



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente



● ● ● ● BOLETÍN CIENTÍFICO  
EL NIÑO

Vol. 12 n.º 12 diciembre 2025

**PROGRAMA PRESUPUESTAL n.º 068**  
"Reducción de la vulnerabilidad y  
atención de emergencias por desastres"

**En este boletín** ● ● ● ●

- Las sequías extremas en la amazonía peruana (2000-2024) | **Pág. 4**
- Simulación climatológica experimental del pacífico ecuatorial con CROCO: Estabilidad, acoplamiento estacional y validación con TAO/ORAS5 | **Pág. 13**
- Resumen del informe técnico de El Niño | **Pág. 26**
- Resumen de comunicado ENFEN | **Pág. 27**



# Créditos

---

Nelly Paredes del Castillo  
**Ministra del Ambiente**

Hernando Tavera Huarache  
**Jefe institucional**

James Apaéstegui Campos  
**Director de Ciencias de la Atmósfera, Hidrósfera y Cambio Climático**

Lina Godoy Encarnación  
**Coordinadora de la Unidad Funcional de Comunicaciones**

Fey Yamina Silva Vidal de Millones  
Ken Takahashi Guevara  
Joel Anicama Díaz  
**Editores**

Fernanda Quispe Nakashima  
**Diseño y diagramación**

Carátula: Fotografía de bosque amazónico deforestado.  
Fuente: Diego Pérez / SPDA Actualidad Ambiental

El boletín científico "El Niño" es generado en el marco del Programa Presupuestal n.º 068 "Reducción de la vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres"

Producto 1: Estudios para la estimación del riesgo de desastres  
Actividad 5: Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño  
Instituto Geofísico del Perú

Calle Badajoz 169 Mayorazgo, Ate, 15012

Teléfono: +51-1-3172300

Lima, diciembre de 2025

---

Puedes acceder a la colección completa de los boletines científicos El Niño escaneando el siguiente código QR.

---



# Introducción

---

Los eventos El Niño y La Niña corresponden, a grandes rasgos, a situaciones en las que la temperatura de la superficie del mar está por encima o por debajo del promedio en el océano Pacífico ecuatorial. Estas fluctuaciones están fuertemente influenciadas por El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), el cual es uno de los modos de variabilidad climática más importantes en el océano Pacífico que ejerce una gran influencia sobre el clima a nivel global y regional. La fase cálida de ENOS se puede denominar El Niño “global”.

En el Perú, los impactos de El Niño y La Niña son particularmente complejos debido a que recibimos influencias tanto costeras, asociadas a las fluctuaciones en el mar peruano en el Pacífico oriental, así como influencias remotas a través de teleconexiones atmosféricas desde el Pacífico central. En particular, El Niño en el Pacífico oriental o Costero puede producir lluvias y altas temperaturas en la costa y alterar el ecosistema marino-costero, mientras que El Niño en el Pacífico central o global puede reducir las precipitaciones e incrementar la temperatura en los Andes y en la Amazonía. Por el contrario, La Niña tendría efectos aproximadamente opuestos. Así, El Niño en el Pacífico oriental es el que causa mayores impactos para el Perú, ya que tiene el potencial de provocar grandes daños a infraestructuras, actividades económicas y, más importante, la seguridad y bienestar de las personas, además de sus medios de vida.

El Perú, como parte de la estrategia de gestión pública para enfrentar los peligros naturales, especialmente respecto a El Niño, establece el Programa Presupuestal por Resultados (PPR) 068 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. A partir de 2014, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), al igual que otras instituciones que conforman la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN), participa en este PPR con el producto denominado “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”. Este consiste en la entrega oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural oceánico-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permitan la toma de decisiones de las autoridades a nivel nacional y regional.

A este producto, el IGP contribuye con la actividad “Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño”, la cual incluye la síntesis y evaluación de los modelos de pronóstico de El Niño generados internacionalmente, como es el caso de los modelos climáticos globales, así como de aque-

llos obtenidos a partir de modelos propios como el de predicción de ondas oceánicas ecuatoriales, el modelo de inteligencia artificial y el recientemente desarrollado modelo de Sistema Tierra regional de pronóstico para el territorio peruano y el océano Pacífico (IGP RESM-COW v1). Asimismo, incluye el desarrollo de investigaciones y estudios científicos que permiten entender la variabilidad climática y los procesos asociados al cambio climático, a fin de fortalecer, en forma continua, las capacidades para el pronóstico de El Niño.

En esta línea, el IGP ha estructurado y desarrollado el Boletín científico El Niño, un producto que contiene, en gran medida, los aportes científicos en el estudio y vigilancia del ENOS, con énfasis en El Niño. El Boletín, que se publica mensualmente desde 2014, cuenta con aportes nacionales e internacionales en diversos temas asociados a El Niño, sus impactos, procesos vinculados, temas asociados y otros igual de relevantes, que se presentan en las secciones de Divulgación Científica y Avances Científicos. De igual forma, se comparte en el Boletín una versión resumida del informe técnico que el IGP elabora mensualmente para cumplir con los compromisos asumidos en el marco del PPR 068 (<https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/5356>). Dicho informe contiene información actualizada operativamente que el IGP proporciona como insumo para que el ENFEN genere en forma colegiada la evaluación final que será entregada a los usuarios. Finalmente, el Boletín presenta los comunicados ENFEN publicados durante el periodo correspondiente.

# LAS SEQUÍAS EXTREMAS EN LA AMAZONÍA PERUANA (2000-2024)

Daniel Martínez-Castro<sup>1</sup>, Ken Takahashi<sup>1</sup>, Jhan-Carlo Espinoza<sup>2,3</sup>, Alejandro Vichot-Llano<sup>4,5</sup>, Miguel Octavio Andrade<sup>1</sup> y Yamina Silva Vidal<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Perú

<sup>2</sup> Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, Grenoble INP, Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001), Grenoble, Francia

<sup>3</sup> Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima, Perú

<sup>4</sup> Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba

<sup>5</sup> CMCC Foundation—Euro-Mediterranean Center on Climate Change, Lecce, Italia



Físico por la Universidad de La Habana (1976) y PhD en Ciencias Físicas por la Academia de Ciencias de Cuba. Realizó estancias de investigación en Rusia y en el IFA-CNR de Roma. Trabajó casi cuatro décadas en el Instituto de Meteorología de Cuba. Entre 2020 y 2023 fue subdirector de Gestión del Conocimiento y Fortalecimiento de Capacidades en el Instituto Nacional de Investigaciones en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM). Asimismo, fue autor líder del Grupo de Trabajo I para la redacción del Sexto Informe de Evaluación del IPCC. Actualmente es investigador asociado en el Instituto Geofísico del Perú.

**Palabras clave:** Amazonía peruana; precipitación; evapotranspiración; sequía; déficit hídrico acumulado máximo

Citar como Martínez-Castro, D., Takahashi, K., Espinoza, J-C, Vichot-Llano, A., Andrade, M., & Silva Vidal, Y. (2025). Las sequías extremas en la Amazonía peruana (2000-2024). Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú, vol. 12 n.º 12, págs. 04-13.

## ¿Cuál es la contribución de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Esta investigación identifica las sequías más intensas que afectaron a la Amazonía entre 2000 y 2024, y señala qué zonas estuvieron expuestas al estrés por falta de agua. El estudio compara tres fuentes de información sobre lluvias y evapotranspiración para evaluar su consistencia. También muestra que, durante la estación seca, la falta de lluvias y la alta demanda de energía se asocian con un aumento del estrés hídrico del bosque amazónico, al limitar su capacidad de regular la temperatura y sostener funciones esenciales. Estos resultados permiten estimar con mayor precisión la severidad de las sequías y respaldar los sistemas de seguimiento y alerta. En conjunto, ayudan a que los tomadores de decisiones usen mejor la información científica y refuercen medidas de adaptación y manejo del agua frente a riesgos crecientes.

## Resumen

Se prevé que las sequías en la región amazónica aumenten en frecuencia e intensidad, afectando negativamente al bosque tropical y potencialmente desencadenando un círculo vicioso entre el clima y el bosque que podría llevar al colapso del ecosistema. En este estudio, se identificaron condiciones de sequía extrema en la Amazonía peruana durante el período 2000-2024 mediante el índice de déficit hídrico acumulado máximo (DHCM), relacionado con el estrés hídrico del bosque tropical. Se utilizaron los conjuntos de datos ERA5, CHIRPS y MSWEP para estimar la precipitación, y el ERA5 para la

evapotranspiración. El análisis se centra en las características específicas de las sequías y en las diferencias entre seis áreas de estudio: tres en Loreto, una centrada en la ciudad de Moyobamba, otra en Ucayali y una en Madre de Dios. Se observó que los eventos de sequía son más frecuentes e intensos en las regiones central y sur de la cuenca amazónica peruana. Con base en la severidad regional y la extensión espacial, estimada a partir del promedio de datos de precipitación y las áreas de estudio utilizadas, identificamos los años hidrológicos 2023-24, 2022-23, 2009-10 y 2004-05 como sequías extremas, y 2015-16 y 2006-07 como sequías moderadas.

## 1. Introducción

Las sequías amazónicas han ganado frecuencia e intensidad durante las últimas décadas, con impactos que abarcan desde el estrés hídrico de los bosques tropicales y la mortalidad arbórea, hasta disrupciones en el transporte fluvial, la pesca y la salud pública (Marengo et al., 2016; Jiménez et al., 2019; Papastefanou et al., 2022). En el caso peruano, la Amazonía occidental interactúa estrechamente con la zona de transición Andes–Amazonía y con el Sistema de Monzones de Sudamérica (SAMS, por sus siglas en inglés). Esta combinación singular de forzantes atmosféricos y orográficos modula la estacionalidad de lluvias, los déficits hídricos y la sensibilidad de los ecosistemas frente a anomalías de gran escala (p. ej., El Niño Oscilación Sur (ENOS), los dipolos atlánticos, la variabilidad interestacional).

En este artículo se evalúan las sequías extremas en la Amazonía peruana entre 2000 y 2024 mediante el índice MCWD (*Maximum Cumulative Water Deficit*), ampliamente utilizado como un proxy del estrés hídrico de la vegetación tropical al integrar la persistencia del déficit mensual de precipitación respecto de la evapotranspiración (Et). Se emplean estimaciones de precipitación de CHIRPS, MSWEP y ERA5, así como evapotranspiración de ERA5. Además, se incorporan datos de radiación y flujos superficiales para interpretar el acoplamiento superficie atmósfera y las condiciones de oferta/limitación de energía y agua en el sistema monzónico de América del Sur.

Los objetivos principales son detectar y comparar las sequías extremas en seis subregiones. También se evalúa la sensibilidad del MCWD frente a la fuente de precipitación y al tratamiento de Et. Asimismo, se analiza su relación de este índice con los flujos estacionales de energía radiación de onda corta entrante, calor sensible y calor latente, que regulan la demanda evaporativa. Estos objetivos permiten vincular la caracterización de las sequías con la dinámica climática regional descrita previamente y evaluar en qué medida las anomalías de gran escala amplifican la severidad de los déficits hídricos. Así, el análisis aporta una base para entender la variabilidad espacial y temporal de las sequías en un sistema altamente sensible a los factores climáticos que influyen en el monzón de Sudamérica.

En este trabajo, se sintetizan los hallazgos principales del artículo “Extreme Droughts in the Peruvian Amazon Region (2000–2024)” (Martínez-Castro et al., 2025), publicado en la revista *Water*. El trabajo caracteriza la ocurrencia, severidad, extensión y evolución de las sequías extremas en la Amazonía peruana a lo largo de 25 años, integrando observaciones *in situ*, productos satelitales y reanálisis climáticos, y utilizando un índice de sequía. Su propósito es identificar las principales sequías que han afectado a la Amazonía peruana en el siglo XXI y ofrecer una visión sobre su dinámica y sus forzantes de gran escala. El enfoque multiproducto y multi-índice permite evaluar con robustez la severidad de los déficits hídricos.

**Tabla 1.** Fuentes de los datos y variables utilizadas

Fuente	URL	Variable	Unidades
ERA5	<a href="https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview">https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview</a> accesada el 6 de febrero, 2025;	Precipitación Pr (total precipitation tp en ERA5)	mm
		Evapotranspiración Et (Evaporation, e en ERA5)	mm en equivalente de agua
		Surface shortwave radiation downwards en ERA5 (ssrd)	W/m <sup>2</sup>
CHIRPS	<a href="https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/chirps20GlobalDailyP05_Lon0360.html">https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/chirps20GlobalDailyP05_Lon0360.html</a> accesada el 6 de febrero, 2025;	Precipitación	mm
MSWEP	<a href="https://www.gloh2o.org/mswep/">https://www.gloh2o.org/mswep/</a> accesada el 6 de febrero, 2025;	Precipitación	mm

## 2. Metodología

### 2.1 Datos y variables

Para estimar la precipitación se emplearon las bases de datos CHIRPS, MSWEP y ERA5 mensual, productos ampliamente usados en la Amazonía y evaluados favorablemente en trabajos previos (Paccini et al., 2018; Espinoza et al., 2019). MSWEP que combina información proveniente de pluviómetros, satélites y reanálisis, con una resolución 0.1°/3 h (Beck et al., 2017). Por su parte, CHIRPS integra estimaciones satelitales combinadas con estaciones meteorológicas (Funk et al., 2015). ERA5 (Hersbach et al., 2020) aporta, además, variables relacionadas con la radiación solar. La Tabla 1 muestra un resumen de las fuentes, URL, variables y unidades utilizadas.

### 2.2 Áreas de estudio

La región de estudio se ubica aproximadamente entre 16° S–1° N y 82°–68° O. Al oeste la delimitan los Andes (4 000–5 000 m s. n. m.) y al este/norte/sur coinciden con los límites del territorio peruano. En las estribaciones andinas, entre 400 y 700 m s. n. m., se identifican *hotspots* de lluvia que alcanzan hasta 4 000 mm anuales, favorecidas por el chorro de bajos niveles de Sudamérica (CBNSA) (Espinoza et al., 2015; Chávez et al., 2016). La estación húmeda en la Amazonía centro-sur ocurre entre diciembre y marzo, mientras que la estación seca se presenta entre junio y septiembre. Para la cuenca del Amazonas, la hidrografía adopta un año hidrológico de septiembre a agosto, con estiaje en septiembre y máximos en abril–mayo (Espinoza et al., 2011).

Se analizaron seis subregiones representativas: tres en Loreto (LOR1, LOR2, LOR3), una en Moyobamba (MOY, zona de transición Andes–Amazonía), otra en Ucayali (UCA) y una en Madre de Dios (MD). Estas subregiones capturan gradientes latitudinales y orográficos, distintos regímenes de lluvias (norte, más influido por la ZCIT; sur, más monzónico y orográfico) y diferentes sensibilidades a sequías extremas.

