

AVANCE DE INVESTIGACIÓN

EL AFLORAMIENTO COSTERO EN EL SISTEMA DE CORRIENTES DE HUMBOLDT FRENTE A PERÚ

Royer Manay¹, Ivonne Montes¹, Fernando Campos¹ y Berlín Segura¹

RESUMEN

El afloramiento costero es un fenómeno oceanográfico por el cual se transportan aguas subsuperficiales frías y ricas en nutrientes hacia la superficie. El proceso físico de afloramiento se puede estudiar en base al Transporte y Bombeo de Ekman, los que son gobernados por el esfuerzo del viento superficial en el mar. En tal sentido, el presente trabajo calcula un índice basado en el bombeo de Ekman empleando información satelital del esfuerzo del viento. El uso de un índice permite cuantificar la interacción entre el océano y la atmósfera, lo cual representa una oportunidad para un mejor conocimiento y monitoreo. Los resultados destacan la importancia de la variabilidad a escala local y la fuerte influencia de la estacionalidad en el afloramiento costero a lo largo de la costa peruana.

Palabras clave: *Afloramiento costero, índice de afloramiento, Bombeo de Ekman, Sistema de Corrientes de Humboldt y Acoplamiento Océano-Atmósfera*

AFILIACIÓN:

1. Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Citar como: Manay, R., Montes, I., Campos, F., Segura, B. (2021). El afloramiento costero en el sistema de corrientes de Humboldt frente a Perú. *Boletín científico El Niño, Instituto Geofísico del Perú*, Vol. 8 n.º 04 , págs. 16-21.

INTRODUCCIÓN

El mar peruano se caracteriza por ser típicamente frío y debido al transporte vertical ascendente de aguas subsuperficiales frías y ricas en nutrientes, conocido como afloramiento costero, posee altas tasas de productividad primaria que se relaciona a la disponibilidad de nitratos en la zona eufótica (Pennington et al., 2006). Este transporte ascendente puede ser el resultado de los mecanismos denominados como el transporte de Ekman y el bombeo de Ekman (Jacox et al., 2018).

Los mecanismos de Ekman están gobernados principalmente por la acción del esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica y por la rotación terrestre (fuerza de Coriolis), donde la orografía y la proyección de las costas pueden amplificar el resultado del afloramiento costero en algunas áreas geográficas. Además, los mecanismos de Ekman determinan e impactan las condiciones oceanográficas y climáticas de los denominados sistemas de borde oriental, tal como es el caso del sistema de corrientes de Humboldt, el cual se extiende entre los 5°S y 40°S del continente sudamericano (Montecino & Lange, 2009; Strub et al., 1998).

Caracterizar la intensidad del afloramiento costero tiene una gran importancia tanto en términos de su conocimiento como de monitoreo. Bravo et al. (2016) proponen un índice que puede ser calculado a partir del bombeo de Ekman (es decir el transporte vertical de masas de agua) al cual se le integra un término cuyos cambios están asociados al esfuerzo del viento zonal y a la variación latitudinal del parámetro de Coriolis. Por tanto, esta investigación propone utilizar la metodología propuesta en Bravo et al. (2016) para investigar el índice de afloramiento para el ciclo anual y cambios estacionales. De esta manera, se busca ampliar el conocimiento del afloramiento costero y su variabilidad en el sistema de corrientes de Humboldt frente a Perú.

METODOLOGÍA

Para calcular el índice de afloramiento se utilizan las componentes zonal y meridional del esfuerzo del viento superficial del producto denominado "blended", el cual es el resultado del procesamiento de la información multisatelital de ASCAT, QuikSCAT y WindSAT (Bentamy et al., 2017). Temporalmente, los datos son mensuales y abarcan el período 1992-2018 y tienen una resolución espacial de 25 km.

