GOES 13 (FISIR-G13) code developed in R language. Readings were obtained in neighborhoods of 9 geographically referenced pixels, generating ND time series, from which precipitation was estimated using the Hydro-Estimator (HE). The standardization allowed contrasting both sources of information, and as a result pixel combinations were identified for the ATE. The statistical evaluation using the correlation coefficient of the estimated intensity with respect to the observed intensity shows a better performance of the methodology developed with respect to HE. The methodology establishes the temporal coupling of the estimated precipitation values using ISD with correlation coefficient values closer to 1. This validates the homogenization between both measuring instruments.

Keywords: Time coupling, Hydro-Estimator, anisotropy, time series, tropical cyclone, automatic meteorological station.

1 Universidad Autónoma de Querétaro, Facultad de Ingeniería, División de Investigación y Posgrado, México. valnahaar@hotmail.com
brunopaz57@gmail.com; elizondojosue46@gmail.com

2 Instituto Tecnológico de Chetumal, Facultad de Ingeniería, Quintana Roo, México. miguel.halo199611@gmail.com

1. INTRODUCCIÓN

Las precipitaciones se caracterizan por presentar una elevada variabilidad tiempo/espacio, para lo cual su medición representa un desafío importante en la actualidad. La medición empleando redes pluviométricas provee mediciones directas confiables y precisas, la incertidumbre de estas últimas se incrementa en regiones montañosas, áridas y semiáridas (Miao *et al.*, 2015; Chubb *et al.*, 2016).

La incorporación de ISD en el desarrollo de múltiples metodologías para las estimaciones de precipitación basadas en satélites (SPE por sus siglas en inglés) representan opciones para la estimación continua aplicables en distintas escalas temporales (Ballari *et al.*, 2016). Las ISD representan abundante información con alta resolución espacio-temporal, que registran los eventos meteorológicos en extensas regiones, particularmente zonas montañosas donde las redes de banda ancha difícilmente se instalan para adquirir información meteorológica (Shen *et al.*, 2018).

Las SPE representan una opción adicional a la medición puntual y discreta hecha por las redes de medición a partir de estaciones meteorológicas convencionales (EMC) o EMA. No obstante los resultados obtenidos mediante las SPE presentan aún errores considerables (Miao *et al.*, 2016; Satge *et al.*, 2016; Yang *et al.*, 2016).

Entre las SPE desarrolladas destacan: La Misión de Medición de Precipitaciones Tropicales (TRMM por sus siglas en inglés) mejoró los resultados en las regiones tropicales, para resultados diarios obtenidos con mediciones de pluviómetros en Sudamérica (Shen *et al.*, 2018); el Proyecto Climatológico Global de Precipitación (GPCP por sus siglas en inglés) fusionó el análisis de pluviómetros con múltiples SPE, a partir de ello se construyó una base de datos robusta de escala mensual en retículas de 2,5° de lado. El uso de dicha base empleando técnicas de inteligencia artificial permitió la Estimación de Precipitación a partir de Información Registrada Remotamente utilizando Redes Neuronales Artificiales (PERSIANN por sus siglas en inglés), mejorándose la resolución

temporal y espacial en escalas diarias (Ashouri *et al.*, 2015). Estos modelos mencionados son ampliamente utilizados y generan buenos resultados, sin embargo no logran una alta precisión en la resolución temporal de los datos que mejore el monitoreo de la precipitación.

Las SPE emplean retículas espaciales para corregir la falta de pluviómetros o su inadecuada distribución además de la elevada proporción de datos faltantes (Martens *et al.*, 2013). Distintos enfoques se han desarrollado para corregir el sesgo y mejorar la certidumbre de las SPE entre ellos: el método lineal, el método de escala de intensidad local, el método de transformación de potencia y el método de mapeo de cuantiles (Teutschbein y Seibert, 2013; Ajaaj *et al.*, 2015).

El presente trabajo muestra una propuesta metodológica para corregir el sesgo de la SPE empleando el HE respecto de los registros obtenidos en las EMA. Se consideró una resolución temporal de 15 minutos, utilizando una retícula de píxeles vecinos de valores de ND georreferenciados y estandarización para una posición geográfica específica. La metodología se fundamenta en conceptos geoestadísticos y la anisotropía de la información.

2. METODOLOGÍA

2.1 Ciclón tropical Paul

El CT Paul tuvo origen a partir de la perturbación tropical ubicada a 1065 km de Cabo San Lucas, B.C.S en el Suroeste de las costas de Jalisco y Colima (figura 1). Se desplazó con una velocidad de 24 km/h hacia el Oeste incrementándose gradualmente su fuerza. El día 15 de septiembre presentaba vientos máximos ($V_{m\acute{a}x}$) de 120 km/h con rachas de 150 km/h. Al situarse a 670 km al Suroeste de Cabo San Lucas se convirtió en huracán categoría 3 según la escala Saffir-Simpson. Al ingresar en aguas frías, a 500 km de Cabo San Lucas, disminuyó a Huracán 2. Mantuvo la fuerza hasta el día 16 y al ubicarse a 70 km de la costa se degradó a categoría HI, modificando su trayectoria hacia el Norte con desplazamiento paralelo a la costa. Se degradó a tormenta tropical (TT) al ubicarse a 140 km hacia el Oeste-Suroeste de Loreto,

B.C.S. con $V_{\text{máx}}$ de 110 km/h y rachas de 140 km/h. El día 17 se degradó en depresión tropical (DT) al recorrer aguas de menor temperatura. Finalmente al ubicarse a 25 km al Oeste-Suroeste de Punta Eugenia se convirtió en una baja presión remanente (Bravo, 2012). El CT Paul recorrió 1710 km en 96 h con velocidad promedio de 18 km/h. Pese a desarrollarse en

aguas abiertas del Océano Pacífico se aproximó a la Península de Baja California con fuertes vientos, alteraciones en el oleaje y afectación de las bandas nubosas sobre el territorio mexicano propiciado importantes precipitaciones en el occidente y el Noroeste. Berg (2013) reportó posición geográfica, velocidad de vientos y presión durante la evolución del CT (Tabla 1).