### 2.3 Cálculo de déficit hídrico y del índice de sequía MCWD

El déficit mensual de agua (WD) se define como diferencia entre precipitación (Pr) y evapotranspiración (Et). Este déficit se acumula intermensualmente aplicando una función de recorte de tipo Heaviside, que

impide la acumulación cuando el balance mensual es positivo. El resultado es el CWD (Cumulative Water Deficit). El MCWD corresponde al valor mínimo (más negativo) del CWD dentro de un período, usualmente anual o de transición de estación húmeda a seca y representa la intensidad máxima del estrés hídrico para la vegetación (Aragão et al., 2018; Malhi et al., 2008; Malhi et al., 2009).

En este trabajo, el MCWD se calcula combinando la Et de ERA5 con cada una de las tres fuentes de Pr (CHIRPS, MSWEP, ERA5). Esta aproximación permite comparar la sensibilidad del índice frente a las distintas fuentes de precipitación y evaluar la consistencia espacio-temporal entre los productos utilizados.

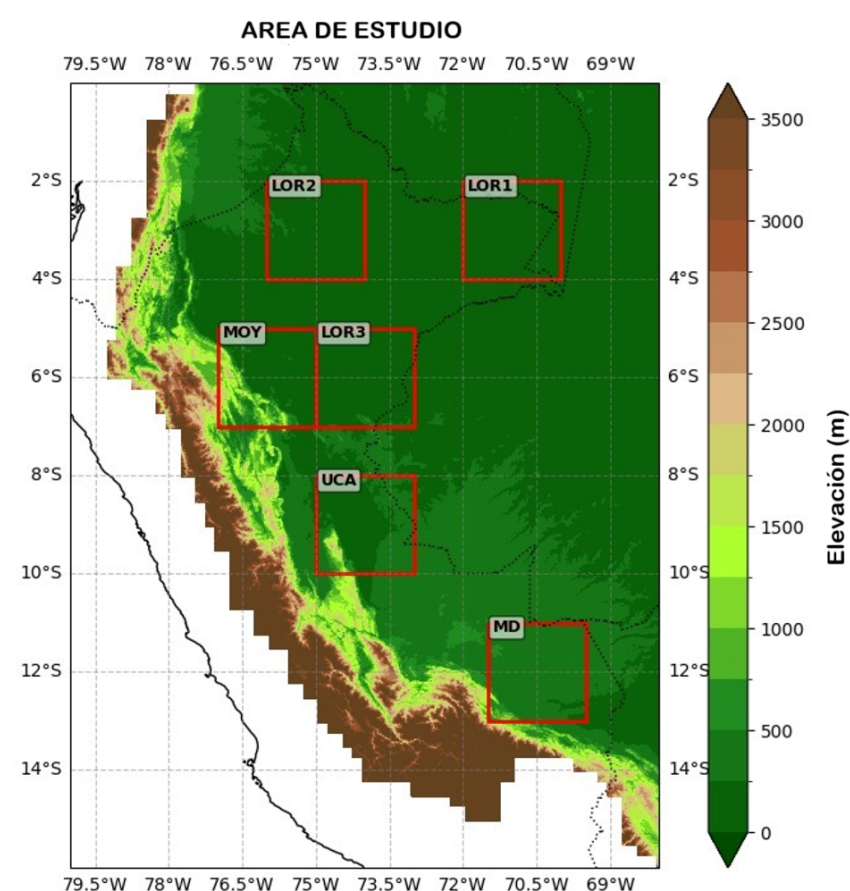


Figura 1. Ubicación de las seis áreas de estudio en la Amazonía peruana, y relieve.

## 3. Resultados

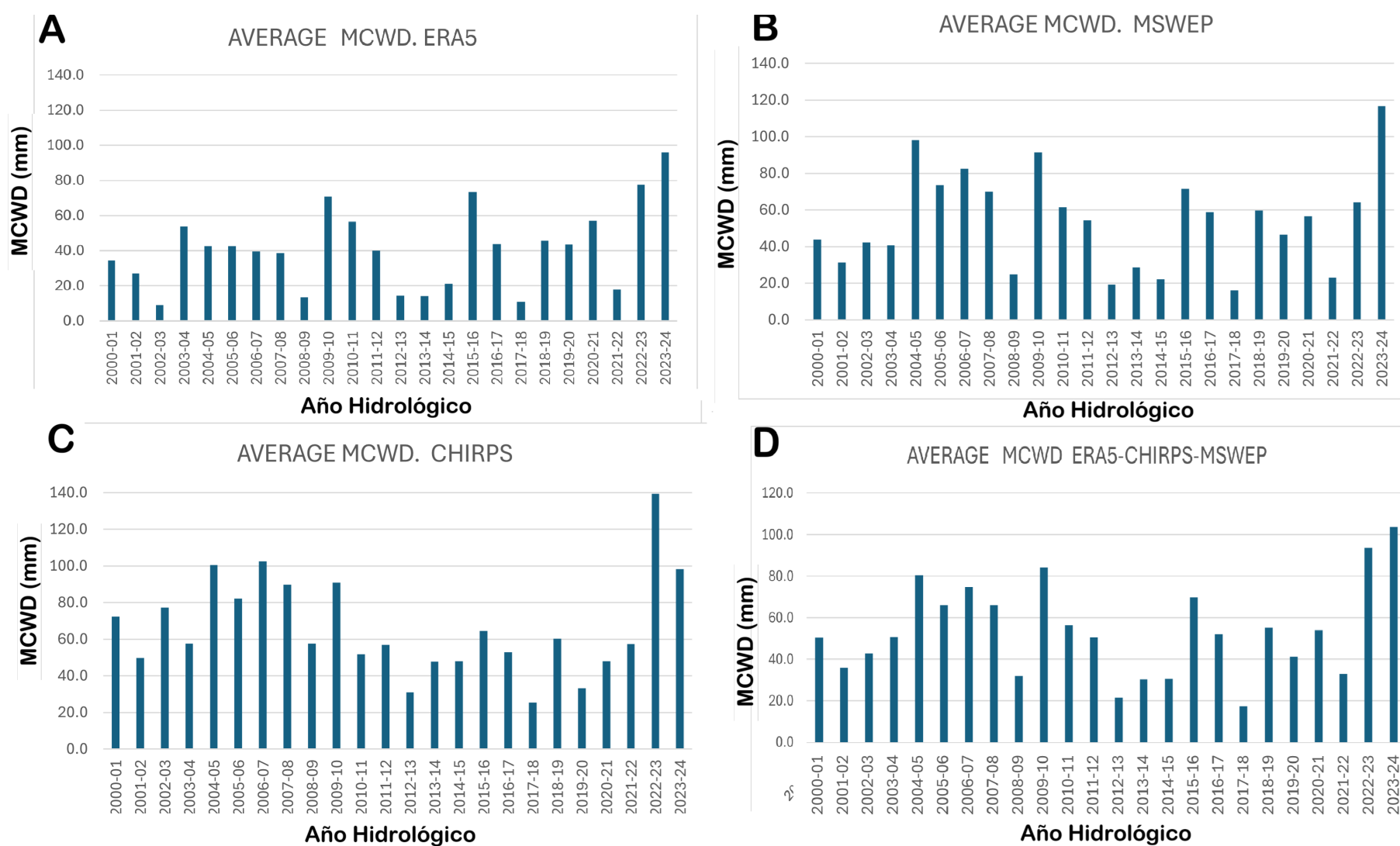
### 3.1 Sequías extremas identificadas (2000–2024)

La Figura 2 muestra el promedio anual de MCWD para cada conjunto de datos, considerando las seis áreas de estudio. Los años hidrológicos con mayor promedio de MCWD difieren entre todos los conjuntos de datos. En ERA5 (Figura 2A), considerando los cuatro valores más altos de MCWD para cada conjunto de datos, el promedio más alto de MCWD corresponde a los años 2023–24, 2022–23, 2015–2016 y 2009–2010. En MSWEP (Figura 2B), destacan los

años 2023–24, 2004–05, 2009–10 y 2006–07. En CHIRPS (Figura 2C), los mayores valores de MCWD corresponden a los años 2022–23, 2006–07, 2004–05 y 2023–24. El único año coincidente entre los tres productos fue 2023–24.

Con el fin de establecer un criterio general, se promediaron los valores de MCWD obtenidos de los tres conjuntos de datos de observación, generando la distribución que se muestra en la Figura 2D. La Tabla 2 resume estos resultados: la columna 1 lista los años hidrológicos ordenados de mayor a menor; las columnas 2 a 4 muestran los valores individuales para cada uno de los conjuntos de datos; y la columna 5 presenta el valor promedio de MCWD correspondiente para cada año.

Para clasificar la severidad de las sequías, se utilizaron las estadísticas del MCWD promedio, cuyo valor medio es 53,8 mm y su desviación estándar es 22,6 mm. Con este criterio, se consideran sequías extremas (Tabla 2, en caracteres rojos) los años con valores promedio de MCWD más altos (Figura 2D), 2023–24, 2022–23, 2009–10 y 2004–05, pues sus valores superan la media más una desviación estándar. Asimismo, los años 2006–07 y 2015–16, con MCWD por debajo de este valor, pero por encima del percentil 70, se clasifican como sequías moderadas para la Amazonía peruana (Tabla 2, en caracteres naranjas).



**Figura 2.** Promedio anual de MCWD de las seis áreas de estudio (Figura 1; Tabla 2) para los años hidrológicos del período 2000–2024. (A) Precipitación y evaporación de ERA5. (B) Precipitación de MSWEP y evaporación de ERA5. (C) Precipitación de CHIRPS y evaporación de ERA5. (D) Promedio de los tres conjuntos de datos.

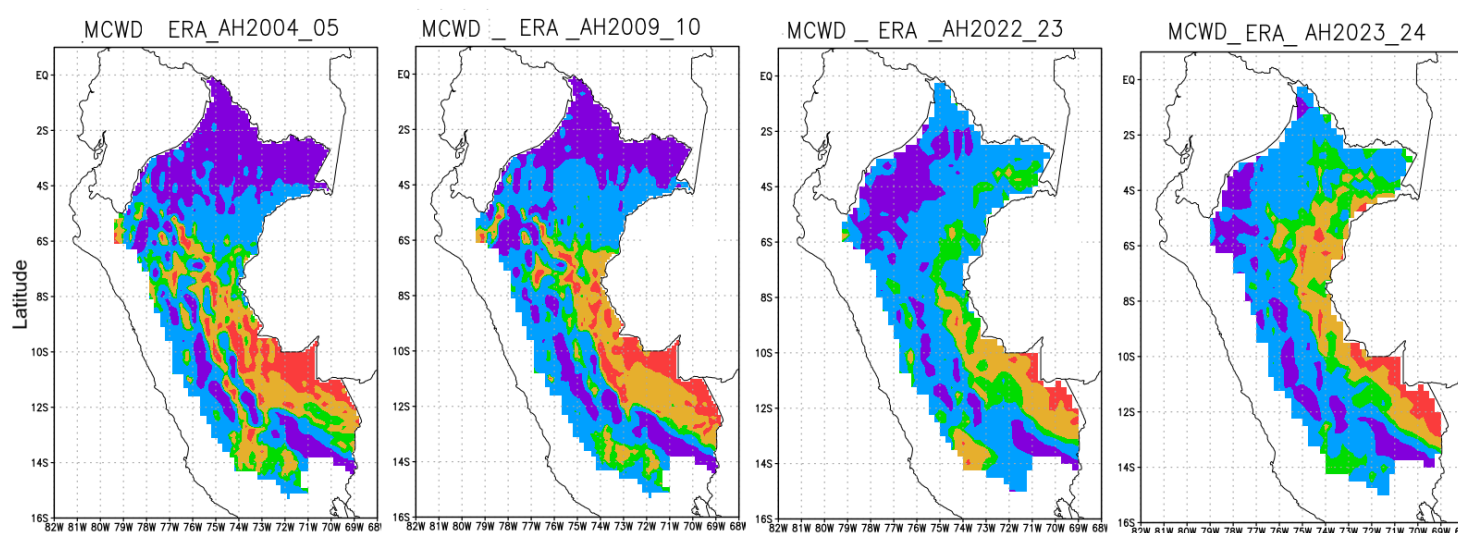
**Tabla 2.** Valores anuales de MCWD por producto y promedio (años hidrológicos 2000–2024)

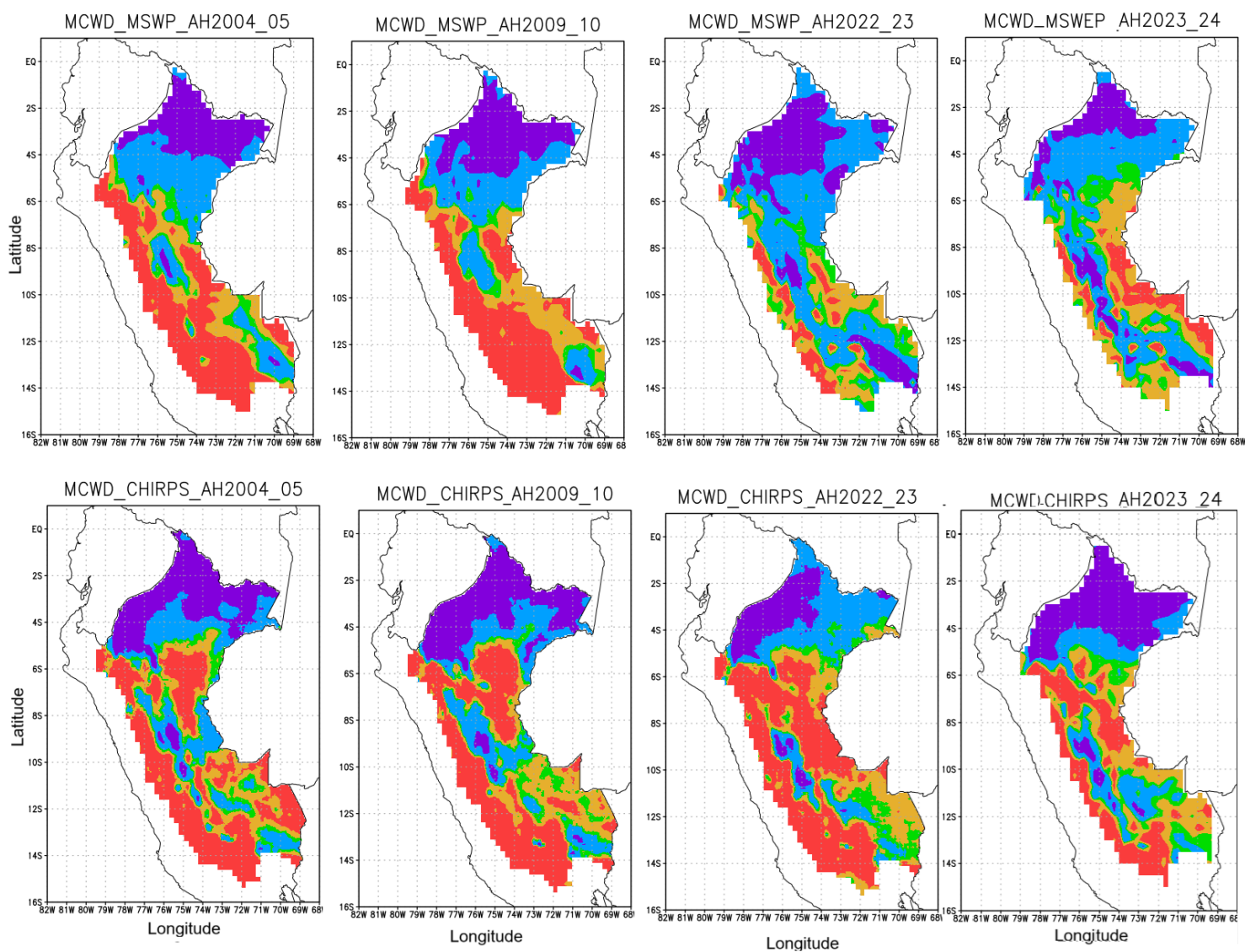
1	2	3	4	5
Año hidrológico	ERA5	MSWEP	CHIRPS	Promedio
2023-24	96.0	116.8	98.2	103.7
2022-23	77.3	64.2	139.3	93.6
2009-10	70.6	91.5	90.8	84.3
2004-05	42.6	98.1	100.4	80.4
2006-07	39.6	82.5	102.5	74.8
2015-16	73.3	71.5	64.6	69.8
2005-06	42.6	73.4	82.1	66.0
2007-08	38.4	69.9	89.8	66.0
2010-11	56.4	61.5	51.8	56.5
2018-19	45.6	59.8	60.2	55.2
2020-21	56.8	56.6	48.0	53.8
2016-17	43.9	58.8	52.8	51.9
2003-04	53.7	40.6	57.5	50.6
2011-12	40.0	54.4	56.8	50.4
2000-01	34.5	43.9	72.4	50.2
2002-03	8.9	42.3	77.2	42.8
2019-20	43.8	46.5	33.1	41.1
2001-02	27.2	31.2	49.7	36.0
2021-22	17.6	23.0	57.3	32.6
2008-09	13.4	24.7	57.6	31.9
2014-15	21.2	22.2	47.9	30.4
2013-14	14.1	28.6	47.8	30.2
2012-13	14.4	19.3	30.9	21.5
2017-18	10.8	16.1	25.4	17.4

