

VARIABILIDAD DEL VIENTO SUPERFICIAL FRENTE A LA COSTA PERUANA, ÍNDICE DE AFLORAMIENTO, TURBULENCIA Y TRANSPORTE EKMAN (1948 – 2015)

VARIABILITY OF SURFACE WINDS, UPWELLING INDEX, TURBULENCE, AND EKMAN TRANSPORT OFF THE PERUVIAN COAST (1948–2015)

David Correa^{1,*} Luis Vásquez² Jorge Quispe-Sánchez²
Sara Purca² Adolfo Chamorro-Gómez²

¹ FISMATLAB S.A.C. Servicios de Modelado ambiental, Lambayeque, Perú

² Instituto del Mar del Perú, Dirección General de Investigaciones Oceanográficas y Cambio Climático, Callao, Perú

*Correspondencia. E-mail: dcorrea@fismatlab.com

RESUMEN

El viento superficial es el principal forzante que actúa sobre la superficie del mar produciendo el afloramiento de aguas subsuperficiales frente a la costa de Perú, como consecuencia del transporte y bombeo de Ekman; el que, a su vez, se ve afectado por procesos dinámicos de escala regional y local, que influyen sobre su ciclo estacional e interanual. En este trabajo, se analizan diversas fuentes de información de vientos registrados sobre la superficie del mar y tierra (satelitales QuikSCAT+ASCAT, Reanálisis NCEP, de Cruceros del IMARPE y de la estación CORPAC – Aeropuerto del Callao) para determinar la variabilidad del viento, transporte de Ekman e índice de afloramiento y turbulencia, frente a la costa peruana (océano) comprendiendo el área de afloramiento (entre 5° y 15°S) y costera frente al Callao (12°S) para el periodo 1948 - 2015. El viento satelital en las zonas oceánica y costera, presentó un marcado ciclo estacional con valores máximos en invierno y mínimos en verano; así mismo, se determinó que el gradiente costa-océano se incrementa hacia afuera de la costa (*drop-off* del viento) en todas las épocas del año, siendo más intenso en los primeros 50 km frente a Callao, como consecuencia de la acción costa – océano. El viento en la zona oceánica frente a Perú muestra tres regímenes interanuales para verano e invierno, el primero entre 1948 y 1969 con vientos sobre el promedio, el segundo entre 1970 y 2002 con vientos por debajo del promedio y el tercero entre 2003 y 2015 con vientos sobre el promedio, en especial para los meses de verano. Finalmente, se analizó la variabilidad estacional e interanual de parámetros asociados a la dinámica del afloramiento, como el Transporte Ekman, Capa de Ekman, Corriente Superficial en la Capa de Ekman, índice de afloramiento, índice de turbulencia, para el periodo 2000 a 2015.

PALABRAS CLAVE: viento marino, índice de afloramiento, turbulencia, transporte Ekman, costa peruana

ABSTRACT

Surface winds are the dominant forcing mechanism acting on the ocean surface, driving the upwelling of subsurface waters off the Peruvian coast through Ekman transport and Ekman pumping. These winds are influenced by dynamic processes operating at both regional and local scales, which shape their seasonal and interannual variability. This study integrates multiple wind datasets—from satellite missions (QuikSCAT and ASCAT), NCEP reanalysis, IMARPE research cruises, and the CORPAC–Callao Airport station—to investigate wind variability, Ekman transport, upwelling indices, and turbulence along the Peruvian coast. The analysis covers the primary upwelling zone (5°–15°S) and the nearshore region off Callao (12°S) over the period 1948–2015. Satellite observations in both offshore and coastal areas reveal a well-defined seasonal cycle, with peak intensities in winter and minima in summer. The coast-to-ocean wind gradient (wind drop-off) consistently increases with distance from shore, with the most pronounced change occurring within the first 50 km off Callao, reflecting strong coastal-ocean interactions. Interannual variability in offshore winds exhibits three distinct regimes in both summer and winter: (1) 1948–1969, with above-average winds; (2) 1970–2002, characterized by below-average winds; and (3) 2003–2015, marked by stronger-than-average winds, particularly during summer. Additionally, seasonal and interannual variability was examined for parameters associated with upwelling dynamics during 2000–2015, including Ekman transport, Ekman layer depth, surface currents within the Ekman layer, upwelling indices, and turbulence indices.

KEYWORDS: marine winds, upwelling index, turbulence, Ekman transport, Peruvian coast

COMO REFERENCIAR ESTE ARTÍCULO (APA 7ed): Correa, D., Vásquez, L., Quispe-Sánchez, J., Purca, S. & Chamorro-Gómez, A. (2026). Variabilidad del viento superficial frente a la costa peruana, índice de afloramiento, turbulencia y transporte Ekman (1948 – 2015). En J. Csirke & R. Guevara-Carrasco (Eds.), *La Anchoqueta peruana* (Engraulis ringens). *Stock Norte-Centro (1950-2009): Construyendo las Bases Científicas para un Enfoque Ecosistémico* (Tomo I, pp. 5-26). Instituto del Mar del Perú.