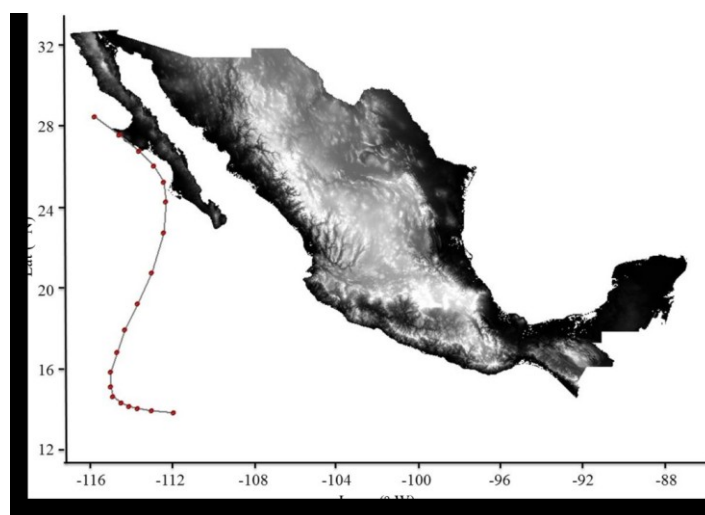


Figura 1. Trayectoria del ciclón tropical Paul

Tabla 1. Datos registrados del ciclón tropical Paul

Boletín	día	hora UTC	Lat (°N)	Lon (°W)	PB (mb)	VV (km/h)	Categoría
1	13	12:00	13,8	-112,0	1006,0	55,6	DT
2	13	18:00	13,9	-113,1	1005,0	64,8	TT
3	14	00:00	14,0	-113,8	1003,0	74,1	TT
4	14	06:00	14,1	-114,2	1001,0	83,3	TT
5	14	12:00	14,3	-114,6	1001,0	92,6	TT
6	14	18:00	14,6	-115,0	996,0	101,9	TT
7	15	00:00	15,1	-115,1	991,0	111,1	TT
8	15	06:00	15,8	-115,1	988,0	120,4	HI
9	15	12:00	16,8	-114,8	979,0	148,2	HI
10	15	18:00	17,9	-114,4	959,0	194,5	HIII
11	16	00:00	19,2	-113,8	960,0	185,2	HIII
12	16	06:00	20,7	-113,1	962,0	185,2	HIII
13	16	12:00	22,7	-112,5	971,0	157,4	HII
14	16	18:00	24,2	-114,4	982,0	129,6	HI
15	17	00:00	25,2	-112,5	988,0	101,9	TT
16	17	06:00	26,0	-113,0	990,0	74,1	Baja presión
17	17	12:00	26,7	-113,7	993,0	64,8	Baja presión
18	17	18:00	27,5	-114,7	995,0	64,8	Baja presión
19	18	00:00	28,4	-115,9	998,0	55,6	Baja presión
20	18	06:00					Disipación

2.2 Imágenes satelitales

En México el monitoreo de eventos meteorológicos y del clima en general, lo realiza el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Para dicha tarea utiliza información obtenida mediante teledetección en formato de ISD captadas mediante el satélite operacional ambiental geostacionario Este (GOES-13). El marco geográfico de las imágenes satelitales va de 14,1118° a 36,4768° de latitud Norte (Lat) y de -122,2590° a -79,0817° de longitud Oeste (Long).

El tamaño de cada ISD obtenida en canal infrarrojo (IR) está definido por 1280 pixeles de Long y 817 pixeles de Lat. Cada pixel adopta valores de brillo de 0 a 255, que corresponden a una resolución de 8 bits de acuerdo con su ND (Meza *et al.*, 2014). Son obtenidas en proyección

WGS84 y se les asigna una nomenclatura de 12 dígitos, aaaammddhhmm, que refiere a la fecha y hora de la toma (Gutiérrez-López y Arellano, 2010), su formato nativo es raw sin tratamiento digital y con extensión pcx (figura 2).

2.3 Estaciones Meteorológicas Automáticas

En México el SMN administra 187 EMA ubicadas en sitios estratégicos, las cuales monitorean permanentemente las condiciones meteorológicas del país. En el trabajo se consideraron siete EMA que registraron precipitación producto de la cobertura nubosa del CT Paul (tabla 2). Las EMA de estudio están ubicadas en la Región Hidrológica Sinaloa (RH10), las estaciones 1 a 4 en territorio del estado de Chihuahua, las estaciones 5 y 6 en el estado de Sinaloa y la estación 7 en el estado de Sonora (figura 3).

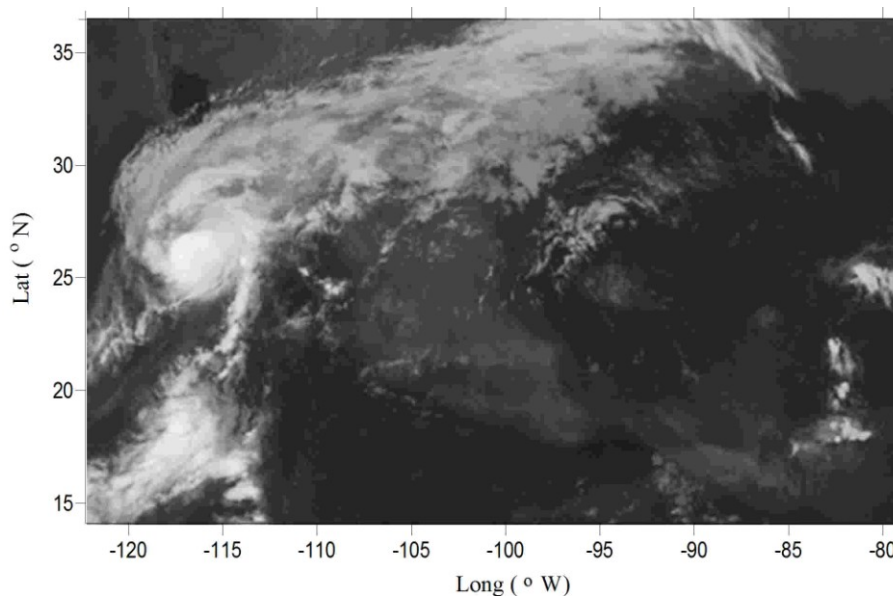


Figura 2. ISD 201210161345 del CT Paul

Tabla 2. EMA ubicadas en la zona de estudio

EMA	Nombre oficial	Lat (°N)	Long (°W)	Elevación (msnm)
1	Urique	27,216	-107,917	577
2	Chinipas	27,390	-108,536	431
3	Guachochi	26,813	-107,073	2390
4	Maguarichi	27,858	-107,994	1663
5	Obispo	24,251	-107,188	4
6	El Fuerte	26,411	-108,618	82
7	Álamos	27,022	-108,938	409

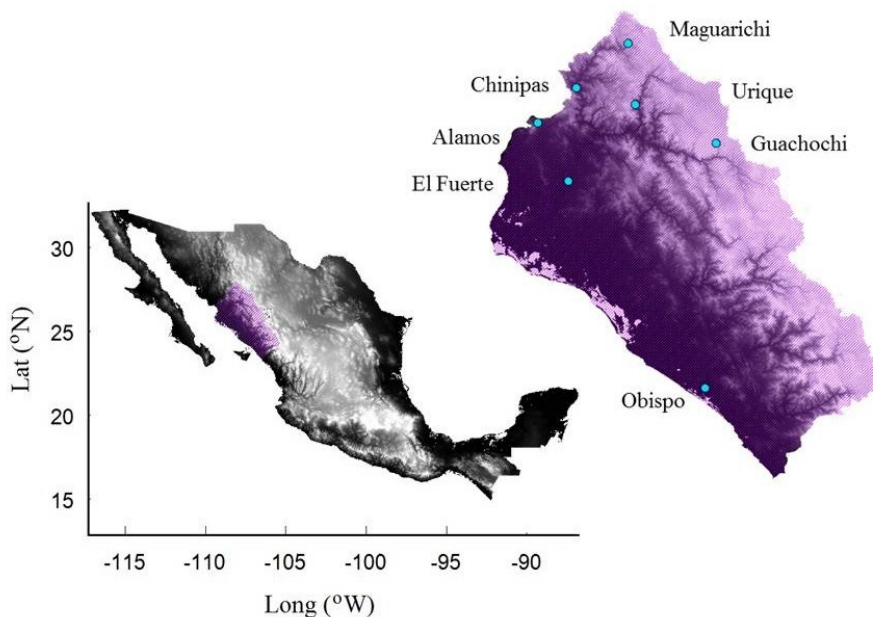


Figura 3. Ubicación de las EMA de estudio en la RH10

2.4 Lectura de nivel digital

La lectura de ND en los píxeles de las ISD utilizando una escala de falso color, con un umbral mínimo para el valor digital 109 y máximo de 255, facilitó la realización del análisis visual de la información (Molina *et al.*,

2018a). Esto permite el estudio temporal y espacial de siete zonas de evolución geométrica durante un fenómeno meteorológico, en el caso de los ciclones tropicales (CT) auxilia en la rápida identificación de los núcleos tormentosos y el ojo del ciclón (figura 4).