### 3.2 Flujos de energía y estacionalidad

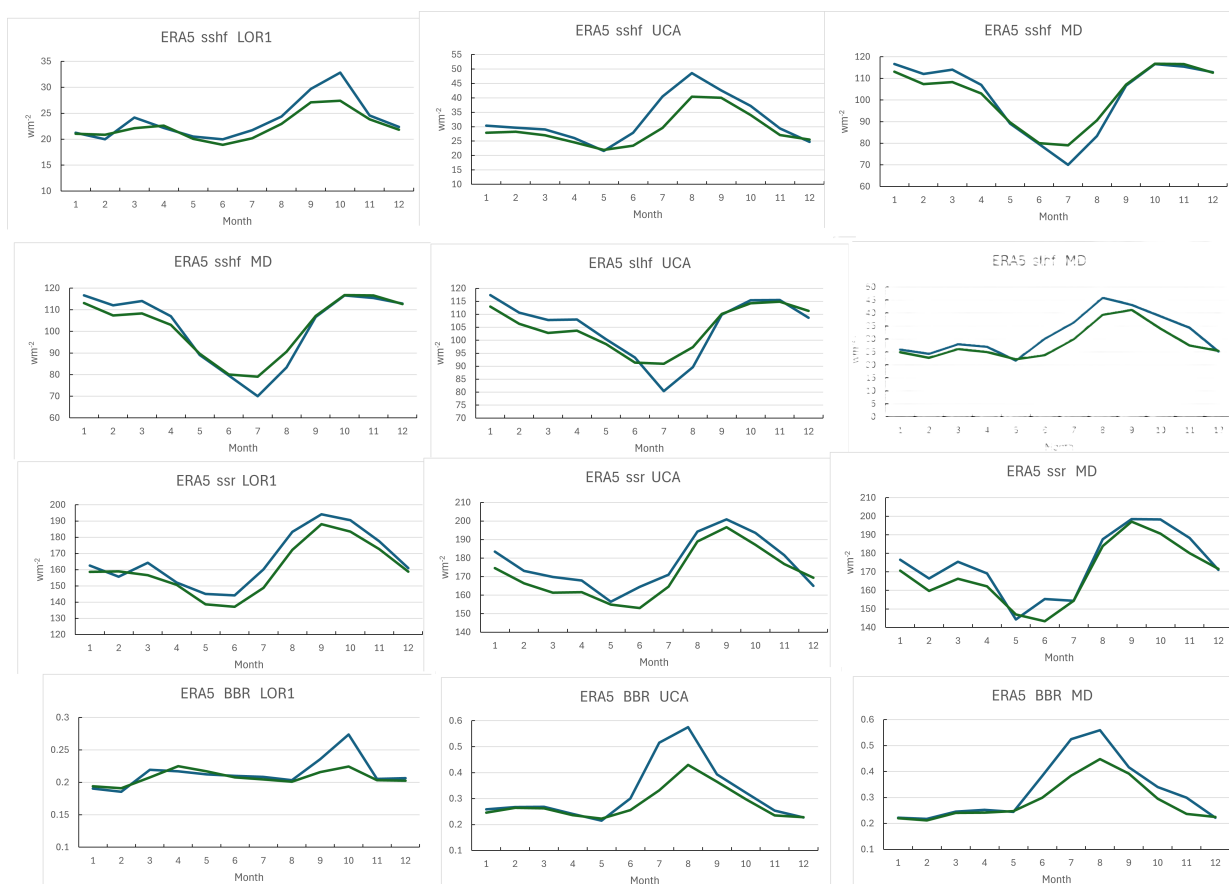
Para interpretar la demanda evaporativa y la partición de energía, se analizaron los ciclos anuales de radiación de onda corta (ssr) y los flujos de calor

sensible y latente derivados de ERA5. Además, se empleó el índice de Bowen (slhf/sshf) para inferir si el sistema está limitado por energía o por disponibilidad de agua.





**Figura 3.** Distribución espacial de MCWD en la Amazonía peruana durante los años hidrológicos (AH) de sequía extrema, utilizando tres conjuntos de datos. Fila 1: Precipitación y evaporación: ERA5. Fila 2: Precipitación: MSWEP; evaporación: ERA5. Fila 3: Precipitación: CHIRPS; evaporación: ERA5. Columna 1: 2004-05. Columna 2: 2009-10. Columna 3: 2022-23. Columna 4: 2023-24.



**Figura 4.** Ciclos anuales promedio de tres flujos de energía y la relación de Bowen global, a partir de datos ERA5 para LOR1, UCA y MD. Fila superior: flujo de calor sensible (sshf). Segunda fila: flujo de calor latente (slhf). Tercera fila: radiación solar neta superficial (ssr). Fila inferior: relación de Bowen global. Columna 1: LOR1. Columna 2: UCA. Columna 3: MD. Las curvas muestran los promedios durante sequía extrema (ED) y la climatología (CLIM).

### 3.3 Contrastes espaciales: norte vs. sur y transición Andes–Amazonía

LOR1–LOR3 muestran una fuerte modulación por la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y pulsos intraestacionales. En esta zona, las sequías se relacionan principalmente con anomalías en el transporte de humedad y con la persistencia de déficits mensuales durante la estación seca o con fases específicas de ENSO. En MOY, UCA y MD, el SAMS y los forzantes orográficos condicionan respuestas diferenciadas: una estación seca más larga y bien definida aumenta la probabilidad de valores muy negativos de MCWD cuando la estación húmeda se retrasa o cuando la demanda evaporativa se mantiene alta debido a la radiación y la temperatura. Los ciclos anuales de radiación y flujos muestran que, durante la estación seca, la energía disponible para evaporación aumenta; sin embargo, la limitada disponibilidad de agua del suelo reduce el flujo latente y aumenta el flujo sensible, elevando el índice de Bowen. Esta realimentación superficie–atmósfera intensifica el estrés hídrico y profundiza los valores negativos de CWD.

### 3.3 Rol de la estacionalidad y mecanismos físicos

Los ciclos estacionales revelan que, cuando la radiación aumenta de manera sostenida durante la estación seca, la demanda evaporativa se incrementa, pero la evaporación se ve restringida por la baja humedad del suelo y la limitada recarga asociada a lluvias deficitarias. En estas condiciones, el sistema desplaza más energía hacia el calor sensible, lo que eleva la temperatura del aire y de la superficie, y refuerza el déficit hídrico acumulado, favoreciendo valores más severos de MCWD (Malhi et al., 2002). Este acoplamiento tierra–atmósfera aparece consistentemente en MD y UCA; en MOY, la topografía y la interacción con brisas orográficas modulan la señal.

## 4. Discusiones

La identificación de 2023–2024 como un evento extremo coincide con reportes regionales recientes que documentan condiciones excepcionales de sequía y calor en la Amazonía, junto con un aumento en los días secos y la persistencia de déficits a escala estacional, asociados a forzantes oceánicos y atmosféricos, así como a señales de cambio de más largo plazo (Espinoza et al., 2024; Marengo et al., 2020; Marengo et al. 2024). En conjunto, estos hallazgos son consistentes con un mayor riesgo de estrés hídrico en el sur de la Amazonía peruana y en la región de transición Andes–Amazonía.

El uso simultáneo de CHIRPS, MSWEP y ERA5-Pr, junto con Et-ERA5, permite estimar la incertidumbre del MCWD y triangular evidencias cuando los productos muestran discrepancias. De ello se desprende una recomendación operativa: evitar depender de un único dataset para diagnosticar sequías extremas, especialmente en zonas de orografía compleja y evaluar la consistencia con variables de energía (ssrd, H, LE), que ayudan a contextualizar la demanda evaporativa.

La lectura conjunta de radiación, flujos y MCWD sugiere que la severidad de sequías extremas en la Amazonía peruana depende tanto de escasez de lluvia como de episodios de alta demanda energética. Esto perfila un ciclo de retroalimentación superficie–atmósfera comparable, en su lógica, a la descrita en regiones semiáridas, pero aquí actuando de manera estacional sobre el dosel amazónico y la franja de transición andina.

El uso del año hidrológico ayuda a capturar el mínimo anual del CWD, clave para diagnosticar el MCWD. En la Amazonía peruana, este calendario coincide con los ciclos del nivel del río y con la estación húmeda (DJFM), que recarga el sistema. Un inicio tardío de la estación húmeda o una finalización temprana de la misma tienden a profundizar el MCWD, incluso si la precipitación total anual no disminuye drásticamente, porque lo relevante es la persistencia temporal del déficit.

## 5. Conclusiones

- Sequías extremas recurrentes (2004–05, 2009–10, 2015–16, 2023–24) han afectado la Amazonía peruana en lo que va del siglo XXI, destacando la de 2023–24 por su severidad en la Amazonía peruana, en sintonía con otras regiones amazónicas.
- El déficit hídrico acumulativo máximo (MCWD) constituye un indicador útil del estrés hídrico de la vegetación tropical. No obstante, es sensible a la fuente de datos de precipitación y al tratamiento de evapotranspiración (Et). En particular, al utilizar Et-ERA5, la comparación entre diferentes conjuntos de datos de estas variables mejora la confiabilidad del diagnóstico y permite estimar rangos de incertidumbre relevantes para la toma de decisiones.
- Los ciclos de los flujos de energía superficial explican por qué ciertas subregiones —especialmente en las zonas de estudio de Ucayali, Madre De Dios y Moyobamba (UCA, MD y MOY)— exhiben condiciones de mayor de MCWD cuando la estación seca coincide con alta demanda energética.

## Glosario de abreviaturas

En el manuscrito se utilizaron las siguientes abreviaturas:

WD	Déficit hídrico (Water deficit)
CWD	Déficit hídrico acumulativo (Cumulative water deficit)
MCWD	Déficit hídrico acumulativo máximo (Maximum cumulative water deficit)
Pr	Precipitación
Et	Evapotranspiración
sshf	Flujo superficial de calor sensible (Surface sensible heat flux)
slhf	Flujo superficial de calor latente (Surface latent heat flux)
ssr	Flujo superficial de radiación solar neta (Surface solar radiation)
ERA5	Reanálisis del ECMWF de quinta generación
ECMWF	Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo de Plazo Medio (European Centre for Medium-range Weather Forecasts)
MSWEP	Precipitación de conjuntos de fuentes múltiples (Multi-source weighted-ensemble precipitation)
CHIRPS	Precipitación infrarroja con datos de estaciones del grupo de peligros climáticos (Climate hazards group infrared precipitation with station data)
MSWEP	Precipitación de conjuntos de fuentes múltiples (Multi-source weighted-ensemble precipitation)
LOR1	Área de estudio del nordeste de Loreto
LOR2	Área de estudio del noroeste de Loreto
LOR3	Área de estudio del sur de Loreto
MOY	Área de estudio en la región de transición Andes-centrada en la ciudad de Moyobamba

UCA	Área de estudio en Ucayali
MD	Área de estudio en Madre de Dios
ED	Sequía extrema (extreme drought)
CLIM	Climatología
SAMS	Sistema monzónico de Sudamérica
ZCIT	Zona de convergencia intertropical

## Referencias

- Aragão, L. E. O. C., Anderson, L. O., Fonseca, M. G., Rosan, T. M., Vedovato, L. B., Wagner, F. H., Silva, C. V., Silva Junior, C. H., Arai, E., Aguiar, A. P., Barlow, J., Berenguer, E., Deeter, M. N., Domingues, L. G., Gatti, L., Gloor, M., Malhi, Y., Marengo, J. A., Miller, J. B., ... Saatchi, S. (2018). 21st Century Drought-Related Fires Counteract the Decline of Amazon Deforestation Carbon Emissions. *Nature Communications*, 9(1), Article 536. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02771-y>
- Beck, H. E., van Dijk, A. I. J. M., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D. G., Martens, B., & de Roo, A. (2017). MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Science*, 21(1), 589–615. <https://doi.org/10.5194/hess-21-589-2017>
- Chavez, S. P., & Takahashi, K. (2017). Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *Journal Geophysical Research: Atmospheres*, 122(11), 5870–5882. <https://doi.org/10.1002/2016JD026282>
- Espinoza, J.-C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., Drapeau, G., & Pombo, R. (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38(13), L13406. <https://doi.org/10.1029/2011GL047862>
- Espinoza, J.-C., Chavez, S., Ronchail, J., Junquas, C., Takahashi, K., & Lavado, W. (2015). Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial

distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research*, 51(5), 3459–3475. <https://doi.org/10.1002/2014WR016273>