El índice de Afloramiento es calculado a partir de la siguiente ecuación (Bravo et al., 2016):

$$\text{Índice de afloramiento} = \frac{\text{Curl}(\tau)}{\rho_w f} + \frac{\beta \tau_x}{\rho_w f^2}$$

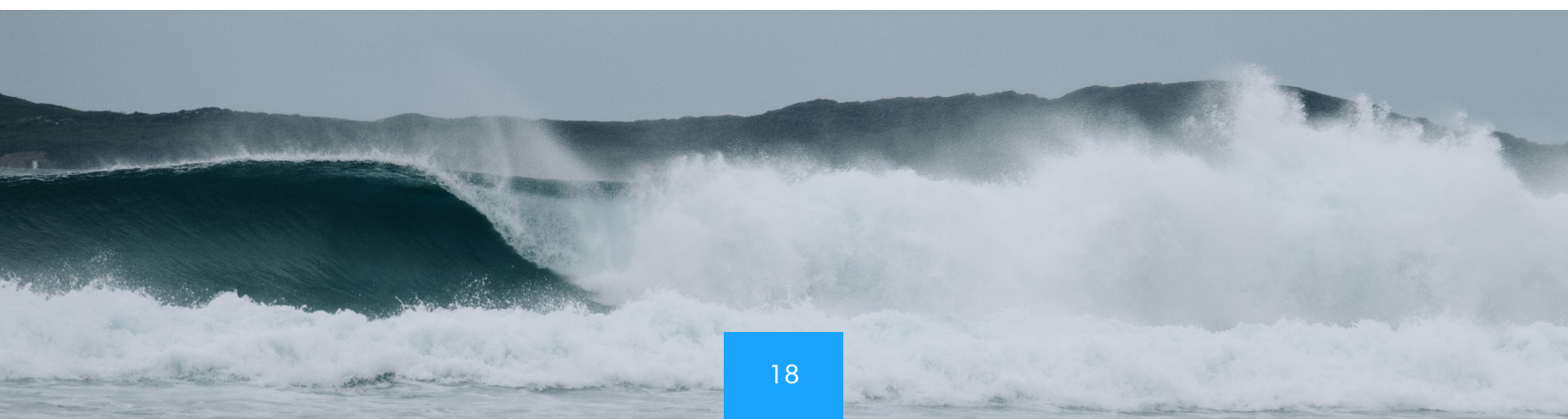
Donde $\text{Curl}(\tau)$ corresponde al rotacional del esfuerzo del viento, τ_x es la componente zonal del esfuerzo del viento, β es el gradiente del parámetro de Coriolis, f es el parámetro de Coriolis y ρ_w es la densidad del agua de mar. Además, se consideró el primer radio de deformación de Rossby (1R) para conocer la extensión costa afuera en la que el afloramiento costero es efectivo debido a la influencia de la larga escala en los procesos oceánicos de Ekman.

Asimismo, se establecieron dos áreas comparativas localizadas al norte entre los 07° a 09°S y sur entre los 13° a 15°S para examinar las diferencias locales.

RESULTADOS

CICLO ANUAL

El afloramiento costero es un proceso acoplado del océano-atmósfera cuyo comportamiento está altamente asociado a las condiciones ambientales locales. Esto se evidencia al estudiar los patrones del ciclo anual del índice del afloramiento calculado en el 1R de dos subáreas latitudinalmente distantes entre sí. Las curvas del ciclo anual (figura 1, panel izquierdo) muestran que en los meses del verano los niveles son menores a 1 md^{-1} observándose valores mínimos en febrero. Durante el invierno, el índice alcanza máximos valores de 1.8 md^{-1} entre julio y agosto. En la subárea norte, el incremento del afloramiento costero comienza antes y tiene una duración mayor que la del sur, y a pesar de estar separadas por más de 400 km, el desarrollo del afloramiento costero es semejante en ambos casos, demostrando la influencia de las condiciones locales. Para observar la variabilidad local relacionada con los cambios espaciales y temporales del índice del afloramiento costero, se realizó un diagrama Hovmöller para el 1R lo largo de la costa peruana.