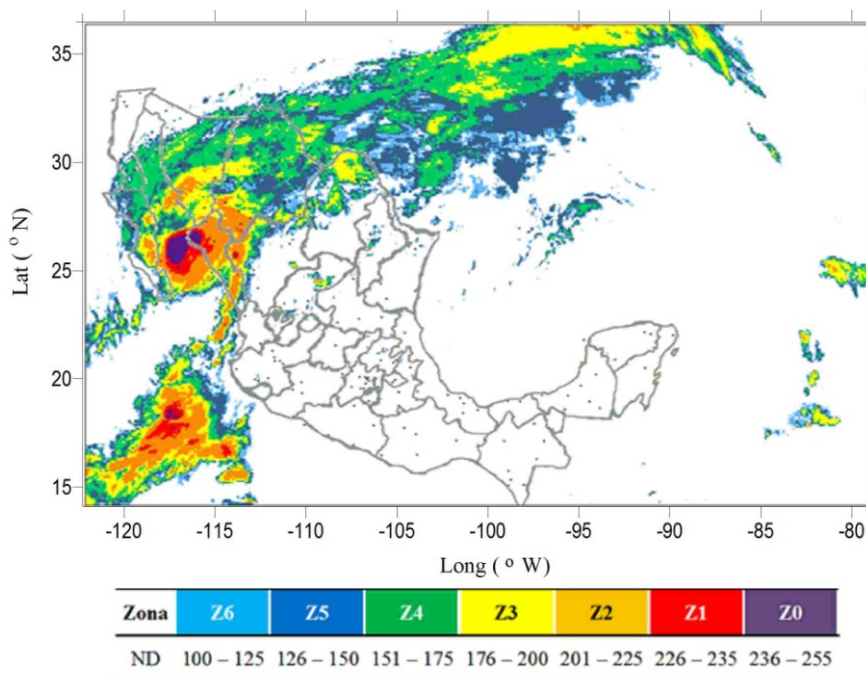


Figura 4. Imagen satelital 201210161345 del ciclón tropical Paul

La obtención de la magnitud del ND en los píxeles de las ISD, se llevó a cabo utilizando el script *Get_info*® desarrollado en lenguaje *R* (Molina *et al.*, 2018b), la lectura se realiza de forma matricial considerando la posición geográfica de la EMA como pixel central (*P5*) para referenciar y obtener la lectura de los 8 píxeles vecinos, con lo cual se construye una matriz de análisis de 9 valores digitales (figura 5). Utilizando el valor de *P5* permanente de signo positivo se desarrollaron combinaciones en

12 grupos, generando en total 48 de combinaciones considerando un pixel previo y uno posterior a la ubicación (figura 6), asignándoles de manera alternada signo positivo y negativo. Este criterio es teniendo como base la geo-referenciación de la posición geográfica de la EMA respecto del pixel correspondiente en la ISD, de tal forma que sea permanente la relación entre ambas fuentes de información y se establece la incidencia de los píxeles vecinos en la estimación de la precipitación.

P1	P2	P3
P4	P5	P6
P7	P8	P9

Figura 5. Matriz de análisis para la precipitación del EMA

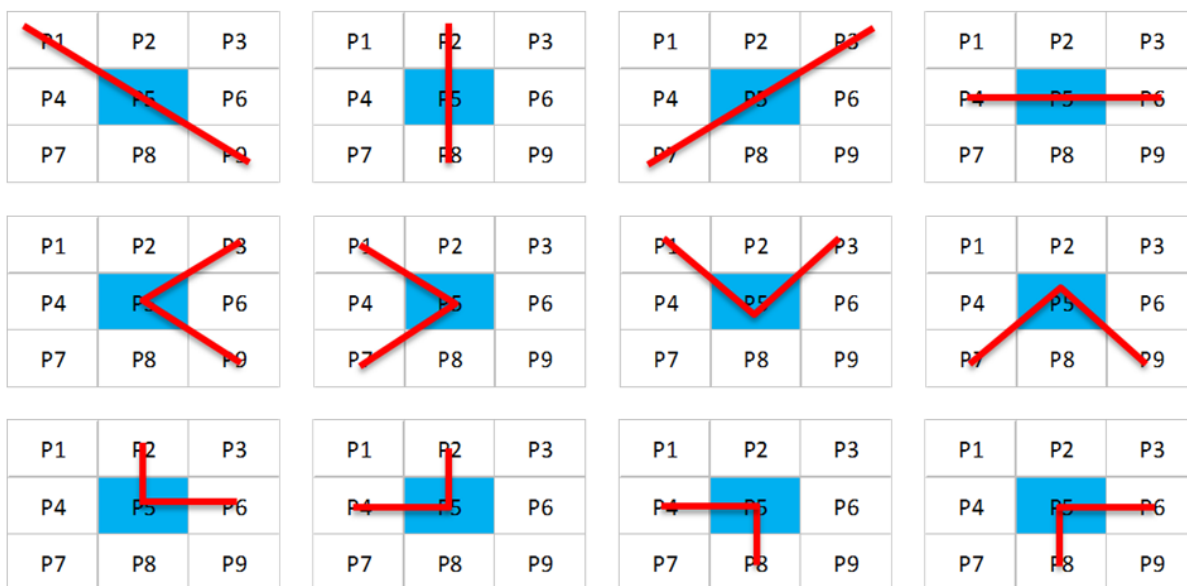


Figura 6. Grupos de píxeles de ND de la EMA

Se ejemplifican el primer grupo de combinaciones conformadas por los píxeles *P1* y

P9 que definen una dirección diagonal descendente.

$$P_5 + P_1 + P_9 \tag{1}$$

$$P_5 - P_1 + P_9 \tag{2}$$

$$P_5 + P_1 - P_9 \tag{3}$$

$$P_5 - P_1 - P_9 \tag{4}$$

2.5 Homogenización de escalas temporales

Las ISD del GOES-13 tienen una resolución temporal de 15 min. Sin embargo, hay presencia de variación al momento en que los CT tienen direcciones francas hacia la plataforma continental. Por su parte el registro temporal de las EMA son datos promedio de lecturas registradas en cada una de las variables climatológicas en intervalos de 10 minutos. Para llevar a cabo la homogenización de ambas bases

de datos, se hizo una transformación de la precipitación registrada a 15 min, siendo posible contrastar directamente la información registrada en ISD durante el evento meteorológico (figura 7). Al llevar a cabo la transformación de resolución temporal se cumple que la lluvia acumulada (hp_{acum}) se mantiene para el intervalo de estudio, aplicando la expresión para la precipitación media en la EMA (\overline{hp}) en la resolución temporal original (Δt_{10}) y la resolución temporal modificada (Δt_{15}):

$$\sum_{i=1}^m (\overline{hp} * \Delta t_{10})_i = \sum_{j=1}^n (\overline{hp} * \Delta t_{15})_j \tag{5}$$