Espinoza, J.-C., Ronchail, J., Marengo, J. A., & Segura, H. (2019). Contrasting North–South changes in Amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). *Climate Dynamics*, 52(9-10), 5413–5430. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4462-2>

Espinoza, J. -C., Jimenez, J. C., Marengo, J. A., Schöngart, J., Ronchail, J., Lavado-Casimiro, W., & Ribeiro, J. V. M. 2024. The new record of drought and warmth in the Amazon in 2023 related to regional and global climatic features. *Scientific Reports*, 14(1), Article 8107. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-58782-5>

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), Article 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M.,... Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>  
Jiménez, J.-C., Marengo, J.A., Alves, L.M., Sulca, J.C., Takahashi, K., Ferrett, S., & Collins, M. (2021). The role of ENSO flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the Northeast Brazil region. *International Journal of Climatology*, 41(7), 3761–3780. <https://doi.org/10.1002/joc.6453>

Malhi, Y., Pegoraro, E., Nobre, A. D., Pereira, M. G. P., Grace, J. A., Culf, D., & Clement, R. (2002). Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20), 8061. <https://doi.org/10.1029/2001JD000623>

Malhi, Y., Roberts, T., Betts, R. A., & Killeen, T. J. (2008) Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. *Science*, 319(5860), 169–172. <https://doi.org/10.1126/science.1146961>

Malhi, Y., Aragão, L. E. O. C., Galbraith, D., Huntingford, C., Fisher, R., Zelazowski, P., Sitch, S., McSweeney, C., & Meir, P. (2009). Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon forest. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(49), 20610–20615. <https://doi.org/10.1073/pnas.0804619106>

Marengo, J.A., & Espinoza, J.-C. (2016). Extreme Seasonal Droughts and Floods in Amazonia: Causes, Trends and Impacts. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1033–1050. <https://doi.org/10.1002/joc.4420>

Marengo, J., Cunha, A., Espinoza, J.-C., Fu, R., Schöngart, J., Jimenez, J., Costa, M., Ribeiro, J., Wongchuig, S., & Zhao, S. The Drought of Amazonia in 2023–2024. (2024). *American Journal of Climate Change*, 13(3), 567–597. <https://doi.org/10.4236/ajcc.2024.133026>

Marengo, J. A., Costa, M. C., Cunha, A. P., Espinoza, J.-C., Jimenez, J. C., Libonati, R., Miranda, V., Trigo, I. F., Sierra, J. P., Geirinhas, J. L., Ramos, A. M., Skansi, M., Molina-Carpio, J., & Salinas, R. (2025). Climatological patterns of heatwaves during winter and spring 2023 and trends for 1979–2023 in central South America. *Frontiers in Climate*, 7, 1529082. <https://doi.org/10.3389/f-clim.2025.1529082>

Martinez-Castro, D., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vichot-Llano, A., Andrade, M.O., & Silva, F. Y. (2025). Extreme Droughts in the Peruvian Amazon Region (2000–2024). *Water*, 17(12), 1744. <https://doi.org/10.3390/w17121744>

Papastefanou, P., Zang, C. S., Angelov, Z., de Castro, A. A., Jimenez, J. C., De Rezende, L. F. C., Ruscica, R. C., Sakschewski, B., Sörensson, A. A., Thonicke, K., Vera, C., Viovy, N., Von Randow, C., & Rammig, A. (2022). Recent extreme drought events in the Amazon rainforest: Assessment of different precipitation and evapotranspiration datasets and drought indicators. *Biogeosciences*, 19(16), 3843–3861. <https://doi.org/10.5194/bg-19-3843-2022>

Paccini, L., Espinoza, J.-C., Ronchail, J., & Segura, H. (2018). Intra-seasonal rainfall variability in the Amazon basin related to large-scale circulation patterns: A focus on western Amazon–Andes transition region. *International Journal of Climatology*, 38(5), 2386–2399. <https://doi.org/10.1002/joc.5341>

# SIMULACIÓN CLIMATOLÓGICA EXPERIMENTAL DEL PACÍFICO ECUATORIAL CON CROCO: ESTABILIDAD, ACOPLAMIENTO ESTACIONAL Y VALIDACIÓN CON TAO/ORAS5

Miguel Andrade<sup>1</sup>, Kobi Mosquera<sup>1</sup>, Jeremy Romero<sup>1</sup> y Jorge Reupo<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Perú

**Palabras clave:** Pacífico ecuatorial; CROCO; climatología; TAO/TRITON; ORAS5; EUC; SEC

Citar como Andrade, M. O., Mosquera, K., & Romero, J. (2025). Simulación climatológica del Pacífico ecuatorial con CROCO: estabilidad, acoplamiento estacional y validación con TAO/ORAS5. Boletín científico El Niño, IGP, Vol. 12, n.º 12, pp. 13–25.

## ¿Cuál es la contribución de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Los resultados de este trabajo permiten disponer de una herramienta numérica climatológica evaluada para realizar experimentos científicos en el Pacífico tropical. Estos experimentos están orientados al análisis de procesos físicos asociados a la dinámica ecuatorial, región donde se desarrollan los eventos El Niño y La Niña, así como otros fenómenos oceánicos que influyen en la variabilidad climática global y, en particular, en el Perú. Además, se presenta el desempeño del modelo en el último año de integración del experimento cíclico, representativo del régimen alcanzado.

## Resumen

Se presenta una simulación climatológica experimental del Pacífico ecuatorial utilizando el modelo oceánico CROCO, forzada con campos mensuales climatológicos. El modelo cubre la región del Pacífico tropical (110°E–290°E y 30°S–30°N), con resolución espacial de 0.5° y 32 niveles sigma ( $\theta=7$ ,  $\theta_b=2$ ,  $h_c=20$  m). La configuración utiliza como condición de frontera, inicial y forzante, la información de WOA2023 (1991–2020), para la temperatura y salinidad; ASCAT (2007–2022), para el esfuerzo del viento; y ERA5 (1991–2020), para los flujos de calor y de agua dulce. El experimento se integra en modo climatológico cíclico durante 50 años, analizándose el último año de integración (año 50). Los resultados se validan con datos de TAO/TRITON y ORAS5. Asimismo, se aplica un análisis armónico de 1 cpa y 2 cpa (ciclos por año) al pseudo-esfuerzo zonal del viento ( $|U|u$ ; 'pseu-

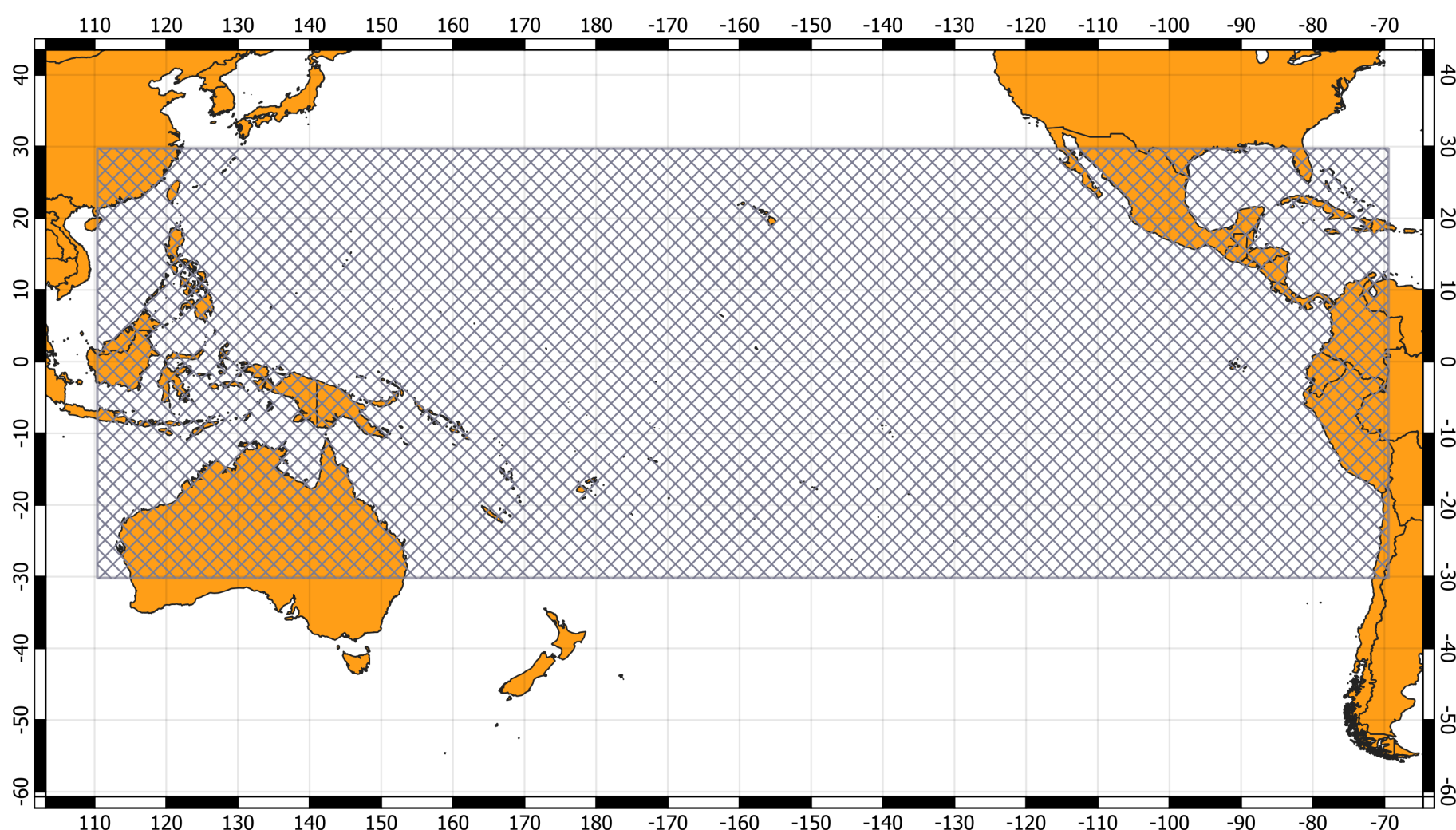
do-stress') derivado de TAO y al esfuerzo zonal del viento Taux (sustr) en CROCO, corriente zonal superficial ~10 m ( $u_{10}$ ), a la corriente a 80 m ( $u_{80}$ ), a la temperatura superficial del mar (TSM) y la profundidad de la isoterma de 20 °C (Z20/iso20). Si bien la simulación reproduce aproximadamente el ciclo estacional, aún es necesario realizar simulaciones adicionales con otros forzantes y ajustes en determinadas parametrizaciones para mejorar su desempeño.

## 1. Introducción

El Pacífico ecuatorial se caracteriza por la presencia de un marcado gradiente zonal de TSM entre las zonas denominadas piscina cálida en el occidente y la lengua fría en el oriente, sostenido por los vientos alisios, la inclinación de la termoclina y el afloramiento ecuatorial (Kessler, 2006). En esta región se desa-

rollan, de manera recurrente, eventos climáticos cálidos y fríos que forman parte de una interacción acoplada océano-atmósfera de variabilidad interanual, denominada El Niño-Oscilación del Sur (ENOS; McPhaden et al., 2006). Estos eventos se asocian con cambios en los patrones de precipitación, temperatura y vientos en gran parte del planeta, incluido el Perú (Sulca et al., 2018; Sanabria et al., 2018), por medio de las llamadas teleconexiones atmosféricas.

Este trabajo de investigación presenta resultados preliminares de una simulación experimental del Pacífico ecuatorial implementada con el modelo oceánico CROCO (Figura 1), forzada con climatologías mensuales y analizada en el último año de integración. El objetivo es evaluar la idoneidad de la configuración que permita realizar el desarrollo de experimentos numéricos futuros, con énfasis en la representación de El Niño, La Niña y fenómenos físicos relacionados.



**Figura 1.** Dominio del modelo CROCO en el Pacífico ecuatorial. El rectángulo tramado delimita el área de integración numérica, desde 110° E hasta 290° E (70° W) y entre 30° S y 30° N, abarcando la zona tropical del Pacífico. Las áreas en naranja representan la tierra en el modelo.

## 2. Metodología

### 2.1 Modelo croco

El modelo CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity model) es un modelo oceánico regional que resuelve las ecuaciones primitivas bajo las aproximaciones hidrostática y de Boussinesq, utilizando coordenadas verticales tipo sigma ( $\sigma$ ) y un desdoblamiento temporal barotrópico-baroclínico. El modelo incluye esquemas conservativos (Large et al., 1994), mezcla convectiva y no local en la capa límite, así como condiciones de frontera abiertas con amortiguamiento (sponge) y nudging hacia climatologías (ver

más detalles en Shchepetkin & McWilliams, 2005; Auclair et al., 2022).

### 2.2 Implementación del modelo

Para este estudio se empleó un dominio tropical que abarca el Pacífico ecuatorial entre 110° E – 290° E, y entre 30° S – 30° N, con una resolución horizontal uniforme de 0.5° en longitud y latitud ( $\approx 359 \times 125$  puntos). La coordenada vertical emplea 32 niveles sigma, con parámetros  $\theta = 7$ ,  $\theta_b = 2$ ,  $H_c = 20$  m, utilizando la grilla  $V_{transform} = 2$ , lo que permite priorizar la resolución en la capa superior y preservar los gradientes térmicos y de mezcla superficial.

La batimetría se obtiene de la base de datos global ETOPO2 (NOAA, 2006) vía las herramientas de pre-procesamiento del mismo modelo croctools1, suavizada con una razón  $r \leq 0,25$  y una profundidad mínima  $h_{min} = 75$  m para garantizar estabilidad hidrostática y minimizar errores de presión horizontal. En superficie, el esfuerzo de viento climatológico mensual (Tauxy Tauy) se obtiene de ASCAT para el periodo 2007-2022 (MetOp/EUMETSAT; Figa-Saldaña et al., 2002), mientras que los flujos de calor y agua dulce mensuales se obtienen del reanalysis ERA5 (Hersbach et al., 2020).

Se activa la opción ANA\_DIURNAL\_SW (CROCO Doc 2.1.2, s. f.). Esta opción permite reintroducir un ciclo diurno idealizado de la radiación de onda corta cuando el forzante se prescribe como promedios sin

variabilidad explícita, lo que contribuye a representar de manera más realista la estratificación superficial y la evolución diurna de la capa de mezcla, con impacto en la TSM (Bernie et al., 2005; Shinoda, 2005). La física turbulenta vertical sigue el esquema LMD/KPP (K-Profile Parameterization) de Large et al. (1994) para la representación de la capa límite oceánica dentro de las opciones del modelo. Asimismo, se emplean esquemas de advección horizontal/vertical UP3/RSUP3, interpolación vertical tipo spline y una ecuación de estado no lineal. La integración se ejecuta en paralelo mediante librerías OpenMP, con un paso de tiempo  $\Delta t = 900$  s, ndtfast = 60 y salidas cada 3 días, durante un tiempo total de integración de 50 años. El análisis y las figuras presentadas corresponden al último año de integración.