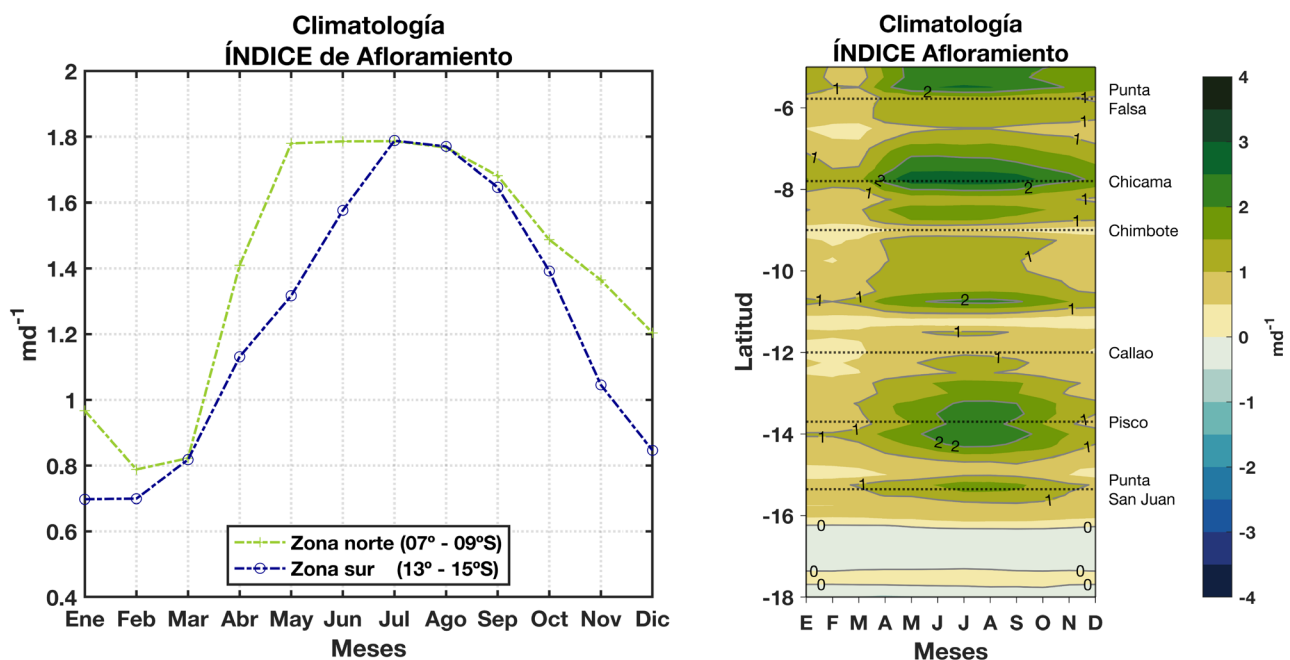


Figura 1. Panel izquierdo: climatología del índice de afloramiento enfocado en dos subáreas que representan la región norte y sur. Panel derecho: climatología del índice de afloramiento costero calculado considerando el primer radio de deformación de Rossby frente a la costa de Perú para el periodo 1992 - 2018.

El panel derecho de la figura 1 muestra las variaciones del afloramiento costero frente a la costa de Perú a lo largo del año. Como se aprecia, existen marcadas diferencias tanto latitudinalmente como estacionalmente. Con relación a la latitud, la actividad del afloramiento costero muestra campos de intensidad más marcados en áreas específicas, como es el caso de los 6°S, 8°S y 13°-15°S, destacando la última localidad geográfica por ser más extensa. La asimetría en la que el índice del afloramiento costero se desarrolla frente a Perú está ligada estrechamente al perfil costero y la orografía. Tal es el caso en el sur, en Punta San Juan-Pisco, y Punta Falsa, en el norte, donde debido a la acción superficial del viento, la cual se incrementa en áreas geográficas en donde existen proyecciones costeras hacia el mar, se dan como resultado niveles de afloramiento costero mayor. Por otro lado, existen áreas en las que el índice de afloramiento costero muestra condiciones muy débiles o incluso negativas, como las observadas al sur de los ~16.5°S.