1. INTRODUCCIÓN

El afloramiento es un proceso físico y biológico (PFB), considerado como evento oceanográfico importante que afecta la pesquería, el clima y patrones de corrientes marinas en diferentes partes del mundo (GLANTZ & THOMSON, 1981). Este PFB ocurre cuando las masas de agua de la subsuperficie con nutrientes, ascienden y desplazan las aguas generalmente más cálidas, de la superficie. Esto se debe a un proceso complejo que conecta el océano abierto, la configuración batimétrica y la configuración del litoral costero (como bahías, puntas, islas u otras formas irregulares). En conjunto, con los procesos atmosféricos, provocan la desoxigenación del océano (GARCON *et al.*, 2019). El tipo de afloramiento que ocurre frente a la costa, se conoce como afloramiento costero de bordes orientales de los océanos, también nominado EBUS por sus siglas en inglés (*Eastern Boundary Upwelling System*). La acción del viento en la columna de agua, sumado al efecto Coriolis (asociado a la rotación de la tierra) caracterizan el afloramiento costero (BAKUN, 1990).

El viento actúa como forzante sobre la superficie del mar, por proveer la fuerza de empuje que genera dos procesos: el estrés del viento que origina el afloramiento costero debido al Transporte Ekman (PÉREZ-BRUNIUS *et al.*, 2007; CORBÍ-BELLOT & ALCÁNTARA-CARRIÓ, 2013) y el esfuerzo rotacional que genera el bombeo de Ekman que corresponde tanto al ascenso como al descenso del agua a lo largo de la columna (BAKUN & NELSON, 1991; COCA, 2006). Esto crea un efecto directo en la capacidad de desplazamiento de masas de agua. Además, existe correlación positiva entre mayor estrés de viento y propiedades biológicas del agua, como la concentración de clorofila, la que conlleva al aumento de productividad en la masa de agua (SONG *et al.*, 2011).

Existen grandes zonas de afloramiento a lo largo de los bordes orientales de los océanos Pacífico y Atlántico. Estos EBUS, se encuentran entre los más productivos ecosistemas marinos del mundo. CHAVEZ y MESSIÉ (2009) mencionan que EBUS frente a Perú, está dominado por la variabilidad interanual; EBUS del noroeste de África, por la variabilidad estacional; EBUS de Benguela por la

1. INTRODUCTION

Upwelling is a coupled physical–biological process recognized as one of the most influential oceanographic phenomena, shaping fisheries, climate, and marine circulation in many regions worldwide (GLANTZ & THOMSON, 1981). It occurs when nutrient-rich subsurface waters are brought to the surface, replacing the generally warmer surface layer. This process results from the interaction between large-scale ocean circulation, coastal and bathymetric features—such as bays, promontories, islands, and irregular shorelines—and atmospheric forcing, leading to deoxygenation (GARCON *et al.*, 2019). The upwelling off Peru is part of an Eastern Boundary Upwelling System (EBUS), driven mainly by wind stress on the water column and the Coriolis effect of Earth’s rotation (BAKUN, 1990).

Two key mechanisms are involved: (1) wind-driven Ekman transport, which displaces surface waters offshore and induces coastal upwelling (PÉREZ-BRUNIUS *et al.*, 2007; CORBÍ-BELLOT & ALCÁNTARA-CARRIÓ, 2013), and (2) Ekman pumping, the vertical movement of water—either upward or downward—within the water column (BAKUN & NELSON, 1991; COCA, 2006). These processes directly influence the displacement of water masses. Increased wind stress generally enhances biological productivity by boosting nutrient supply and chlorophyll concentrations (SONG *et al.*, 2011).

EBUS regions occur along the eastern margins of the Pacific and Atlantic and are among the most productive marine ecosystems globally. In comparative terms, interannual variability dominates the Peruvian system, seasonal variability characterizes the northwest African system, and intraseasonal variability prevails in the Benguela system; the California system shows a more balanced variability regime (CHAVEZ & MESSIÉ, 2009). BAKUN and WEEKS (2008) found the Humboldt system to be more stable than the southern Benguela, resulting in greater trophic transfer efficiency.

variabilidad intraestacional; solo EBUS de California parece tener los mismos valores de variabilidad interanual, estacional e intraestacional. BAKUN y WEEKS (2008) compararon el sur de Benguela con el de Humboldt, concluyendo que este último presentaba mayor estabilidad, por ello presenta mejor eficiencia de transferencia trófica.

El sistema de afloramiento peruano es reconocido por sostener la mayor pesquería del mundo basada principalmente en una especie. Está asociado a vientos Alisios del sureste (SE), responsables en gran medida, de mantener la dinámica oceánica local (ALBERT *et al.*, 2010; MORÓN, 2000; ZUTA & GUILLÉN, 1970). ECHEVIN *et al.* (2004) afirman que es modulado por eventos de intensificación del viento, que duran desde unos pocos días hasta una semana; desde primavera hasta verano son relativamente débiles, incluso escasos y en invierno son intensos y fuertes. Dichas condiciones favorecen la máxima retención de larvas (BAKUN & WEEKS, 2008), así como reciclamiento de nutrientes (CALIENES *et al.*, 1985) contribuyendo a crear condiciones ambientales adecuadas para sustentar la sobrevivencia, reproducción y reclutamiento de peces pelágicos (CURY & ROY, 1989).