**Tabla 1.** Resumen de componentes y parámetros clave

Componente	Parámetros/Valores	Objetivo/Justificación
Dominio	110°E–290°E; 30°S–30°N; $\Delta\lambda = \Delta\phi = 0.5^\circ$ ( $\approx 359 \times 125$ )	Cubrir el Pacífico tropical/ecuatorial, resolviendo zonas de proceso ENOS y corrientes ecuatoriales, con un balance adecuado entre resolución espacial y costo computacional.
Vertical $\sigma$	32 niveles; $\theta_s = 7$ ; $\theta_b = 2$ ; $h_c = 20$ m; $V_{transform} = 2$	Concentrar niveles en la capa superficial y profunda; $V_{transform}=2$ reduce errores en zonas someras; $h_c$ fija la transición $\sigma-z$ para una estratificación realista.
Batimetría	ETOPO2; suavizado $r \leq 0,25$ ; $h_{min} = 75$ m	Limitar errores asociados al gradiente de presión (r-factor) y restricciones CFL, empleando una batimetría global consistente.
Fronteras	Norte y Sur abiertas (OBC_NORTH, OBC_SOUTH) con OBC_M2CHARACT (modo 2D), OBC_M3ORLANSKI (momento 3D) y OBC_TORLANSKI (trazadores). Oeste y Este cerradas (pared sólida; sin OBC_WEST/EAST). Se aplica capa esponja (SPONGE) y nudging a climatología (CLIMATOLOGY + Z/M2/M3/TNUDGING) para amortiguar reflexiones y reducir deriva cerca de los límites abiertos. Costas: condición no-slip ( $\gamma_2 = 1$ ).	Permitir el intercambio de masa y propiedades, minimizando reflexiones y deriva del modelo, y ajustar lentamente a las climatologías en el dominio del modelo.

Forzantes superficiales	Taux, Tauy ASCAT (climatología mensual)	Representar el efecto de vientos alisios y cizalla ecuatorial mediante un forzante estable para simulaciones climatológicas.
Flujos Q/ E-P (agua dulce)	Componentes de ERA5: flujos de superficie de energía (Q) y agua dulce (E-P). E-P se representa como flujo salino virtual en la ecuación de salinidad.	Cerrar los balances de calor/agua, y reducir sesgos en TSM; incluye ciclo diurno de la radiación.
Física	LMD KPP (SKPP/BKPP/RIMIX/-CONVEC/NONLOCAL); UP3/R-SUP3; spline vertical; EOS no lineal	Representar una mezcla vertical realista (no-local y convección), con esquemas de advección poco difusivos y estable, perfiles verticales suaves y densidad coherente con T-S.
Ejecución	Ejecución en paralelo mediante OpenMP (24 procesadores), $\Delta t = 900$ s, ndtfast = 60; compilación GNU gfortran 12.2.0; OpenMPI 4.1.5; NetCDF-C/-Fortran local; HDF5 1.14.0; cluster GeoclusterIGP.	Paralelización en memoria compartida; relación baroclínica/barotrópica estable y control de la estabilidad numérica.
Salidas	Promedios cada 3 días (equivalente a 10 salidas/mes bajo calendario 360d=12x30) y de archivos de estados instantáneos (archivos históricos).	Almacenar promedios y diagnósticos para validación y análisis, reduciendo el ruido y el volumen total de datos. Resultados correspondientes para el último año de integración.

### 2.3. Forzantes oceánicos

Se emplea la climatología del World Ocean Atlas 2023, periodo 1991–2020 (Locarnini et al., 2024; Reagan et al., 2024), con el fin de construir campos mensuales de temperatura, salinidad y corrientes geostróficas, los cuales fueron interpolados bilinealmente a la grilla horizontal y los niveles verticales

sigma del modelo. A partir de estos campos se generaron las condiciones de borde e iniciales del modelo. Las corrientes geostróficas y el nivel del mar se calcularon de manera diagnóstica a partir de los gradientes horizontales de densidad inferidos del campo T-S mediante las herramientas de pre-procesamiento de CROCO\_TOOLS.

**Tabla 2.** El resumen de los principales componentes oceánicos utilizados se puede ver en la siguiente tabla

Variable	Descripción	Fuente y periodo	Procesamiento y control	Convención /notas
Temperatura	Temperatura del océano en coordenadas z	WOA2023 (1991–2020), archivo <i>temp_month.cdf</i>	Interpolación horizontal y vertical hacia niveles sigma mediante la rutina en Matlab de <i>vinterp_clm</i> ; suavizado de borde; consistencia con batimetría.	Positivo en °C; se usa para calcular densidad y corrientes geostróficas

Salinidad	Salinidad del océano en coordenadas z	WOA2023 (1991–2020), archivo <i>salt_month.cdf</i>	Procesamiento análogo a temperatura ( <i>vinterp_clm</i> ); control de consistencia T–S	Escala práctica de salinidad (PSU); se usa para densidad y balance hidrostático
$\zeta$ (zeta)	Elevación del nivel del mar	Derivado mediante la rutina en Matlab de <i>geost_currents</i>	Derivada geostrófica a partir de T–S; ajustada al <i>zref</i> definido en <i>croctools_param</i>	Positivo hacia arriba; 0 m promedio
u, v	Corrientes geostróficas zonal y meridional	Derivado mediante la rutina en Matlab de <i>geost_currents</i>	Gradientes horizontales de densidad (T–S); compatibilidad con condiciones de contorno abiertas	Positivo hacia el este y norte, respectivamente
$\rho$ (densidad)	Densidad potencial del agua de mar	Derivado mediante la rutina en Matlab de <i>get_pot</i>	Función del campo T–S (ecuación de estado TEOS-10)	kg m <sup>-3</sup> ; usada en el balance de momento.

## 2.4 Forzantes atmosféricas

El esfuerzo del viento se obtiene del Advanced Scatterometer (ASCAT) para el periodo 2007–2022, y los datos se interpolan bilinealmente a la grilla del modelo. Por su parte, los flujos de calor y de agua dulce se obtienen del reanálisis ERA5. Se calcula el flujo neto de calor o energía a partir de las variables de flujo de calor sensible, flujo de calor latente, radiación de onda corta hacia la superficie y radiación de onda larga hacia la superficie, así como el flujo de agua dulce, calculado como evaporación menos precipitación. Adicionalmente, para mantener consisten-

cia y compatibilidad con el conjunto de forzantes en formato COADS (p. ej., para la construcción/validación de variables como E–P y densidad del aire, además de posteriores experimentos bajo otra metodología), se incorporan variables termodinámicas auxiliares, incluyendo la temperatura del aire a dos metros, la temperatura del mar en la superficie y la humedad específica; esta última se estima a partir de la temperatura y la presión mediante una versión mejorada de la fórmula de Magnus para la presión de vapor de saturación (Alduchov & Eskridge, 1996), sin recalcular los flujos turbulentos cuando estos ya provienen de ERA5.

**Tabla 3.** Esquema de forzantes/diagnósticos atmosféricos para CROCO

Nombre de la variable	Descripción	Fuente y periodo	Procesamiento y control	Convención de signos/notas
<i>sustr</i> ( <i>Taux</i> )	Esfuerzo del viento zonal en la superficie	ASCAT (2007–2022) climatología mensual	Grilla ASCAT → Grilla de datos de entrada del modelo.	Positivo hacia el este
<i>svstr</i> ( <i>Tauy</i> )	Esfuerzo del viento meridional en la superficie	ASCAT (2007–2022) climatología mensual	Grilla ASCAT → Grilla de datos de entrada del modelo.	Positivo hacia el norte
<i>sst</i> o <i>tsm</i>	Temperatura superficial del mar (TSM) usada en flujos	ERA5 (TSM, 1991–2020)	Conversión K → °C	Consistente con <i>dQdSST</i>

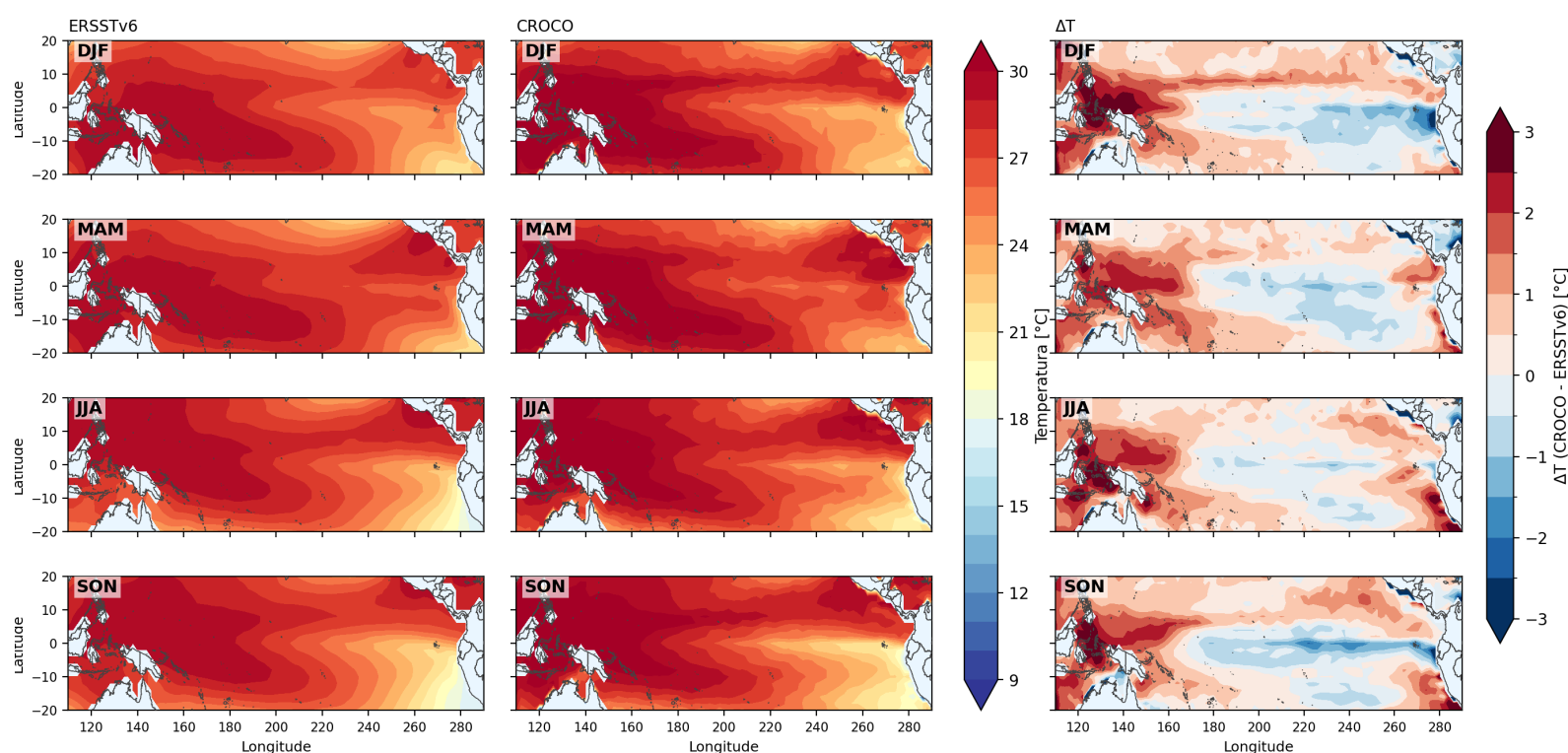
qsea	Humedad específica "cerca de superficie" (mar)	ERA5 (q en niveles, 1991–2020)	Aproximación: seleccionar 1000 hPa kg/k → g/kg;	Usada en bulk fluxes mediante la velocidad del viento
shflux	Flujo de calor neto	ERA5 (1991–2020)	Balance estándar: onda corta (↓SW) + onda larga (↓LW) – latente – sensible	Positivo hacia el océano
swrad	Radiación de onda corta	ERA5 (1991–2020)	Promedio mensual; coherencia con shflux	Positivo hacia el océano
dQdSST	Sensibilidad del flujo neto a cambios en TSM	WOA2023 (1991–2020)	Aproximación tipo bulk: combinación de términos latente + sensible	Importante en el intercambio de energía
SSS	Salinidad superficial	Diagnóstico a partir de ERA5	WOA2023 → grilla de datos de entrada del modelo.	Consistencia T–S
precip	Precipitación	ERA5 (tp, 1991–2020)	Aproximación: según unidades de origen, convertir a mm/3 h	Siempre ≥0
swflux (emp)	Flujo de agua dulce en superficie (E–P; sin ríos)	Derivado de ERA5	Aproximación práctica: $E \approx \frac{-mslh}{L_v}$ ; P convertido; $swflux = E - P$	Positivo hacia el océano y derivado mediante bulk.

### 3. Resultados preliminares

#### 3.1 Temperatura superficial del mar

La Figura 2 muestra la distribución estacional de la TSM en el Pacífico tropical para ERSSTv6 (columna izquierda), CROCO (columna central) y la diferencia entre ambos (columna derecha), promediada en las

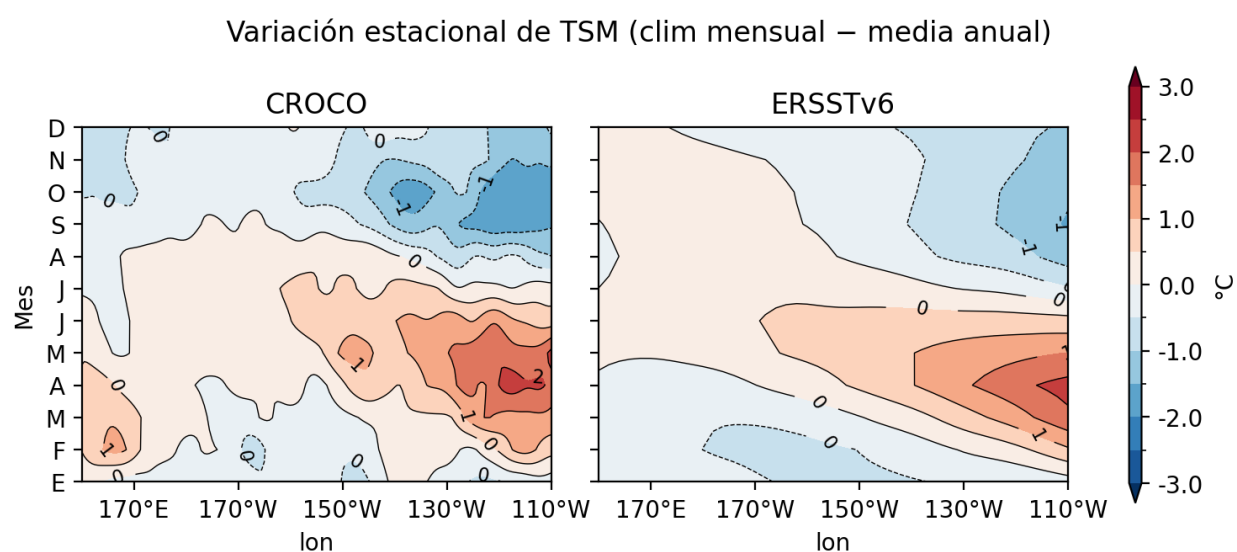
cuatro estaciones del año (DJF, MAM, JJA y SON). La simulación numérica reproduce el patrón espacial característico del Pacífico tropical, incluyendo la piscina cálida en el Pacífico occidental (>29 °C) y la lengua fría en la zona oriental. Entre JJA y SON se intensifica la lengua fría ecuatorial en el Pacífico oriental, asociada al afloramiento ecuatorial y al fortalecimiento de los alisios del sureste.