Los cambios que experimenta el afloramiento costero durante el año se deben a la estacionalidad, observándose niveles mínimos ocurridos en los primeros meses del año, relacionados con el verano. Dichos valores son menores a 0.5 md^{-1} , sin embargo, en algunas zonas latitudinales, existen condiciones mayores a 1 md^{-1} (6°S, 8°S y 14°S), demostrando la influencia de la configuración costera. A partir de abril, existe un incremento sostenido de la actividad del afloramiento costero superior a 1.5 md^{-1} , registrando un incremento máximo del índice en cuatro principales centros de afloramiento durante el invierno: Punta Falsa, Chicama, Pisco y Punta San Juan con valores superiores a los 2 md^{-1} . El incremento es más temprano y se extiende incluso a finales del año en la zona norte. Esta última observación del índice de afloramiento se explica parcialmente al efecto del parámetro de Coriolis, el cual es menor en la zona norte. Asimismo, existen zonas "inactivas" durante todo el año, las cuales no responden al efecto del ciclo estacional, cerca a los 11°S y al sur de los 16°S, mostrando un estado desfavorable para el transporte vertical de masas de aguas subsuperficiales.

CAMBIO ESTACIONAL Y AFLORAMIENTO EFECTIVO

En la figura 2 se muestra el índice de afloramiento para las estaciones del año en los primeros 250 km costa afuera frente a Perú. Los cambios ocurridos en las estaciones oscilan desde un debilitamiento típico en verano (figura 2, panel A) de acuerdo con el ciclo anual (figura 1), cuyos valores promedio están entre 0.5 md^{-1} y 1 md^{-1} hacia una progresiva intensificación para otoño e invierno. En esta última estación se observa que el índice de afloramiento alcanza valores superiores a los 4 md^{-1} , destacándose la zona sur (figura 2, panel D). En primavera, se observa un progresivo decaimiento, aunque el índice de afloramiento es mayor a 2 md^{-1} .

Independientemente de la estación, se observa que el afloramiento costero se da con mayor intensidad entre los 50 km y 150 km costa afuera (figura 2). Aunque los procesos de Ekman son calculados en toda la extensión del océano, el 1R limita la efectividad del afloramiento costero en términos de larga escala, representando un segundo factor asociado a la variabilidad local. Por otro lado, existen zonas donde el índice de afloramiento exhibe una gran intensidad, incluso en zonas muy replegadas a la costa (13°S - 15°S), como se observa en los paneles B y C de la Figura 2. Esto explica el porqué aún en zonas más meridionales, el afloramiento costero efectivo sea comparable e incluso más importante que en zonas del norte, como es el caso de los 7°S - 9°S .