En general, el sistema de afloramiento peruano se encuentra relacionado a la alta variabilidad interanual, forzada por la dinámica ecuatorial y local, además, de la variabilidad climática decadal y multidecadal (CHAVEZ *et al.*, 2008). Probablemente el cambio climático global y El Niño Oscilación Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) tienen impacto sobre el afloramiento y en distintos niveles tróficos, que están asociados principalmente a eventos fuertes de El Niño y La Niña (BAKUN *et al.*, 2015). Los máximos valores de viento que favorecen el afloramiento, se presentaron durante eventos El Niño de tipo canónico: 1982-1983 y 1997-1998. Durante el último, el transporte de Ekman fue el doble de lo normal y la velocidad descendente de Ekman (WEK) fue $-9 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$, cuatro veces mayor a la ascendente, esto pudo originar la profundización de la termoclina costera frente a 15°S (HALPERN, 2002). Adicionalmente, frente a la costa, durante los períodos de El Niño del Pacífico Central (CP, por sus siglas en inglés) se observó que la termoclina se presentó más superficial que durante los eventos El Niño tipo canónico (convencional) o del Pacífico Este (EP, por sus siglas en inglés), posiblemente producido por incremento del afloramiento forzado

The Peruvian upwelling system sustains the world's largest single-species fishery, maintained by persistent southeasterly trade winds that structure local ocean dynamics (ALBERT *et al.*, 2010; MORÓN, 2000; ZUTA & GUILLÉN, 1970). Wind intensification events, lasting days to a week, are weaker or less frequent from spring to summer but stronger and more persistent in winter (ECHEVIN *et al.*, 2004). These patterns favor larval retention (BAKUN & WEEKS, 2008) and nutrient recycling (CALIENES *et al.*, 1985), providing optimal conditions for the survival, reproduction, and recruitment of pelagic fish (CURY & ROY, 1989).

The system is modulated by interannual variability linked to both equatorial and local processes, as well as by decadal and multidecadal climate oscillations (CHAVEZ *et al.*, 2008). Climate change and ENSO events strongly influence its trophic dynamics, particularly during extreme El Niño (EN) or La Niña (LN) episodes (BAKUN *et al.*, 2015). During the 1982/83 and 1997/98 ENs, wind stress intensified, doubling Ekman transport in the latter event and increasing downward Ekman velocity (W_{EK}) to $-9 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ —four times higher than upward velocity—likely deepening the coastal thermocline near 15°S (HALPERN, 2002). In contrast, Central Pacific (CP) EN events tend to produce a shallower thermocline than canonical events, possibly through remotely forced upwelling by equatorial Kelvin waves (DEWITTE *et al.*, 2012). The Peruvian upwelling zone is the most productive globally (KUDELA *et al.*, 2005; BAKUN & WEEKS, 2008), with primary production between 3 and 4 g C.m².d⁻¹ in the first 100 km from shore (CALIENES *et al.*, 1985; CHAVEZ *et al.*, 1989), fueled by both abundant nutrients and persistent wind forcing year-round (POCKLINGTON, 1981).

BAKUN and PARRISH (1982) analyzed wind variability, upwelling index (I_{α}), and turbulence index (TI) from coastal meteorological stations, revealing clear coastal-offshore differences. MENDO *et al.* (1987) estimated I_{α} and TI for areas off Trujillo and Callao to evaluate the influence of wind-driven physical processes on the spawning success of *Engraulis ringens*. They concluded that both zones were characterized by low turbulence and strong offshore transport, with spawning success off Chimbote and Trujillo being more influenced by transport than turbulence. PARRISH

remotamente por ondas Kelvin Ecuatoriales de afloramiento (DEWITTE *et al.*, 2012). Sin embargo, esta región es la más productiva de todos los ecosistemas de afloramiento del mundo (KUDELA *et al.*, 2005; BAKUN & WEEKS, 2008), con producción primaria entre 3 y 4 g C.m⁻².d⁻¹ en la franja costera de 100 km (CALIENES *et al.*, 1985; CHAVEZ *et al.*, 1989). La alta productividad resulta de la gran disponibilidad de nutrientes en la columna de agua y forzantes favorables (vientos), que se mantienen durante todo el año (POCKLINGTON, 1981).