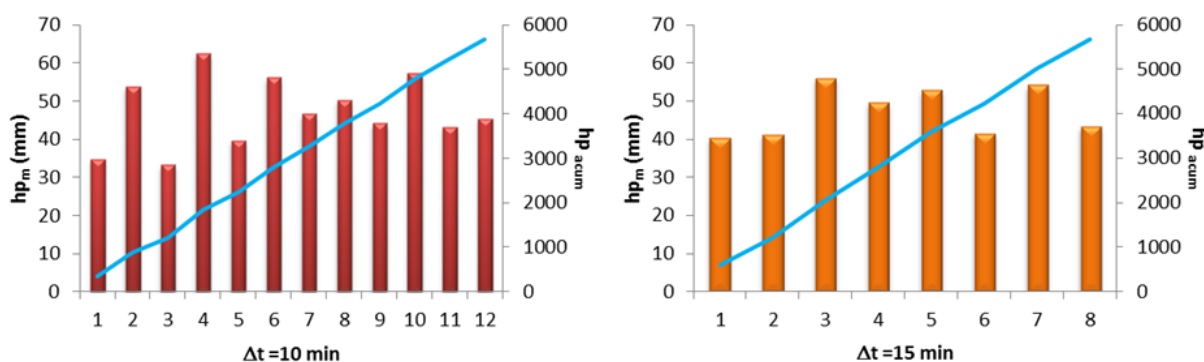


Figura 7. Transformación de la resolución temporal del registro en una EMA

2.6 Hidroestimador

La técnica Hidroestimador (HE) permite estimar precipitaciones empleando información satelital, desarrollada por Vicente *et al.* en 1998 en el Servicio Nacional Informático de Satélites Ambientales (NESDIS por sus siglas en inglés) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés). El

HE utiliza imágenes del GOES en banda infrarroja (IR) que cuentan con resolución espacial de 4 x 4 km, a partir de las cuales se puede aplicar la ley potencial (Ec. 6) obtenida mediante una regresión logarítmica a partir del análisis estadístico de lluvias instantáneas estimadas empleando un radar superficial y las temperaturas del tope de nube (T):

$$R = 1.1183 \times 10^{11} \exp\left(-3.6382 \times 10^{-2} T^{1.2}\right) \quad (6)$$

En la ecuación 6 R representa la tasa de lluvia estimada en mm/h, T es la temperatura del tope de las nubes en K que es función del brillo del pixel B en la imagen en ND. Se consideran dos condiciones a partir de un umbral en el nivel digital para su aplicación: para $B > 176$ entonces $T = 418 - B$, para $B \leq 176$ entonces $T = 330 - (B/2)$. La curva de regresión se corrigió inicialmente mediante los factores de humedad, gradiente de temperatura y tasa de crecimiento (Vicente *et al.*, 1998); además de los factores de orografía y paralaje (Vicente *et al.*, 2002).

2.7 Transformación de series temporales

Como primera etapa del proceso de acoplamiento se identifica el periodo oficial de monitoreo del CT Paul registrado en los boletines del SMN (tabla 1). A partir de ello se obtiene el registro pluviométrico de la EMA de

interés, del cual se define el intervalo de tiempo efectivo de lluvia registrado. Para dicho tiempo se definen la fecha y hora de las lecturas, con las cuales en el archivo de lecturas del ND se obtienen los valores de las nueve series temporales asociadas con los pixeles circundantes de la posición geográfica de la EMA.

Se obtuvieron la media y la desviación estándar de las diez series temporales definidas, con ello se normalizó y estandarizó cada uno de los elementos con sus parámetros respectivos. El proceso es una técnica multidisciplinar utilizada en el ajuste, adaptación y homologación de las mediciones, unificando los criterios de distintas fuentes cuando las variables no presentan las mismas unidades (García-Benítez y Adame-Martínez, 2017).

$$I_{\text{corregida}} = \frac{I_{a_i} - \bar{I}_a}{\rho_a} \quad (7)$$

En la ecuación 7 I_{a_i} es cada dato de intensidad, \bar{I}_a es el valor medio de la intensidad y ρ_a es la desviación estándar de las intensidades del registro. A partir de lo cual se obtuvieron las 48 combinaciones mostradas (figura 4), seleccionándose aquella permite igualar o aproximar la serie de la EMA. Realizado el ATE se quita la estandarización y la normalización a los datos, con lo cual se contrasta la intensidad de la precipitación registrada en la superficie continental respecto de la intensidad de precipitación estimada utilizando la matriz de análisis.

2.8 Validación del acoplamiento temporal

Para llevar a cabo la comparación y la evaluación de la intensidad estimada empleando el HE y el método de acoplamiento temporal y espacial (ATE) propuesto, se emplearon los estadísticos puntuales: coeficiente de correlación (r) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE). r establece el grado de asociación lineal existente entre la intensidad de precipitación acoplada (I_a) y la intensidad de precipitación registrada (I_r), considerando los valores medios de cada una de ellas (\bar{I}_a) y (\bar{I}_r) (Salio *et al.*, 2015; Hobouchian *et al.*, 2017). RMSE representa una medida del valor medio de los errores en las estimaciones para la intensidad (Su *et al.*, 2008; Hobouchian *et al.*, 2017).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (I_a - \bar{I}_a)(I_r - \bar{I}_r)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (I_a - \bar{I}_a)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (I_r - \bar{I}_r)^2}} \quad (8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (I_a - I_r)^2}{N}} \quad (9)$$

3. RESULTADOS

Al situarse el CT Paul al Suroeste de la Península de Baja California durante el proceso de intensificación, alcanzó categoría III de acuerdo con la escala Saffir-Simpson, la formación nubosa se extendió principalmente en los estados de Sinaloa, Sonora y Chihuahua en el Norte de la República Mexicana. La magnitud de los ND de la nubosidad ocasionó lluvias de ligera a moderada intensidad para el periodo de

tiempo comprendido por el horario y fecha de los boletines.

Con la implementación del script “Get_info”® se decodificó y llevó a cabo la lectura del ND en los pixeles que registraron el desarrollo y la evolución del CT Paul. Se aprecia en las ISD correspondientes a los boletines 11, 12, 13 y 14 emitidos por la NOAA el 16 de octubre de 2012 a las 00:00 a.m., 06:00 a.m., 12:00 p.m. y 18:00 p.m. respectivamente (figura 8).