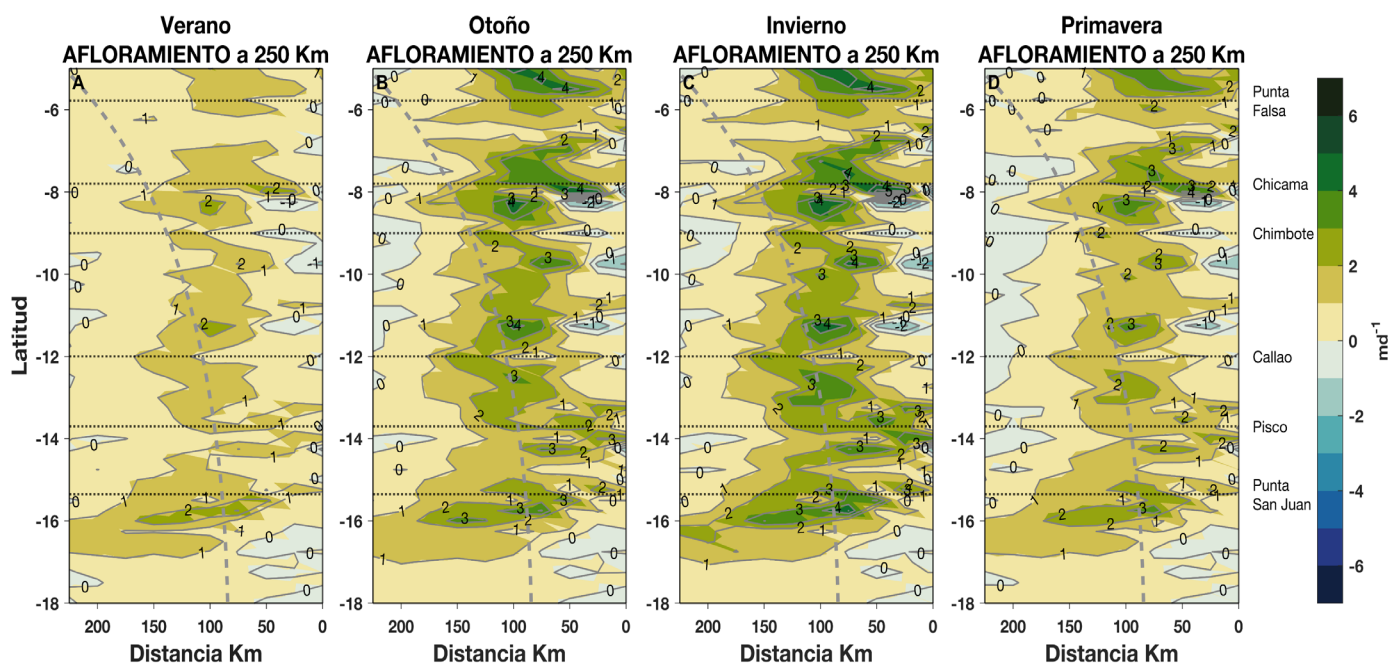


Figura 2. Índice de afloramiento costero calculado frente a Perú para los 250 km costa afuera: verano (A), otoño (B), invierno (C) y primavera (D). Las líneas discontinuas oblicuas de gris representan de manera aproximada la distancia del primer radio de deformación de Rossby.

CONCLUSIONES

El índice de afloramiento utilizado en esta investigación se calcula a partir del transporte vertical de masas de agua (bombeo de Ekman), obtenido de información satelital. Los resultados dan cuenta que existe una clara diferenciación de las condiciones del afloramiento costero en el ciclo anual. Esta diferencia se explica por la estacionalidad, asociada a una fuerte variabilidad espacio-temporal debido a las condiciones locales, i. e. al perfil geográfico costero y al efecto de la larga escala dominada por el 1R. Sin embargo, a causa de la resolución espacial de la información satelital, es posible que exista algún tipo de sesgo cercano a las costas, lo que implica un futuro esfuerzo para el análisis de datos de resolución mayor.

REFERENCIAS

- Bentamy, A., Grodsky, S. A., Elyouncha, A., Chapron, B., & Desbiolles, F. (2017). Homogenization of scatterometer wind retrievals. *International Journal of Climatology*, 37(2), 870–889. <https://doi.org/10.1002/joc.4746>
- Bravo, L., Ramos, M., Astudillo, O., Dewitte, B., & Goubanova, K. (2016). Seasonal variability of the Ekman transport and pumping in the upwelling system off central-northern Chile (~30°S) based on a high-resolution atmospheric regional model (WRF). *Ocean Science*, 12(5), 1049–1065. <https://doi.org/10.5194/os-12-1049-2016>
- Jacox, M. G., Edwards, C. A., Hazen, E. L., & Bograd, S. J. (2018). Coastal Upwelling Revisited: Ekman, Bakun, and Improved Upwelling Indices for the U.S. West Coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(10), 7332–7350. <https://doi.org/10.1029/2018JC014187>
- Montecino, V., & Lange, C. B. (2009). The Humboldt Current System: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography*, 83(1–4), 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.041>
- Pennington, J. T., Mahoney, K. L., Kuwahara, V. S., Kolber, D. D., Calienes, R., & Chavez, F. P. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 285–317. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.012>