BAKUN and PARRISH (1982) determinaron las variaciones del viento, índice de afloramiento ($I\alpha$) y turbulencia (IT), para tres estaciones meteorológicas costeras. Obtuvieron como resultado, diferencias dentro y fuera de la zona costera. MENDO *et al.* (1987) calcularon el $I\alpha$ e IT, para las zonas frente a Trujillo y Callao con el propósito de cuantificar la influencia de procesos físicos del viento relacionado al éxito del desove de anchoveta. Concluyeron que ambas zonas se caracterizaron por presentar baja turbulencia y fuerte transporte fuera de la costa; también, que el éxito del desove de anchoveta peruana frente a Chimbote y Trujillo estaría influenciado más por el transporte que por turbulencia. PARRISH *et al.* (1983), compararon los cuatro sistemas de afloramiento de borde oriental, concluyendo que el desove de anchoveta raramente ocurre en un área de fuerte mezcla turbulenta en la columna superior del agua.

El sistema de afloramiento costero peruano está ubicado en una de las regiones de borde oriental de Sudamérica que sustenta la mayor pesquería del mundo. Se caracteriza, por sus valores bajos de velocidad vertical de ascenso del estrés del viento desde el fondo de la capa Ekman (W_{EK}) 3,1 x10⁻⁶ ms⁻¹ de promedio anual (BAKUN & PARRISH, 1982; MENDO *et al.*, 1987; HALPERN, 2002).

A fin de contribuir con el análisis retrospectivo del ecosistema de afloramiento peruano, se presenta el estudio de variabilidad del viento superficial del mar frente a la costa peruana durante el período 1948-2015. En un área que se extiende hacia la zona oceánica hasta las 200 millas náuticas, entre 5°-15°S (área A) y un área costera frente al aeropuerto internacional Jorge Chávez del Callao, se analiza la información de vientos satelitales, así como vientos registrados durante los cruceros oceanográficos del IMARPE, sobre un área que se extiende entre 11,5°-12,5°S y 78°-77°W (área B).

et al. (1983) compared EBUS worldwide and concluded that *E. ringens* spawning rarely occurs under intense surface-layer turbulence.

Overall, the Peruvian coastal upwelling system, which is part of South America's EBUS, sustains the world's largest fishery. It features relatively low average annual upward Ekman velocity- W_{EK} ($\approx 3.1 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$; BAKUN & PARRISH, 1982; MENDO *et al.*, 1987; HALPERN, 2002).

To support a retrospective analysis of this system, the present study examines surface wind variability off the Peruvian coast from 1948 to 2015, covering both an offshore domain extending to the 200-nautical-mile limit between 5° and 15°S (Fig. 1 A) and a nearshore zone off the Jorge Chávez International Airport at Callao (11.5°–12.5°S, 78°–77°W; Fig. 1B). The dataset integrates satellite-derived winds with observations from IMARPE oceanographic surveys.

2. MATERIALS AND METHODS

Data and Information

The study area, shown in Figure 1, lies off the Peruvian coast and extends approximately 400 km offshore, between 5°–15°S and 85°–75°W. The local area off Callao spans 11.5°–12.5°S and 78°–77°W. In Area B, black dots mark the locations of oceanographic stations sampled during IMARPE scientific cruises between 2000 and 2013. Data for these areas were obtained from the following sources:

- a. **Satellite wind data:** Wind speed and direction from the QuikSCAT scatterometer (2000–2008) and ASCAT (2009–2015), with a spatial resolution of 0.25° × 0.25° and daily frequency, provided by the *Centre ERS d'Archivage et de Traitement* (CERSAT), France, accessible via: <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded>. These datasets were used to construct wind time series for both the oceanic (Fig. 1, A) and local regions (Fig. 1, B). Due to the spatial resolution of these sensors, satellite-derived wind data cover only waters beyond the first 25 km from the coastline.
- b. **Reanalysis wind data:** Wind speed and direction from the NCEP/NOAA reanalysis,

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Datos e información

El área de estudio se ubica frente a la costa y se muestra en la Figura 1, comprende la zona oceánica hasta aproximadamente 400 km, entre 5°-15°S y 85°-75°W; mientras que la zona local, frente a Callao, entre 11,5°-12,5°S y 78°-77°W. Los puntos negros en el área B representan las posiciones de las estaciones oceanográficas de los cruceros científicos del IMARPE entre los años 2000 y 2013. Para esas áreas se accedió a las siguientes fuentes de información:

- Datos de velocidad, dirección de viento de los escaterómetros QuikSCAT (periodo 2000-2008), ASCAT (2009-2015) con resolución espacial de 0,25°x0,25° y frecuencia diaria provenientes del centro de investigación y exploración satelital *Centre ERS d'Archivage et de Traitement* (CERSAT) de Francia, accesibles a través del enlace: <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded> los que se utilizaron para construir series de tiempo de vientos para la zona oceánica (área A en la Fig. 1) y local (área B en la Fig. 1). Se debe señalar que la información de viento satelital para ambas áreas, comprende a partir de los primeros 25 km desde la línea de costa hacia fuera, debido a la resolución espacial de los sensores satelitales.
- Datos de velocidad así como dirección de vientos de reanálisis NCEP (Centro Nacional de Predicción Ambiental de la NOAA), con resolución espacial de 2,5° x 2,5° de nivel superficial y frecuencia diaria, productos de datos de NCEP Reanalysis (KALNAY *et al.*, 1996), enlace: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html> fueron usados para construir series de tiempo de vientos para la zona oceánica (Área A, Fig. 1) para los años 1948-2015, analizando la tendencia del viento en esta zona frente a Perú.
- Datos de velocidad y dirección de viento *in situ* de 2323 estaciones oceanográficas de cruceros de investigación del IMARPE que se realizaron frente al Callao (área con mayor cantidad de datos) entre 11,5°-12,5°S y 77°-78°W (área B, Fig. 1) de 1999 a 2013, se utilizaron para analizar el comportamiento del viento desde la zona costera hacia la zona oceánica, a partir de los primeros kilómetros desde la línea de costa.