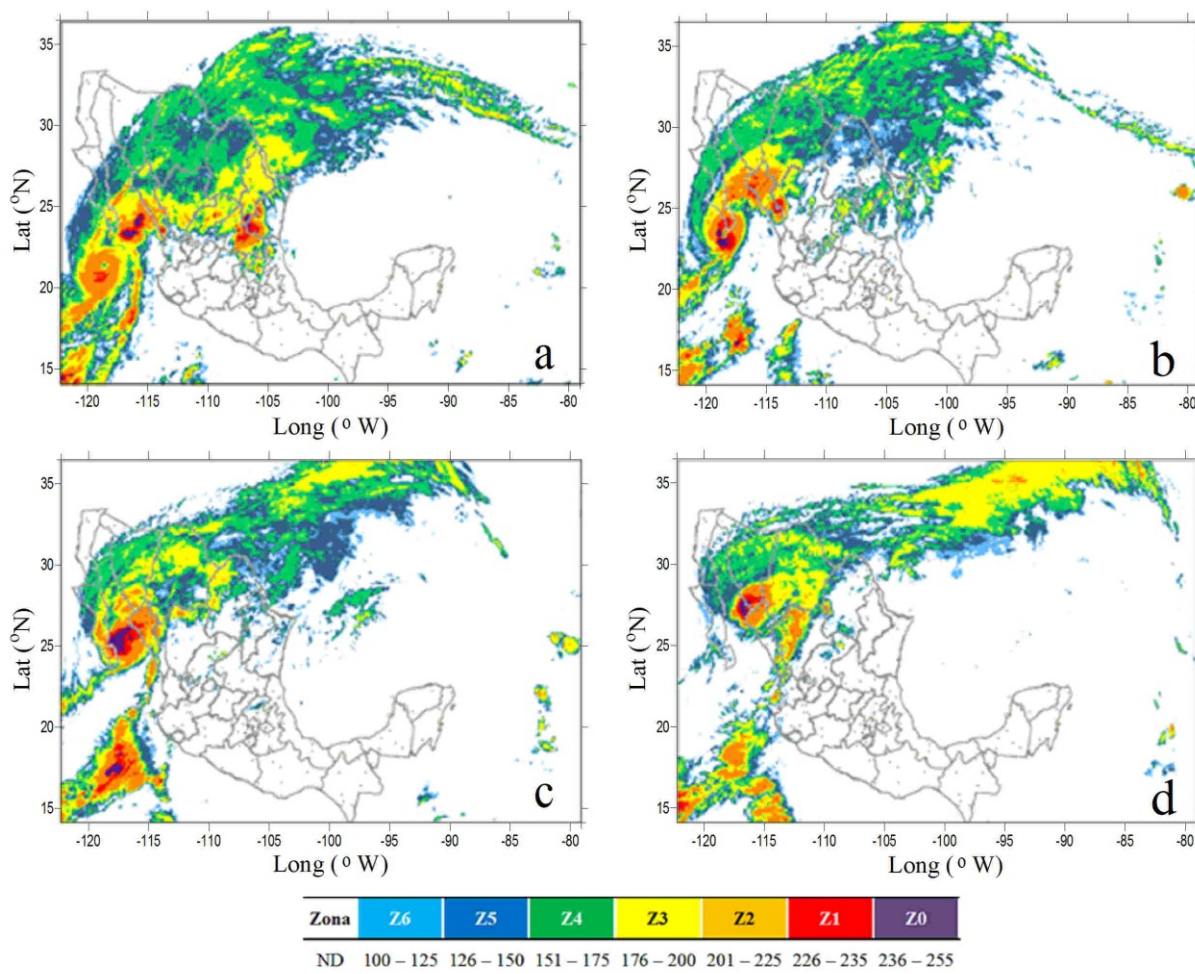


Figura 8. Boletines 11 (a), 12 (b), 13 (c) y 14 (d) emitidos por la NOAA

Se identificó el registro de la precipitación producto del evento meteorológico en la EMA Urique desde las 6:45 am del día 12 de octubre hasta las 15:45 pm del mismo día, cuya intensidad osciló de 3,0 a 5,0 mm /h con un máximo de 8.37 mm/h registrado a las 13:45

p.m. Como se mencionó previamente las lecturas de la EMA, corresponden a la magnitud promedio de las variables meteorológicas cada 10 min, por lo que modificó la escala temporal a 15 min (figura 9). Lo anterior para que exista concordancia con la resolución de las ISD.

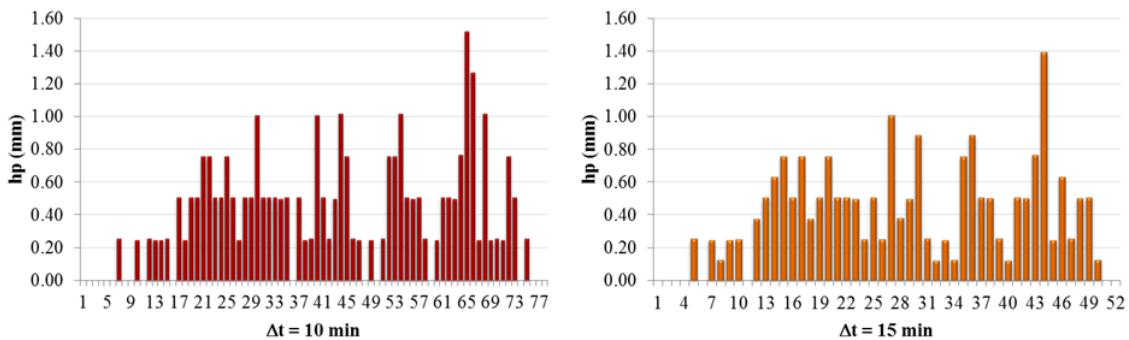


Figura 9. Modificación en la resolución temporal de la precipitación en la EMA Urique

La serie temporal que corresponde al pixel de la imagen satelital que está proyectado sobre la posición geográfica de la EMA Urique, P5, muestra una disminución en el valor inicial del ND pasando de 100 a 50. Este último valor se mantuvo constante, dicho comportamiento se modificó a partir de la lectura veintidós mostrándose un incremento hasta alcanzar una magnitud de 170 con un rápido descenso y nuevo incremento posterior. El comportamiento descrito derivado de la circulación atmosférica,

donde el brazo superior en la geometría del huracán se acerca al ojo disipándose y durante el flujo se reduce la nubosidad que genera la precipitación. Esto ocasiona el arrastre desde la parte final un núcleo de menor temperatura que da como resultado la máxima intensidad de precipitación registrada (figura 10). Los valores registrados en las series temporales de la tormenta para el ND e I fueron estandarizados empleando la ecuación 6, con lo cual ambas variables son adimensionales (figura 11).

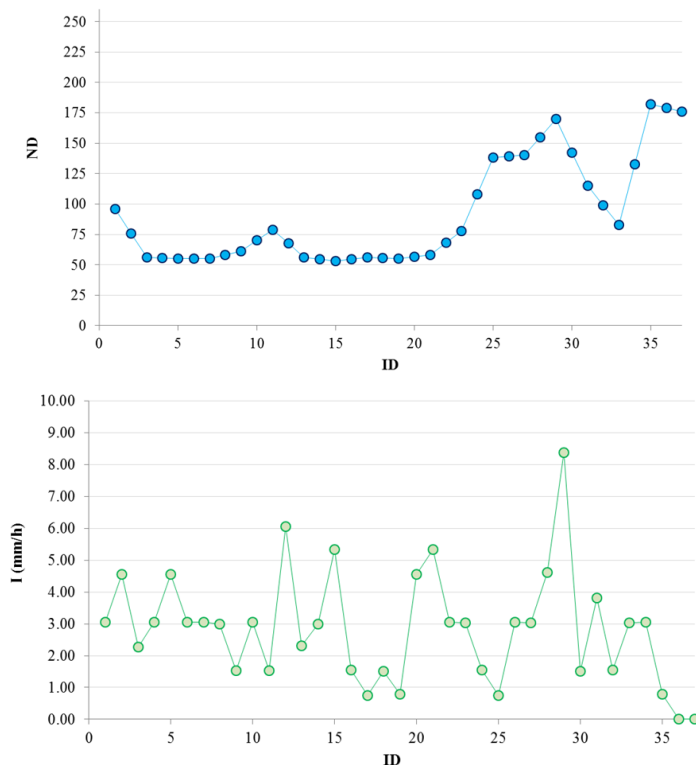


Figura 10. Registro del ND en el pixel central (arriba) e intensidad de lluvia (abajo) en la posición geográfica de la EMA Urique