**Figura 2.** TSM estacional media: ERSSTv6 (izq.), CROCO en grilla ERSSTv6 (centro) y  $\Delta T = CROCO - ERSSTv6$  (der.). DJF, MAM, JJA y SON significan el promedio de December-January-February, March-April-May, June-July-August y September-October-November, respectivamente.

La columna de diferencias  $\Delta T$  (CROCO – ERSSTv6) pone de manifiesto sesgos sistemáticos del modelo, que se expresan como: (i) un calentamiento relativo a lo largo de la costa de Perú–Ecuador y el extremo este ecuatorial ( $\approx +0.5$  a  $+2$  °C), más marcado en JJA–SON, posiblemente por una subestimación del afloramiento costero o mezcla vertical excesiva poco profunda (Richter, 2015) o una sobreestimación de la radiación solar introducida por reanálisis acoplados

como ERA5 (Babar et al., 2019; Smith et al., 2019) y (ii) un enfriamiento relativo en el Pacífico central–oriental ( $\approx -0.5$  a  $-2$  °C), coherente con una lengua fría más extensa hacia el centro del Pacífico o con diferencias/incertidumbres en los flujos superficiales de calor del reanálisis (incluida la radiación de onda corta), que pueden contribuir al enfriamiento simulado (Li & Xie, 2014).



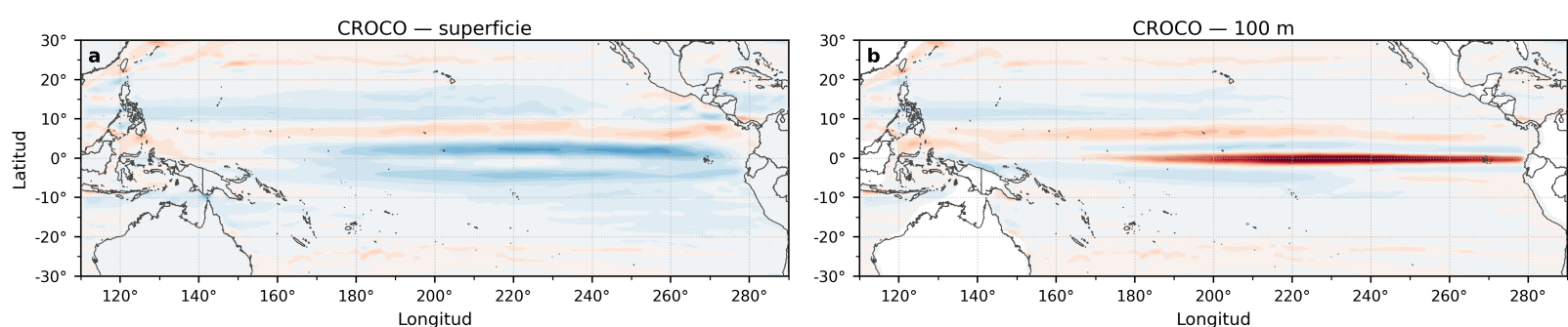
**Figura 3.** Variación estacional de la TSM (promedio mensual del último año – media anual del último año) en un diagrama longitud–tiempo, promediada sobre la banda ecuatorial ( $\pm 2^\circ$ ). Se muestran CROCO (izquierda) y ERSSTv6 (derecha) para  $170^\circ\text{E}$ – $110^\circ\text{W}$ .

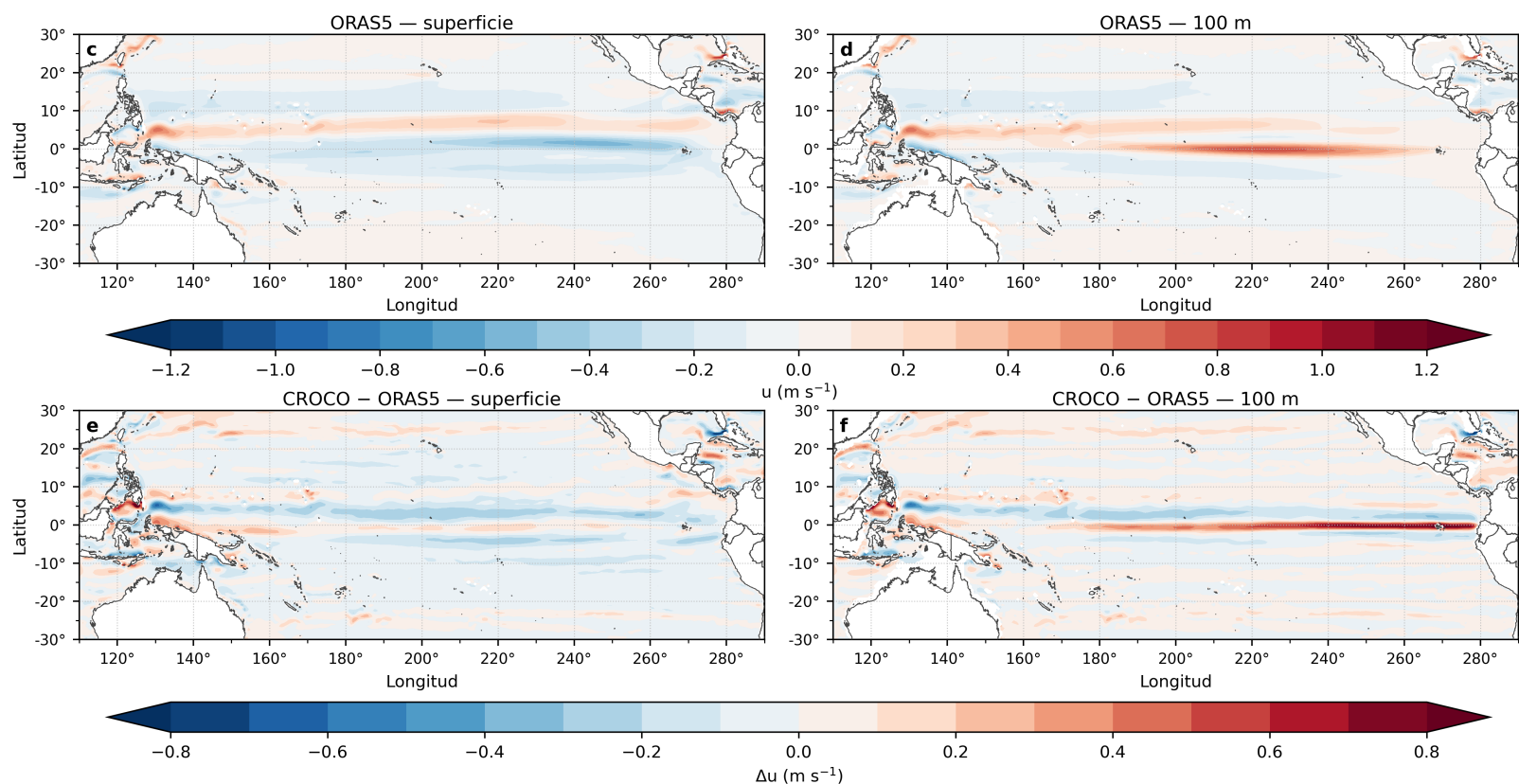
El diagrama Hovmöller en la Figura 3 muestra la variación estacional de la TSM a lo largo del ecuador. El modelo CROCO reproduce el ciclo anual típico, con un calentamiento durante MAM y un enfriamiento en JJA–SON asociado al fortalecimiento de la lengua fría en el Pacífico oriental. Sin embargo, CROCO presenta un máximo cálido más intenso y extendido hacia el oeste (se prolonga hasta  $\sim 140$ – $150$  °W) y ligeramente retardado ( $\sim 1$  mes). En contraste, el mínimo frío de JJA–SON es más débil en CROCO y el gradiente zonal de TSM aparece más suave, lo que es consistente con una subestimación del afloramiento/mezcla fría en el extremo este, así como con diferencias en la

fase/amplitud del ciclo estacional.

### 3.2. Corriente superficial y subsuperficial

La Figura 4 resume la circulación zonal ecuatorial y permite evaluar su coherencia entre el modelo CROCO y el reanalysis ORAS5. En ambos productos, se observa que la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC, South Equatorial Current) domina la capa superficial con flujo zonal negativo ( $u > 0$ ) esto es hacia el oeste a ambos lados del ecuador.





**Figura 4.** Comparativa de la componente zonal  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) entre CROCO (panel superior) y ORAS5 (panel intermedio) y su diferencia (panel inferior).

En latitudes ligeramente mayores del hemisferio norte ( $\sim 5 - 10^\circ \text{N}$ ) se identifica la Contracorriente Ecuatorial del Norte (NECC, North Equatorial Countercurrent), caracterizada por una componente zonal positiva ( $u > 0$ ), que fluye hacia el este compensando parcialmente el transporte superficial de la SEC y reflejando el gradiente meridional de nivel del mar (Wang & Wu, 2013).

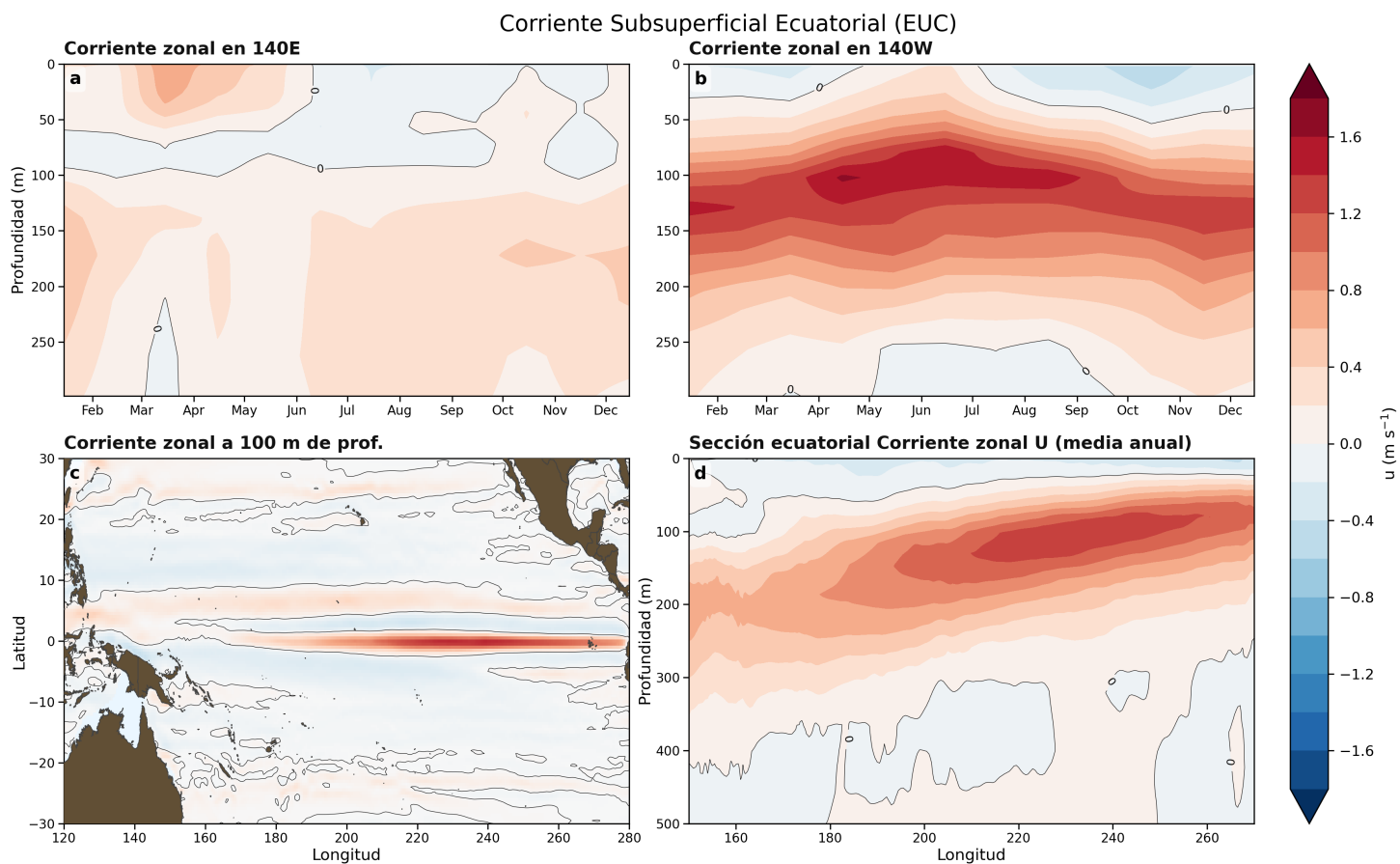
A aproximadamente 100 m de profundidad, sobre el ecuador, emerge un núcleo angosto de velocidad positiva ( $u > 0$ ) identificado como la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC, Equatorial Undercurrent). Esta corriente es persistente y fluye hacia el este bajo la Corriente Ecuatorial del Sur (Wang & Wu, 2013).

La comparación entre las corrientes simuladas por CROCO y ORAS5 muestra una buena coherencia espacial en ambas profundidades. Las diferencias  $\Delta u = \text{CROCO} - \text{ORAS5}$  (Figura 4, paneles e-f) son mayormente acotadas ( $|\Delta u| \lesssim 0.2 - 0.4 \text{ m s}^{-1}$  en extensas áreas), y se concentran en tres regiones: (i) la banda ecuatorial, donde ligeros desplazamientos o diferencias en la intensidad del núcleo de la EUC generan señales alternantes de  $\Delta u$ ; (ii) los márgenes orientales y áreas cercanas de la costa sudamericana, asociadas

a variaciones en los chorros y procesos de afloramiento; y (iii) sectores del Pacífico occidental vinculados a la interacción con las corrientes de borde y a la circulación tropical-subtropical. En conjunto, la Figura 4 indica que CROCO reproduce la estructura zonal esperada (SEC-NECC-EUC), con sesgos moderados y espacialmente localizados respecto de ORAS5.