with a 2.5° × 2.5° spatial resolution, surface-level measurements, and daily frequency, obtained from NCEP Reanalysis products (KALNAY *et al.*, 1996) at <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>. These were used to construct wind time series for the oceanic area (Fig. 1, A) from 1948 to 2015, enabling analysis of long-term wind trends off Peru.

- In situ wind measurements:** Wind speed and direction from 2,323 oceanographic stations sampled during IMARPE research cruises off Callao (11.5°–12.5° S, 77°–78° W) between 1999 and 2013 (Fig. 1, B). These data were used to examine wind behavior from the nearshore zone to offshore waters.
- Meteorological station data:** Wind records from the CORPAC automatic weather station at Jorge Chávez International Airport (Callao) for 1953–2015, used to update the wind time series originally published by MENDO *et al.* (1987).

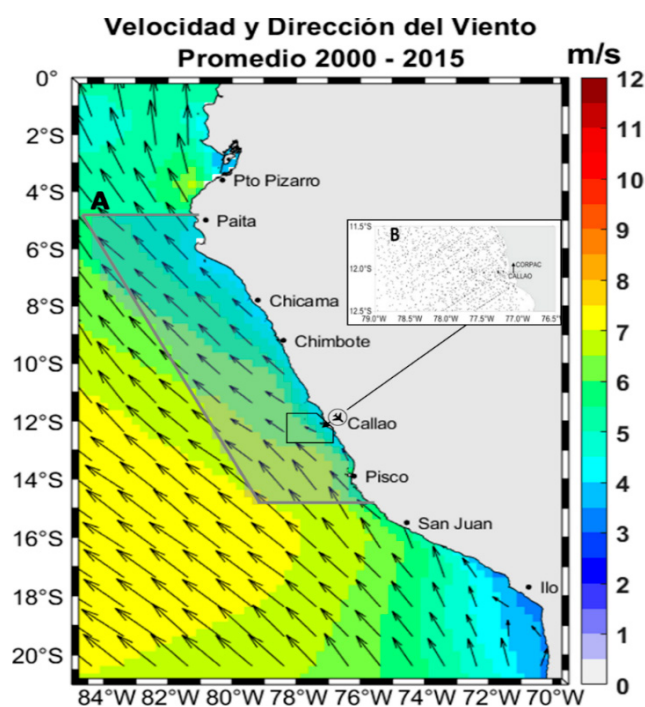


Figura 1.- Distribución espacial del promedio de la velocidad (colores) y dirección (vectores) del viento superficial entre los años 2000 al 2015. Zona oceánica A, datos de satélite y local; B datos de cruceros de IMARPE en puntos negros. En el continente, el símbolo representa la posición de la estación CORPAC en el aeropuerto internacional Jorge Chávez, Callao

Figure 1. Spatial distribution of average surface wind speed (colors) and direction (vectors) between 2000 and 2015. Ocean area A, satellite data, and local area B, IMARPE cruise data at black dots. On the continent, the symbol represents the position of the CORPAC station, Jorge Chávez International Airport, Callao

- d. Datos de vientos registrados en la estación meteorológica automática de CORPAC, ubicada en el aeropuerto internacional Jorge Chávez del Callao, correspondiente al periodo 1953 – 2015, los que fueron utilizados para actualizar la serie de tiempo de vientos publicado por MENDO *et al.* (1987).

Cálculo de los índices de afloramiento y turbulencia

El índice de afloramiento ($I\alpha$) representa su intensidad o el transporte de masas de agua con referencia a la línea de costa y tiene relación con la productividad total del sistema (BAKUN & PARRISH, 1982). En la costa peruana este transporte de masas de agua es causado por acción del viento sobre la superficie del mar. Este transporte generado por el viento superficial se explica por la Teoría de Ekman.

La circulación en los primeros metros de la columna de agua está afectada por su interacción con la atmósfera, por ello debemos introducir el transporte de Ekman para tener en cuenta el efecto del viento sobre la circulación superficial del océano (EKMAN, 1905).

El transporte horizontal debido al esfuerzo del viento sobre la capa superficial viene dado por las expresiones siguientes (CUSHMAN-ROISIN, 1994):

$$U_E = \int_{-\infty}^0 (u - \dot{u}) dz = \frac{1}{\rho_0 f} \tau_y$$

$$V_E = \int_{-\infty}^0 (v - \dot{v}) dz = \frac{1}{\rho_0 f} \tau_x$$

Donde

U_E y V_E son los transportes de Ekman zonal y meridional, respectivamente en m^2/s

τ_y y τ_x son los esfuerzos del viento en la dirección meridional y zonal, respectivamente en N/m^2 .