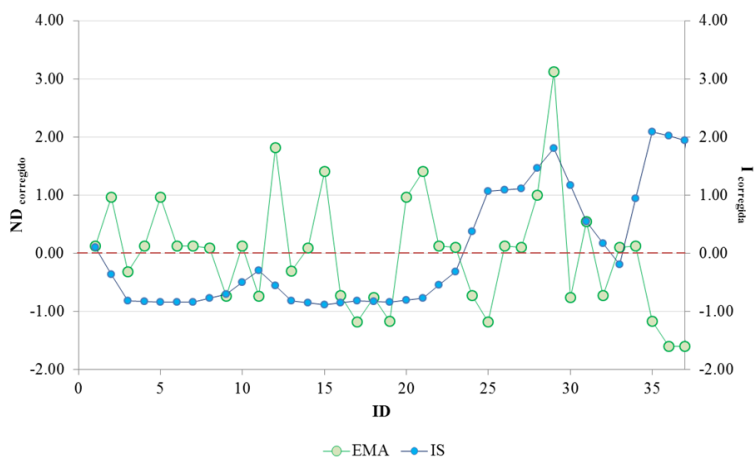


Figura 11. Series estandarizadas del pixel central en la ISD (azul) y la EMA (verde)

Empleando las series temporales estandarizadas del pixel central y los pixeles vecinos se determinan las 48 combinaciones para los 12 grupos posibles, seleccionándose para cada tiempo la combinación que permite el ATE respecto de la serie estandarizada de la

intensidad registrada en la EMA de estudio (figura 12). Una vez identificadas todas las combinaciones y con fines de verificar los criterios estadísticos del ATE, se des-estandarizan ambas series utilizando la registrada en la EMA (figura 13).

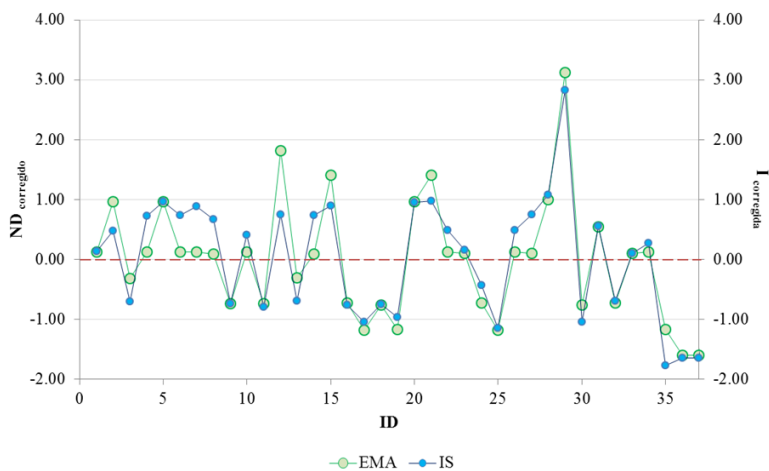


Figura 12. Acoplamiento de las series estandarizadas del pixel central y la EMA

La metodología descrita (figuras 10 a 13) se repitió para el resto de las EMA de estudio, se identificó dificultad para acoplar las intensidades máximas en el registro del CT, no así en intensidades medias o bajas (figura 14). Para los

9 ATE que corresponden a las estaciones de estudio, se evaluaron las ecuaciones 8 y 9, considerando la I_r respecto de las I_a mediante el HE y el AT (tabla 3).

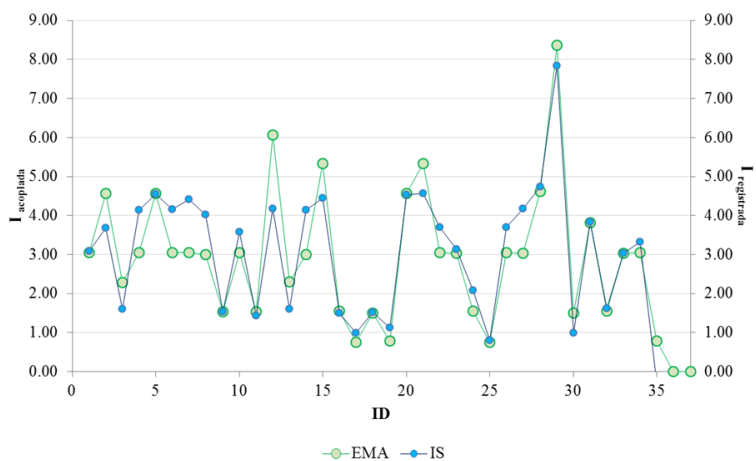


Figura 13. Des-estandarización de las series estandarizadas del pixel central y la EMA

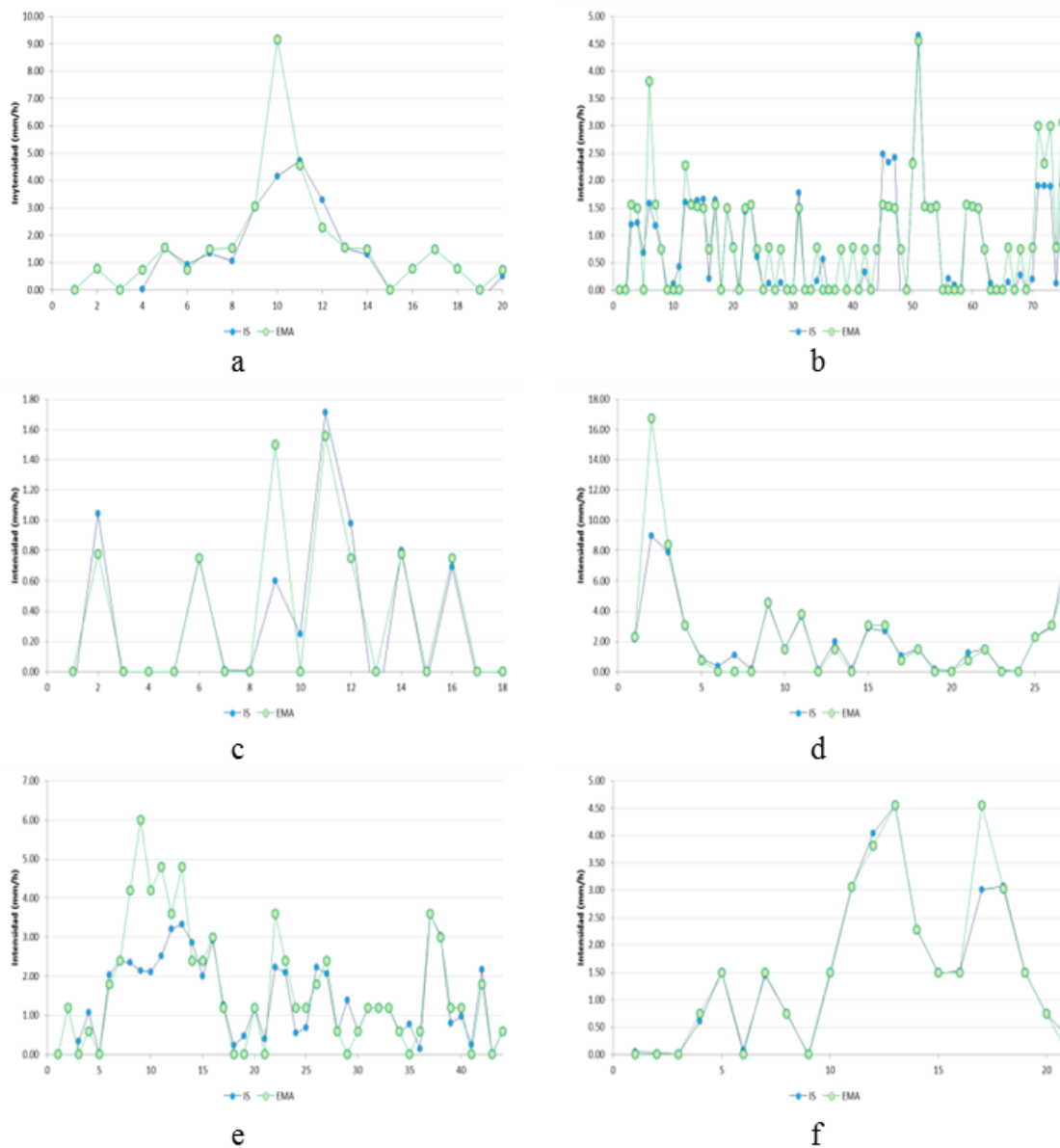


Figura 14. Acoplamiento espacial en la EMA (a) Chinipas, (b) Guachochi, (c) Maguarichi, (d) El obispo, (e) El fuerte y (f) Álamos durante el ciclón tropical Paul