### 3.3. Corriente ecuatorial subsuperficial (euc)

La Figura 5b muestra que la EUC emerge sobre el ecuador, con un núcleo ubicado entre aproximadamente 80 y 150 m de profundidad (Figura 5d), que asciende hacia el Pacífico oriental y alcanza velocidades máximas del orden de  $>1 - 1.6 \text{ m s}^{-1}$  en el centro-este ( $180 - 120^\circ \text{W}$ ). Su intensificación estacional se concentra entre mayo y septiembre en  $140^\circ \text{W}$  (Figura 5b), en coherencia con el fortalecimiento de los alisos y el gradiente zonal de la profundidad de la termoclina, mientras que la sección longitud-profundidad muestra su intensificación vertical con las corrientes superficiales hacia el oeste.



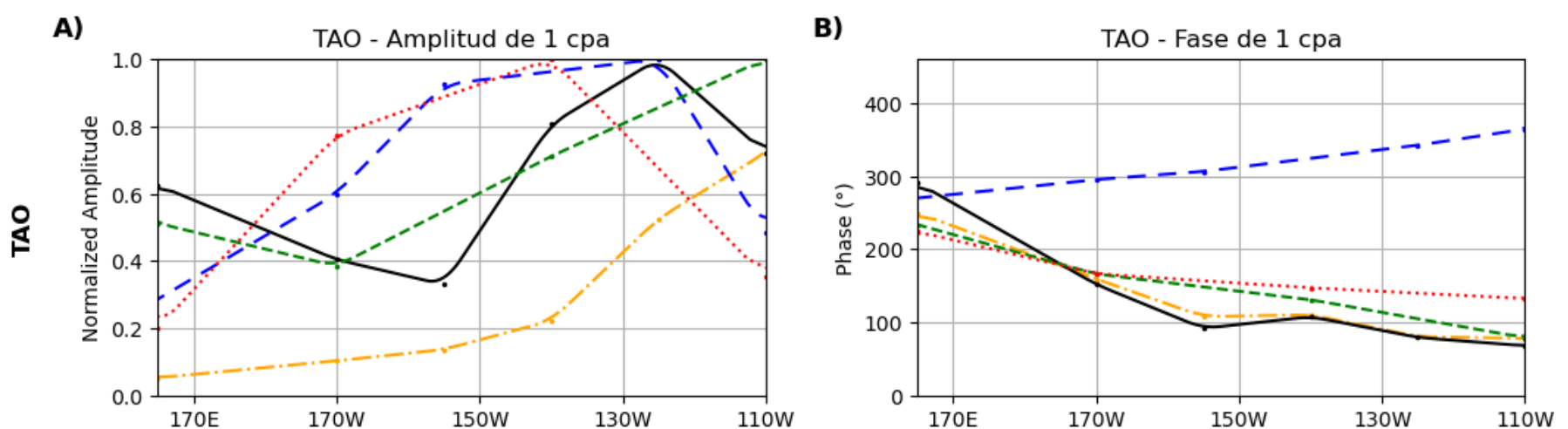
**Figura 5.** Estructura y estacionalidad de la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC) en CROCO. Hovmöller tiempo–profundidad de la componente zonal de la corriente en el ecuador en (a) 140 °E y (b) 140 °W; (c) mapa de a 100 m; (d) sección ecuatorial longitud–profundidad (media anual).

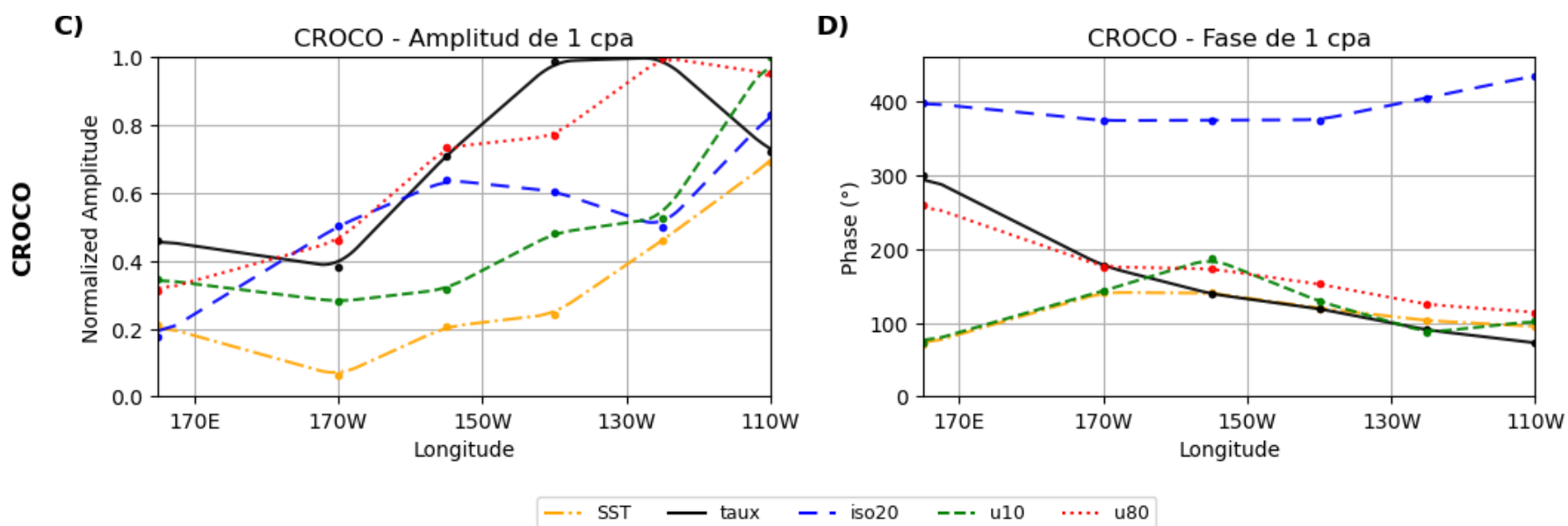
Esta representación es relevante porque la EUC constituye un componente clave de la variabilidad subsuperficial ecuatorial y de la estructura de la termoclina. Su variabilidad está estrechamente acoplada a los cambios de contenido de calor del Pacífico ecuatorial que caracterizan la evolución de ENOS (Meinen & McPhaden, 2000), modula la disponibilidad de nutrientes y la biogeoquímica del Pacífico oriental y controla la variabilidad subsuperficial que los modelos deben reproducir adecuadamente para reducir sesgos en la profundidad de la termoclina de 20 °C y en las corrientes asociadas (Stellema et al., 2022; Yu & McPhaden, 1999).

### 3.4. Análisis de fase

En esta sección se analiza, a lo largo del ecuador, la

relación entre el pseudo-esfuerzo zonal del viento ( $|U|u$ ;  $m^2 s^{-2}$ ) derivado de TAO y el esfuerzo zonal del viento ( $Taux$ ;  $N m^{-2}$ ) en CROCO. El pseudo-esfuerzo no es idéntico a  $Taux$  en unidades, pero es una aproximación estándar para comparar variabilidad estacional y fases (Yu y McPhaden, 1999). Las corrientes zonales oceánicas a 10 m ( $u_{10}$ ,  $m s^{-1}$ ) y, a 80 m ( $u_{80}$ ,  $m s^{-1}$ ), la temperatura superficial del mar (TSM/SST, °C) y la profundidad de la isoterma de 20 °C (Z20 o iso20). Los niveles de 10 m y 80 m se adoptan para representar, respectivamente, la respuesta superficial directamente forzada por el viento y la variabilidad subsuperficial asociada a la termoclina superior y a la EUC, siguiendo Yu y McPhaden (1999). En el análisis armónico, 1 cpa representa el ciclo anual y 2 cpa el semianual.



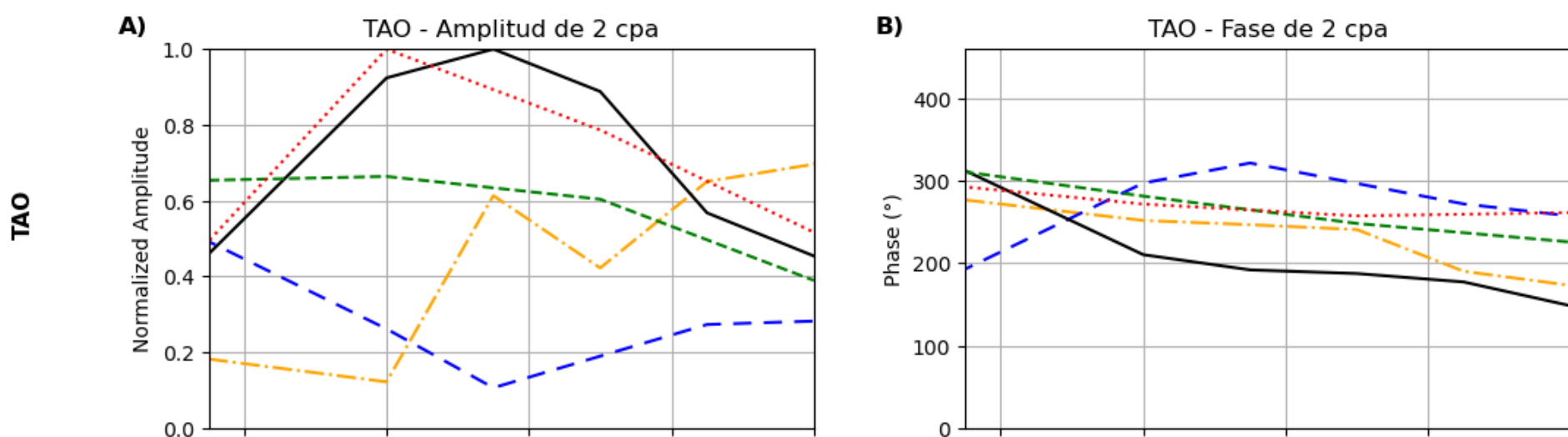


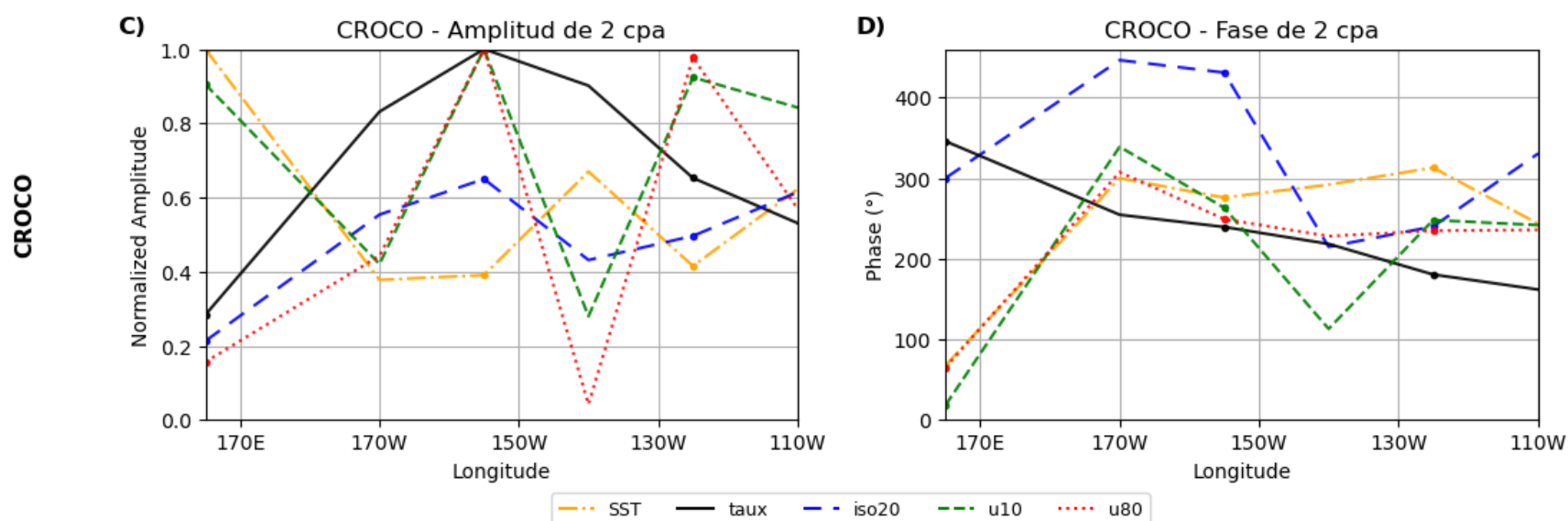
**Figura 6.** CArmónico anual (1 cpa) a lo largo del ecuador (165°E–110°W), muestreado en las longitudes de TAO: TAO (a) y CROCO (b) para el último año de integración. Paneles izquierdos: amplitud normalizada. Paneles derechos: fase (°). Variables: Taux (TAO: pseudo-esfuerzo zonal del viento  $P_x=|U|u$ ), derivado del viento a 10 m; CROCO: esfuerzo de viento zonal (Taux/sustr), u10 (corriente zonal ~10 m), u80 (corriente zonal ~80 m), SST/TSM e iso20 (profundidad de la isoterma de 20 °C).

En el armónico anual (Figura 6), los datos de TAO (fila superior; paneles A–B) muestran que la amplitud del (pseudo-)esfuerzo zonal del viento (Taux, derivado del viento a 10 m) es mayor en el extremo oeste (170°E) y vuelve a intensificarse hacia el centro-este ( $\approx 130^\circ W$ ). La corriente superficial u10 crece casi de forma continua hacia el este (máximo en  $110^\circ W$ ), mientras que la corriente subsuperficial u80 y la profundidad de la isoterma iso20 aumentan desde el oeste y alcanzan sus máximos en el centro-este ( $\approx 150\text{--}130^\circ W$ ) y disminuyen hacia  $110^\circ W$ . La TSM (SST) tiene amplitud baja en el oeste y se intensifica hacia el este, con su mayor valor cerca de  $110^\circ W$ . En términos de fase, Taux, u10, u80 y SST muestran fases que disminuyen

hacia el este, lo que indica que sus máximos anuales ocurren “más temprano” en el este. En contraste, iso20 mantiene fases sustancialmente mayores y aumenta hacia el este, indicando que su máximo anual ocurre en una época distinta y más tardía respecto a las demás variables.

En CROCO (fila inferior; paneles C–D), el modelo mantiene el patrón general de amplitud (u10 y SST crecen hacia el este y u80/iso20 son más fuertes en el centro-este). Sin embargo, la fase de las variables oceánicas muestra una mayor dispersión longitudinal, destacando nuevamente iso20 por su desacople temporal respecto al resto del sistema.





**Figura 7.** Armónico semianual (2 cpa) a lo largo del ecuador (165°E–110°W) muestreado en las longitudes de TAO. Fila superior: TAO (A–B). Fila inferior: CROCO interpolado a longitudes TAO (C–D, último año de integración). Columna izquierda: amplitud normalizada. Columna derecha: fase (°). Variables: Taux (TAO: pseudo-esfuerzo zonal del viento  $P_x=|U|u$ , derivado del viento a 10 m; CROCO: esfuerzo de viento zonal (Taux/sustr), u10 (corriente zonal ~10 m), u80 (corriente zonal a 80 m), SST e iso20. En 2 cpa,  $360^\circ \approx 6$  meses ( $30^\circ \approx 0.5$  mes).