ρ_0 es la densidad media del agua de mar, 1025 kg/m^3

f es el parámetro de coriolis = $2\Omega \text{sen}\varphi$

Ω velocidad angular de la tierra = $7,27 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$

φ = latitud

La capa de Ekman está dada por la profundidad hasta la que actúa el viento y se determina por la

Computation of Upwelling and Turbulence Indices

The upwelling index ($I\alpha$) quantifies the intensity of coastal upwelling, expressed as the cross-shore transport of water masses relative to the coastline, which is directly linked to the system's overall productivity (BAKUN & PARRISH, 1982). Off Peru, this transport is primarily driven by wind forcing at the sea surface and is described by Ekman's theory.

In the upper meters of the water column, circulation is strongly influenced by atmospheric forcing; thus, Ekman transport must be considered to account for the effect of wind on surface ocean circulation (EKMAN, 1905).

Horizontal transport due to wind stress on the surface layer is given by (CUSHMAN-ROISIN, 1994):

$$U_E = \int_{-\infty}^0 (u - \dot{u}) dz = \frac{1}{\rho_0 f} \tau_y$$

$$V_E = \int_{-\infty}^0 (v - \dot{v}) dz = \frac{1}{\rho_0 f} \tau_x$$

Where:

U_E and V_E are the zonal and meridional Ekman transports (m^2/s)

τ_y y τ_x are the meridional and zonal wind stresses (N/m^2)

ρ_0 is the mean seawater density (1025 kg/m^3)

f is the Coriolis parameter = $2\Omega \text{sen}\varphi$

Ω = Earth's angular velocity = $7.27 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$

φ = latitude

The Ekman layer depth, defined as the depth over which wind forcing acts, is given by CUSHMAN-ROISIN and BECKERS (2008).

$$D_E = \sqrt{\frac{2\pi^2 A_v}{f}} = \frac{4.3W_{10}}{\sqrt{\text{sen}\varphi}}$$

siguiente ecuación citada por CUSHMAN-ROISIN y BECKERS (2011).

$$D_E = \sqrt{\frac{2\pi^2 A_v}{f}} = \frac{4.3W_{10}}{\sqrt{\text{sen}\varphi}}$$

Donde

D_E = Profundidad de la capa de Ekman

A_v = Coeficiente de difusión turbulenta

W_{10} = Magnitud de velocidad del viento a 10 m de la superficie del mar

La velocidad de la corriente superficial en la capa de Ekman de acuerdo a STEWART (2008) está dada por:

$$V_0 = \frac{\sqrt{2}\pi\tau_y}{D_E\rho_0f}$$

El índice de afloramiento (I_a) es calculado de acuerdo a la estandarización (BAKUN, 1975), por:

$$I_a = \left(\frac{1}{\rho_0f}\tau_y\right) \cdot 100m \cos\varphi$$

Donde τ_y es el esfuerzo de viento meridional, ρ_0 la densidad de agua de mar (1025 kg/m^3) y φ el ángulo de diferencia entre el ángulo de costa y dirección del viento. Se usaron 145° para la línea de costa y la unidad del I_a es m^3/s por 100 m de costa.

El índice de turbulencia (IT) se calcula como la velocidad del viento al cubo (V^3), siguiendo la definición de ELSBERRY y GARWOOD (1978).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Características del viento regional y local

A partir de la información de viento registrada en los escaterómetros satelitales, se observó un marcado ciclo estacional, con máximo en invierno y mínimo en verano. Se determinó el ciclo anual del viento en la zona oceánica (área A), con variaciones de 4,5 a 6,0 m/s entre enero - abril y octubre - diciembre y de 6,3 a 6,5 m/s, ligeramente más intensos, de mayo a setiembre. En la zona costera (área B), frente al aeropuerto internacional Jorge Chávez - Callao, predominaron vientos menores a 6,1 m/s todo el año, con velocidades promedio menores a 5,6 m/s, en enero - abril, octubre y noviembre (Tabla 1, Fig. 2).

Where:

D_E = Ekman layer depth

A_v = Turbulent diffusion coefficient

W_{10} = Wind speed at 10 m above the sea surface

According to STEWART (2008), the surface current velocity within the Ekman layer is given by:

$$V_0 = \frac{\sqrt{2}\pi\tau_y}{D_E\rho_0f}$$

The upwelling index I_a is standardized following BAKUN (1975):

$$I_a = \left(\frac{1}{\rho_0f}\tau_y\right) \cdot 100m \cos\varphi$$

Where τ_y is the meridional wind stress, ρ_0 is seawater density (1025 kg/m^3), and φ is the angle between the coastline (taken as 145°) and the wind direction. I_a is expressed in m^3/s per 100 m of coastline.