Tabla 3. Validación estadística de las estimaciones con el HE y AT

EMA	r		RMSE	
	HE	ATE	HE	ATE
Urique	-0,26	0,92	3,31	0,69
Chinipas	-0,14	0,80	20,05	1,38
Guachochi	-0,07	0,87	1,35	0,53
Maguarichi	0,17	0,89	0,74	0,26
El obispo	-0,13	0,92	4,27	1,55
El fuerte	-0,18	0,73	2,28	1,15
Álamos	0,45	0,97	2,11	0,35

4. DISCUSIÓN

Durante el desarrollo del CT Paul se observa en las ISD la rotación característica acompañada del ojo del huracán en la emisión de los boletines 8 a 14, durante los cuales se aproxima a la Península de Baja California, momento en el cual al establecer contacto con la plataforma terrestre se degrada y cambia de dirección alejándose del territorio mexicano. Durante este lapso temporal una importante formación nubosa que abarca la región norte de México se desplaza con una dirección Noreste-Suroeste. Al mismo tiempo una formación en espiral se desprende de la estructura central del núcleo que ingresa al país con dirección y sentido opuesto a la formación nubosa descrita previamente.

El código FISIRG13 dota de versatilidad la lectura y decodificación de ISD, incorporando a su estructura un listado en el que se definen los sitios de estudio. A partir del pixel central georreferenciado se determina una región, o vecindad, que abarca 25 datos con los que se revisa la máxima variabilidad en el desarrollo de la formación nubosa y que intervienen en la precipitación registrada por la EMA asociada con el pixel central. El código procesa el conjunto finito de ISD definidas por la duración de la tormenta de manera continua y simultáneamente se desarrollan y registran las lecturas del total del sitio de interés. Dichas lecturas corresponde con la escala de falso color establecido. Al extraer la información de la precipitación observada y llevar a cabo el cambio de resolución temporal, se observa que se mantiene el comportamiento (figura 9) sin

perder el origen y evolución. A continuación se procedió a verificar si existe relación de las series temporales que permiten el ATE respecto de las variables meteorológicas dirección de viento (DV) y dirección de ráfaga (DR), se determinó que en el caso de la estación Urique, el ATE tiene la restricción de comparar la combinación en la matriz de pixeles respecto de las *DV's* y *DR's* registradas en las EMA (figura 15). Al establecer la correlación del ángulo formado por la combinación de pixeles que permite el ATE, se observa que tiene un mejor desempeño respecto a *DR* sin que exista diferencia notoria respecto de *DV*. Lo anterior se debe a que la resolución temporal de la información permite una comparación discreta a 30 min lo que limita la metodología.

Al revisar cada uno de los ATE en las EMA de la zona de estudio, se pudo detectar que las estaciones ubicadas en elevaciones cercanas al nivel de mar tienen una mayor relación de DV respecto la combinación de pixeles para el correcto acoplamiento. En el caso de las estaciones situadas por encima de 400 msnm donde existe una mejor relación de DR con la combinación de pixeles (tabla 4). Los valores para r no son elevados, dado que únicamente se está haciendo la comparación en intervalos de 30 min donde se tiene coincidencia entre las ISD para las combinaciones de pixeles respecto de las lecturas de dirección en las EMA. El registro de las precipitaciones provocada por el CT Paul en la estación Urique muestra una tendencia tanto en DV y DR de NW a SE en su etapa media, teniendo al final una tendencia NW a NE.

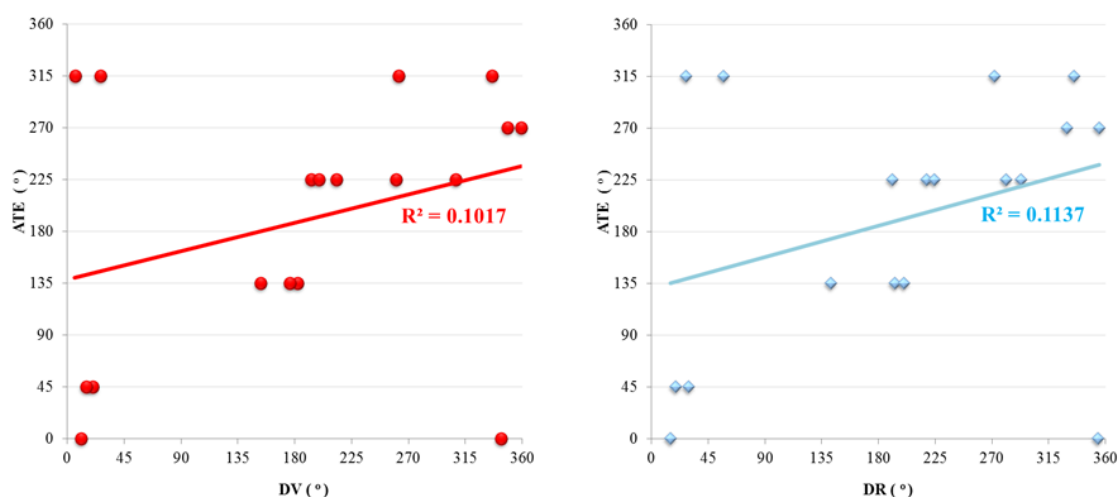


Figura 15. Correlación del ángulo de la combinación de pixeles solución con *DV* y *DR* en la EMA Urique

Tabla 4. Correlación de la combinación del ATE respecto *DV* y *DR*

EMA	r	
	DV	DR
Urique	0,1017	0,1137
Chinipas	0,5584	0,6124
Guachochi	0,0771	0,1675
Maguarichi	0,0514	0,2151
El obispo	0,1013	0,0873
El fuerte	0,1487	0,1292
Álamos	0,1157	0,3996

En la EMA Chinipas la tendencia general para *DV* varió ligeramente entre SE y SW, por su parte *DR* mantuvo la misma tendencia. La EMA Guachochi en su etapa inicial mostró una tendencia para *DV* que varió entre NE y SE manteniéndose esta tendencia durante su etapa media, mientras que en la etapa final se mostró una fuerza tendencia en la dirección SE. La *DR* mostró las mismas tendencias, con ligeras variaciones. La EMA Maguarichi a lo largo del desarrollo de la tormenta mostró tendencias para *DV* y *DR* predominantes al SE con ligeros cambios en la dirección SW. La EMA El Obispo a lo largo del desarrollo de la tormenta mostró para *DV* y *DR* tendencias dominantes en dirección SE. En la EMA Álamos *DV* y *DR* para su etapa inicial mostraron dirección con una tendencia SE, en su etapa media tuvo una desviación hacia la dirección NW y retomando la dirección SE en tu etapa final. Finalmente la

EMA El Fuerte en el desarrollo de la tormenta *DV* y *DR* tuvo dirección dominante SW.