En el armónico semianual (Figura 7), los datos de TAO (paneles A–B) muestran que la amplitud de Taux es mayor en el Pacífico central ( $\approx 170^\circ\text{W}$ – $150^\circ\text{W}$ ) y disminuye hacia el este. La corriente subsuperficial u80 también presenta amplitudes relativamente altas en el sector central y decrece hacia  $110^\circ\text{W}$ , mientras que u10 tiende a ser más uniforme y muestra una ligera disminución hacia el este.

En CROCO (paneles C–D), la amplitud del 2 cpa es más irregular a lo largo del ecuador: Taux mantiene un máximo en el sector central, pero u10 y u80 muestran picos y mínimos más marcados con la longitud, y iso20 presenta una respuesta semianual con variaciones notables. En fase (panel D), Taux conserva una pendiente suave hacia el este, mientras que u10, u80 e iso20 presentan cambios más abruptos a lo largo de la longitud. En conjunto, el modelo reproduce rasgos generales del ciclo semianual, pero persisten discrepancias en la distribución longitudinal de amplitud y fase; por ello, se requieren experimentos adicionales (p. ej., probando distintas fuentes de vientos/flujo o ajustes de parametrizaciones) para mejorar la representación estacional de la TSM, las corrientes y la variabilidad asociada a la termoclina.

## Referencias

Alduchov, O. A., & Eskridge, R. E. (1996). Improved Magnus form approximation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 35(4), 601–609. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1996\)035%3C0601:IMFAOS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035%3C0601:IMFAOS%3E2.0.CO;2)

Auclair, F., Benshila, R., Bordoís, L., Boutet, M., Bré-

mond, M., Caillaud, M., Cambon, G., Capet, X., Debreu, L., Ducouso, N., Dufois, F., Dumas, F., Ethé, C., Gula, J., Hourdin, C., Illig, S., Jullien, S., Le Corre, M., Le Gac, S., Le Gentil, S., Lemarié, F., Marchesiello, P., Mazoyer, C., Morvan, G., Nguyen, C., Penven, P., Person, R., Pianezze, J., Pous, S., Renault, L., Roblou, L., Sepulveda, A., & Theetten, S. (2022). Coastal and Regional Ocean COmmunity model (CROCO) (Version 1.3) [Computer software]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7415343>

Babar, B., Graversen, R. G., & Xie, J. (2019). Evaluation of ERA5 surface solar radiation estimates over the Arctic. *Solar Energy*, 183, 345–355. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2019.02.058>

Bernie, D. J., Woolnough, S. J., Slingo, J. M., & Guilyardi, E. (2005). Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer. *Journal of Climate*, 18(8), 1190–1202. <https://doi.org/10.1175/JCLI3319.1>

CROCO Doc 2.1.2 documentation. (s. f.). 17.1. cppdefs.h (ANA\_DIURNAL\_SW). Recuperado el 20 de enero de 2026, de [https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco\\_doc/model/model.appendices.cppdefs.h.html](https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco_doc/model/model.appendices.cppdefs.h.html)

EUMETSAT. (2007–2022). ASCAT Surface Wind Products – Climate Data Record (CDR) v2.1 [Data set]. <https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-112>  
Figa-Saldaña, J., Wilson, J. J. W., Attema, E., Gels thorpe, R., Drinkwater, M. R., & Stoffelen, A. (2002). The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28(3), 404–412. <https://doi.org/>

g/10.5589/m02-035

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), 363–403. <https://doi.org/10.1029/94RG01872>

Li, G., & Xie, S.-P. (2014). Tropical biases in CMIP5 multimodel ensemble: The excessive equatorial Pacific cold tongue and double ITCZ problems. *Journal of Climate*, 27(4), 1765–1780. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00337.1>

Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Baranova, O. K., Reagan, J. R., Boyer, T. P., Seidov, D., Wang, Z., Garcia, H. E., Bouchard, C., Cross, S. L., Paver, C. R., & Dukhovskoy, D. (2024). World Ocean Atlas 2023, Volume 1: Temperature (NOAA Atlas NESDIS 89). National Oceanic and Atmospheric Administration. <https://doi.org/10.25923/54bh-1613>

Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 181–217. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>

Meinen, C. S., & McPhaden, M. J. (2000). Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 13(20), 3551–3559. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C3551:OOWWVC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C3551:OOWWVC%3E2.0.CO;2)

McPhaden, M. J., Busalacchi, A. J., Cheney, R., Donguy, J. R., Gage, K. S., Halpern, D., et al. (1998). The Tropical Ocean–Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14169–14240. <https://doi.org/10.1029/97JC02906>

McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., & Glantz, M. H. (2006). ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science*, 314(5806), 1740–1745. <https://doi.org/10.1126/science.1132588>

National Geophysical Data Center - [NGDC]. (2006). ETOPO2v2: 2-minute Gridded Global Relief Data [Data set]. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5J1012Q>

Nie, X., Gao, S., Wang, F., Chi, J., & Qu, T. (2019). Origins and pathways of the Pacific Equatorial Undercurrent identified by a simulated adjoint tracer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(4), 2331–2347. <https://doi.org/10.1029/2018-JC014212>

NOAA National Centers for Environmental Information. (2023). World Ocean Atlas 2023 (WOA23): 1991–2020 climatological normals [Data set]. <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>

Reagan, J. R., Seidov, D., Wang, Z., Dukhovskoy, D., Boyer, T. P., Locarnini, R. A., Baranova, O. K., Mishonov, A. V., Garcia, H. E., Bouchard, C., Cross, S. L., & Paver, C. R. (2024). World Ocean Atlas 2023, Volume 2: Salinity (NOAA Atlas NESDIS 90). National Oceanic and Atmospheric Administration. <https://doi.org/10.25923/70qt-9574>

Richter, I. (2015). Climate model biases in the eastern tropical oceans: Causes, impacts and ways forward. *WIREs Climate Change*, 6(3), 345–358. <https://doi.org/10.1002/wcc.338>

Sanabria, J., Bourrel, L., Dewitte, B., Frappart, F., Rau, P., Solis, O., & Labat, D. (2018). Rainfall along the coast of Peru during strong El Niño events. *International Journal of Climatology*, 38(4), 1737–1747. <https://doi.org/10.1002/joc.5292>

Smith, N., Kessler, W. S., Cravatte, S., Sprintall, J., Wijffels, S., Cronin, M. F., Sutton, A., Serra, Y. L., Dewitte, B., Strutton, P. G., Hill, K., Sen Gupta, A., Lin, X., Takahashi, K., Chen, D., & Brunner, S. (2019). Tropical Pacific Observing System. *Frontiers in Marine Science*, 6, Article 31. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00031>

Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404. <https://doi.org/10.1016/j.oceanmod.2004.08.002>

Shinoda, T. (2005). Impact of the diurnal cycle of solar radiation on intraseasonal SST variability in the western equatorial Pacific. *Journal of Climate*,

18(14), 2628–2636. <https://doi.org/10.1175/JCLI3432.1>

Stellema, A., Sen Gupta, A., , Taschetto, A., & Feng, M. (2022). Pacific Equatorial Undercurrent: Mean state, sources, and future change across models. *Frontiers in Climate*, 4, 933091. <https://doi.org/10.3389/fclim.2022.933091>

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M., & Lavado-Casimiro, W. (2018). Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, 38(1), 420–435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>

## TPOS-2020 reports; ORAS5 documentation

Wang, L.-C., & Wu, C.-R. (2013). Contrasting the flow patterns in the equatorial Pacific between two types of El Niño. *Atmosphere-Ocean*, 51(1), 60–74. <https://doi.org/10.1080/07055900.2012.744294>

Wilks, D. S. (2019). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (4th ed.). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/c2017-0-03921-6>

Yu, X., & McPhaden, M. J. (1999). Seasonal variability in the equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29(5), 925–947. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<0925:svitep>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0925:svitep>2.0.co;2)

Zuo, H., Balmaseda, M. A., Tietsche, S., Mogensen, K., & Mayer, M. (2019). The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean Science*, 15(3), 779–808. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>

# RESUMEN INFORME TÉCNICO

## n.º PPR/EL NIÑO-IGP/2025-11

Publicado el 11 de julio de 2025

Es muy probable que las ondas de Kelvin frías continúen presentes en la costa peruana hasta enero de 2026. Luego, se espera el arribo de ondas de Kelvin cálidas durante el verano, principalmente. Estas ondas serían consecuencia de la reflexión de ondas de Rossby en el extremo occidental. Para octubre, según el Índice Costero El Niño (ICEN), se mantiene en la categoría Neutra (-0.42), al igual que los ICEN temporales (ICEN-tmp) estimados para noviembre (-0.55) y diciembre (-0.57). Asimismo, el promedio de los pronósticos de los modelos climáticos de NMME indican, a la fecha, que las anomalías de la temperatura superficial del mar frente a la costa norte y centro del Perú permanecerían dentro de la categoría Neutra hasta abril de 2026. No obstante, desde mayo de 2026, los modelos pronostican el desarrollo de un evento El Niño costero que se extendería, por lo pronto, hasta octubre. En el Pacífico central, el Índice Oceánico Niño (ONI, por sus siglas en inglés) correspondiente a octubre (-0.55) se localiza en la categoría Fría Débil, al igual que los valores del ONI temporales de noviembre (-0.64) y diciembre (-0.62). El promedio de los pronósticos de los modelos climáticos de NMME para diciembre de 2025 indican la categoría Fría Débil; entre enero y mayo de 2026 se localizan en la categoría Neutra.

Finalmente, a partir de junio de 2026, el promedio de los pronósticos indica el desarrollo de un evento El Niño en el Pacífico central.

El informe técnico completo se encuentra disponible en: <http://hdl.handle.net/20.500.12816/5775>



**Advertencia:** El presente informe sirve como insumo para la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno "El Niño" (ENFEN). El pronunciamiento colegiado de la comisión multisectorial del ENFEN es la información oficial definitiva. La presente información podrá ser utilizada bajo su propia responsabilidad.

# COMUNICADO OFICIAL

## EFEN n.º 13 – 2025



ESTUDIO NACIONAL DEL  
FENÓMENO "EL NIÑO"

COMISIÓN MULTISECTORIAL ENCARGADA  
DEL ESTUDIO NACIONAL DEL FENÓMENO "EL NIÑO" – ENFEN  
Decreto Supremo n.º 007-2017-PRODUCE

**Estado del sistema de alerta: No activo<sup>1</sup>**

Publicado el 18 de diciembre de 2025

La Comisión Multisectorial del ENFEN, en base al análisis de las condiciones oceánicas y atmosféricas observadas hasta la fecha, así como de los pronósticos de los modelos climáticos nacionales e internacionales, mantiene el Estado del Sistema de Alerta ante El Niño Costero/La Niña Costera en "No Activo" para la región Niño 1+2 y considera que, para este verano (diciembre 2025 - marzo 2026), en la región Niño 1+2 (Figura 1), es más probable la condición neutra (58 %), seguida de las condiciones cálidas (32 %) (Tabla 1, Figura 2). A partir de abril de 2026, las condiciones cálidas débiles<sup>2</sup> son las más probables, persistiendo al menos hasta agosto de 2026.

Por otro lado, en el Pacífico central (región Niño 3.4, Figura 1), es más probable que la condición fría débil continúe hasta enero de 2026 (Figura 2). Para el verano 2025-2026 es más probable la condi-

ción neutra (52 %), seguida de la condición fría débil (43 %) (Tabla 2, Figura 2).

Sin embargo, para fines de otoño e inicios de invierno las condiciones cálidas débiles pasarían a ser las más probables.

Para el trimestre enero 2025 – marzo<sup>3</sup> 2026, se prevén precipitaciones dentro de lo normal en la costa norte, así como, en la vertiente occidental andina norte; sin embargo, no se descartan lluvias de moderada intensidad y puntuales, especialmente durante marzo.

En cuanto al pronóstico hidrológico<sup>4</sup>, se prevé que en los ríos de la Vertiente Hidrográfica del Pacífico predominen caudales próximos a lo normal, sin descartar crecidas repentina.

<sup>1</sup> No Activo: ocurre cuando se presentan condiciones neutras o cuando el análisis de las condiciones oceánicas y atmosféricas observadas y de la predicción de los modelos climáticos, el pronóstico probabilístico mensual del Índice Costero El Niño (ICEN), indica que la probabilidad de la categoría neutra superará el 50 % durante al menos los siguientes tres meses consecutivos (Nota Técnica ENFEN 02-2024; <https://enfen.imarpe.gob.pe/download/nota-tecnica-enfen02-2024-sistema-de-alerta-ante-el-nino-y-la-nina-costera/>)

<sup>2</sup> Condición de "cálida débil" es cuando el ICEN es mayor que +0.5 y menor o igual que +1.3, (Nota Técnica ENFEN 01-2024; <https://enfen.imarpe.gob.pe/download/nota-tecnica-enfen-01-2024-definicion-operacional-de-los-eventos-el-nino-costero-y-la-nina-costera-en-elperu/?wpdmdl=1905&refresh=691b0d3c0f0f51763380540>)

<sup>3</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02262SENA-67.pdf>

<sup>4</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02694SENA-63.pdf>

En cuanto a los recursos pesqueros, se prevé para las próximas semanas, que la anchoveta del stock norte-centro presente una distribución dentro de las 50 millas de la costa. Respecto a los recursos transzonales, se espera una mayor disponibilidad de jurel, caballa, bonito y perico en el litoral peruano, acorde con su estacionalidad.

Se recomienda a los tomadores de decisiones adoptar medidas correspondientes a la prevención, preparación y reducción del riesgo de desastres. Asimismo, se sugiere dar seguimiento constante a los avisos meteorológicos<sup>5</sup> y pronósticos estacionales<sup>6</sup>, para las acciones correspondientes. Por otro lado, se exhorta a la población a mantenerse informada a través de las fuentes oficiales del ENFEN.

La Comisión Multisectorial del ENFEN continuará monitoreando la evolución de las condiciones oceánicas,

atmosféricas y biológicas-pesqueras, y actualizando las perspectivas. La emisión del próximo Comunicado Oficial ordinario será el jueves 15 de enero de 2026.

- Para más información, consultar el Informe Técnico en el siguiente enlace:

<https://enfen.imarpe.gob.pe/download/informe-tecnico-enfen-ano-11-n14-al-16-de-diciembre-2025/>

#### INSTITUCIONES MIEMBROS DEL ENFEN



<sup>5</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02694SENA-63.pdf>

<sup>6</sup> <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/02694SENA-63.pdf>



-  @igp.peru
-  @igp\_peru
-  @igp.peru
-  @igp\_videos
-  @institutogeofisicodelperu
-  @igp.peru