The turbulence index (TI) is calculated as the cube of wind speed (V^3), following ELSBERRY and GARWOOD (1978).

3. RESULTS AND DISCUSSION

Regional and Local Wind Characteristics

Satellite scatterometer wind data revealed a marked seasonal cycle, with maximum intensities in winter and minimum values in summer. The annual wind cycle in the oceanic zone (Area A) showed variations from 4.5 to 6.0 m/s between January–April and October–December, and slightly higher values of 6.3–6.5 m/s between May–September. In the coastal zone (Area B), off Jorge Chávez International Airport (Callao), winds remained below 6.1 m/s throughout the year, with average speeds below 5.6 m/s from January to April and from October to November (Table 1, Fig. 2).

La zona oceánica (área A) se caracterizó por presentar velocidades promedio más altas respecto a la zona local (área B), con diferencias en la magnitud del viento que variaron entre 0,3 m/s (setiembre) y 1,2 m/s (abril). Aun cuando la extensión de las dos zonas no es comparable, se podría plantear que la mayor intensidad del viento en el área A se debería a que es más amplia y tendría mayor influencia del Anticiclón del Pacífico Sur (APS). En cambio, el área B frente al Callao de menor amplitud espacial, recibiría un menor influjo del APS, quedando influenciada por procesos locales, asociados a las interacciones mar-tierra-aire.

En la Tabla 1, se muestran valores máximos, mínimos, promedio y varianza mensual de la magnitud de vientos registrados entre los años 2000

On average, Area A exhibited higher wind speeds than Area B, with differences ranging from 0.3 m/s (September) to 1.2 m/s (April). Although the spatial extent of the two zones is not directly comparable, the higher wind intensity in Area A could be attributed to its broader coverage and stronger influence from the South Pacific Anticyclone (SPA). In contrast, Area B, with its smaller spatial extent, is less affected by the SPA and more influenced by local processes linked to land-sea-air interactions.

Table 1 presents monthly maximum, minimum, mean, and variance values of wind magnitude between 2000 and 2015. The lowest extremes occurred in February and December, while

Tabla 1.- Estadísticos de la magnitud del viento satelital en el área A y B para el periodo entre los años 2000 y 2015

Table 1. Satellite wind magnitude statics in areas A and B for the period between 2000 and 2015

Mes del año	Velocidad de viento en el área "A" (m/s) Wind speed in área "A"				Velocidad de viento en el área "B" (m/s) Wind speed in área "B"			
	mínimo*	máximo**	promedio	varianza	mínimo*	máximo**	promedio	varianza
	Enero	2,4	6,7	4,8	3,0	1,8	6,0	3,9
Febrero	1,0	6,7	4,5	4,1	0,6	5,8	3,5	3,5
Marzo	2,2	7,2	5,2	3,6	1,9	6,4	4,2	2,9
Abril	2,3	8,0	5,9	4,4	2,0	7,1	4,7	3,7
Mayo	3,7	8,2	6,3	3,6	2,8	7,4	5,2	3,2
Junio	2,8	8,8	6,3	5,4	2,6	8,2	5,6	4,8
Julio	3,5	9,1	6,4	5,2	3,4	8,7	6,0	4,1
Agosto	3,6	9,2	6,5	5,2	3,3	8,6	6,0	4,2
Setiembre	2,9	9,0	6,4	5,7	3,2	8,6	6,1	4,8
Octubre	3,6	8,0	6,0	3,5	3,4	7,5	5,5	2,5
Noviembre	2,7	7,3	5,6	3,3	2,9	6,9	5,1	3,0
Diciembre	1,1	6,8	5,0	3,5	1,7	6,6	4,4	3,6

Nota: La velocidad mínima (*) y velocidad máxima (**) corresponden al viento equivalente al percentil 10 y 90 del viento (QuikSCAT + ASCAT) registrado durante los meses de evaluación entre 2000 y 2015

Note: The minimum (*) and maximum (**) speeds correspond to the wind equivalent to the 10th and 90th percentiles of the wind (QuickSCAT) recorded during the evaluation months between 2000 and 2015

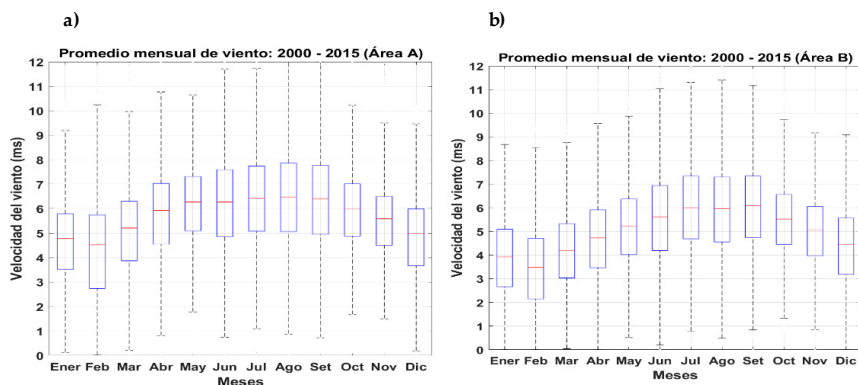


Figura 2.- Diagrama de cajas del ciclo anual de la velocidad del viento (QuikSCAT + ASCAT), entre 2000 y 2015. Áreas A (a) y B (b)