En trabajos futuros se incorporará información de ISD captadas por el nuevo satélite geoestacionario, GOES16, el cual permite de manera natural comparar respecto de las variables meteorológicas registradas a nivel superficial, lo que establece un nuevo marco teórico y metodológico para mejorar las técnicas SPE a tiempo real.

5. CONCLUSIONES

La metodología propuesta es adecuada para realizar el ATE de la SPE empleando ISD respecto de las mediciones realizadas en las EMA, estableciéndose valores cercanos a 1.0 en el valor del coeficiente de correlación, Lo que hace válida la homogeneización entre ambas instrumentos de medición.

Al obtenerse la precipitación acumulada en el intervalo de la tormenta se aprecia que no existe pérdida de información, con lo cual se valida el método, siendo útil para resolver la problemática del ATE de la información, que es fundamental en distintos modelos meteorológicos y climatológicos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la información otorgada por el área de percepción remota del Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua. De igual manera agradecemos a los comentarios y sugerencias recibidas por parte de los revisores, los cuales ayudaron a mejorar y precisar la información en el artículo.

REFERENCIAS

- Ajaaj, A. A., A. K. Mishra & A. A. Khan. (2015). Comparison of BIAS correction techniques for GPCP rainfall data in semi-arid climate. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*: 30(6) 1659–1675.
- Ashouri, H., K. L. Hsu, S. Sorooshian, D. K. Braithwaite, K. R. Knapp, L. D. Cecil, B. R. Nelson & O. P. Prat. (2015). PERSIANN-CDR: Daily Precipitation Climate Data Record from Multisatellite Observations for Hydrological and Climate Studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*: 96 69-83. [doi:10.1175/bams-d-13-00068.1](https://doi.org/10.1175/bams-d-13-00068.1)
- Ballari, D., E. Castro & L. Campozano. (2016). *Validation of satellite precipitation (TRMM 3B43) in Ecuadorian coastal plains, andean highlands and Amazonian rainforest*. ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XLI-B8, pp. 305 – 311.
- Berg, R. (2013). *Hurricane Paul (EP162012) 13 – 17 October 2012*. Tropical Cyclone Report. National Hurricane Center. U.S.A.
- Bravo, L. C. (2012). *Reseña del huracán Paul del Océano Pacífico. Temporada 2012 de ciclones tropicales*. Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales. Comisión Nacional del Agua. Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional. Gerencia de Meteorología y Climatología. Subgerencia de Pronóstico Meteorológico. México.
- Chubb, T. H., M. J. Manton, S. T. Siems & A. D. Peace. (2016). Evaluation of the AWAP daily precipitation spatial analysis with an independent gauge network in the Snowy Mountains, J. South. *Hemisphere Earth Syst. Sci.*: 66(1) 55–67.
- García-Benítez, M. & S. Adame-Martínez. (2017). Propuesta metodológica para evaluar la vulnerabilidad por ciclones tropicales en ciudades expuestas. *Quivera*: 19 (2) 35-58.
- Gutiérrez-Lopez, A. & Arellano, F. (2010). Estudio de tormentas tipo en la ciudad de Querétaro. *ciencia@uaq*: 3(1) 62–79.
- Hobouchian, M. P., P. Salio, Y. G. Skabar, D. Vila & R. Garreaud. (2017). Assessment of satellite precipitation estimates over the slopes of the subtropical Andes. *Atmospheric Research*: 190 43–54. [doi:10.1016/j.atmosres.2017.02.006](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.006)
- Martens, B., P. Cabus, I. De Jongh, & N. E. C. Verhoest. (2013). Merging weather radar observations with ground-based measurements of rainfall using an adaptive multiquadric surface fitting algorithm. *Journal of Hydrology*: 500 84-96. [doi:10.1016/j.jhydrol.2013.07.011](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.011)
- Meza, M., L. Curiel, D. González & C. Álvarez. (2014). Imágenes satelitales y distribución espacial de la lluvia en el estado de Querétaro. Caso: Tormenta del 18 de agosto de 2014”. *Nthe*: 14. 21–29.

- Miao, C., H. Ashouri, k. L. Hsu, S. Sorooshian, & Q. Y. Duan. (2015). Evaluation of the PERSIANN-CDR daily rainfall estimates in capturing the behavior of extreme precipitation events over China, *J. Hydrometeorol.*: 6(3) 1387–1396. [doi:10.1175/jhm-d-14-0174.1](https://doi.org/10.1175/jhm-d-14-0174.1)
- Miao, C., Q. Sun, Q. Duan, & Y. Wang, (2016). Joint analysis of changes in temperature and precipitation on the loess plateau during the period 1961–2011. *Clim. Dyn.*: 47(9–10), 3221–3234. [doi:10.1007/s00382-016-3022-x](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3022-x)
- Molina, J., J. Trejo & A. Gutiérrez. (2018a). Construcción automatizada de series temporales en estadísticos de fenómenos meteorológicos. *Nthe*: 24 1-10.
- Molina, J., J. Trejo & A. Gutiérrez. (2018b). Aplicación web para referenciar fenómenos meteorológicos en imágenes satelitales infrarrojas. *Nthe*: 24 84-90.
- Salio, P., M. P. Hobouchian, Y. G. Skabar & D. Vila. (2015). Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over Southern South America using a dense rain gauge network. *Atmospheric Research.*; 163 146–161. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.11.017>
- Satge, F., M. P. Bonnet, M. M. Gosset, J. Molina, W. H. Y. Lima, R. P. Zola, F. Timouk, & J. Garnier, (2016). Assessment of satellite rainfall products over the Andean plateau. *Atmos. Res.*: 167 1–14. [doi:10.1016/j.atmosres.2015.07.012](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.07.012)
- Shen, G. Y., N. C. Chen, W. Wang & Z. Q. Chen. (2018). High-resolution daily precipitation estimation data derived from Wuhan University Satellite and Gauge precipitation Collaborated Correction method (WHU-SGCC) in TIFF format. *PANGAEA*. [doi: 10.1594/PANGAEA.896615](https://doi.org/10.1594/PANGAEA.896615)
- Su, F., Y. Hong, & D. P. Lettenmaier. (2008). Evaluation of TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) and its utility in hydrologic prediction in the La Plata Basin. *J. Hydrometeorol.*: 9 (4) 622–640.
- Teutschbein, C. & J. Seibert. (2013). Is bias correction of regional climate model (RCM) simulations possible for non-stationary conditions?. *Hydrology and Earth System Sciences*: 17 (12) 5061–5077.
- Vicente, G. A., J. C. Davenport & R. A. Scofield. (2002). The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall estimation. *Int. J. Remote Sens.*; 23 221-230.
- Vicente, G. A., R. A. Scofield & W. P. Menzel. (1998). The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*: 79 1883-1898.
- Yang, Z., K. Hsu, S. Sorooshian, X. Xu, D. Braithwaite & K. M. J. Verbist. (2016). Bias adjustment of satellite-based precipitation estimation using gauge observations: A case study in Chile. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*: 121 3790-3806. [doi:10.1002/2015jd024540](https://doi.org/10.1002/2015jd024540)