Figure 2. Box plot of the annual cycle of wind speed (QuickSCAT+ASCAT) between 2000 and 2015. Areas A (a) and B (b)

y 2015. Los valores mínimos extremos se reconocieron en febrero y diciembre, mientras que los valores máximos extremos en julio y agosto. La varianza presentó valores ligeramente altos entre junio - setiembre. Asimismo, durante febrero de 2011, 2012 y 2013, en la zona oceánica, se registraron velocidades de viento mínimas de 1,0 m/s (corresponden al percentil 10). Mientras las velocidades máximas de 9,2 m/s (corresponden al percentil 90), fueron registradas durante agosto del 2007.

A escala interanual, la correlación del promedio mensual entre las áreas A y B, alcanzó valor alto de 0,9 durante los meses de mayor intensidad de la velocidad del viento. También se puede observar durante el invierno, que los mayores valores de velocidad del viento coinciden con los Niños 1982-83 y 1997-98. Mientras que después del 2000, los valores presentan menos diferencias entre ellos (Fig. 3), este coincide con el efecto de los períodos de El Niño CP frente a la costa peruana, cuando se observó que la termoclina se presentó más superficial que durante los eventos El Niño de tipo Modoki o CP. Posiblemente producido por el incremento del afloramiento forzado remotamente por las ondas Kelvin Ecuatoriales de afloramiento durante tales períodos (DEWITTE *et al.*, 2012) y no por el incremento de velocidad del viento, como se puede observar en la Figura 3.

A partir del análisis de los registros de viento obtenidos de la base de datos (Reanálisis NCEP de la NOAA), se determinó que, en el área A y en el periodo 1948-2015, el viento estacional presentó un comportamiento oscilante alrededor de su valor promedio (5,1 m/s en verano y 6,5 m/s en invierno).

the highest were recorded in July and August. Variance was slightly higher between June and September. In February 2011, 2012, and 2013, minimum wind speeds of 1.0 m/s (10th percentile) were detected in Area A, while the maximum recorded value—9.2 m/s (90th percentile)—occurred in August 2007.

At the interannual scale, the correlation between monthly averages for Areas A and B reached a high value of 0.9 during months of maximum wind intensity. In winter, the strongest winds coincided with the 1982/83 and 1997/98 EN events, whereas post-2000 data show smaller differences between years (Fig. 3). This pattern aligns with the influence of CP El Niño events off the Peruvian coast, during which the thermocline was shallower than in Modoki-type events—likely driven by remotely forced upwelling via equatorial Kelvin waves (DEWITTE *et al.*, 2012) rather than by increased wind intensity (Fig. 3).

NCEP reanalysis data for Area A (1948–2015) showed seasonal means of 5.1 m/s in summer and 6.5 m/s in winter, with three distinct phases: the first corresponds to 1948–1969, with above-average wind speeds (both winter and summer); the second corresponds to 1970–2002, with below-average winds (more pronounced in summer); while for 2003–2015, summer winds fluctuated around the average value and winter winds were slightly below average (Fig. 3).

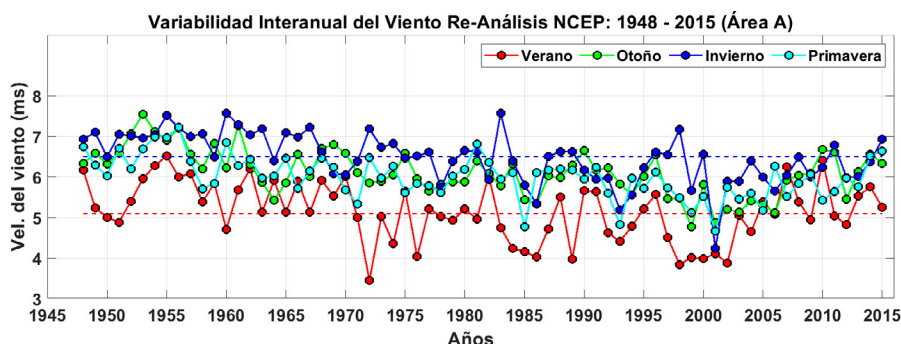


Figura 3.- Variabilidad interanual de la velocidad del viento estacional de Reanálisis NCEP, para la zona A entre los años 1948 - 2015. Las líneas segmentadas horizontales azul y roja representan el valor promedio de viento en invierno y verano, respectivamente

Figure 3. Interannual variability of seasonal wind speed from NCEP reanalysis, for zone A between 1948 and 2015. The blue and red horizontal segmented lines represent the average wind speed in winter and summer, respectively

Se distinguen tres regímenes, 1) corresponde a los años 1948 - 1969, con velocidades de viento por encima de la media (tanto en invierno como en verano); 2) entre 1970 - 2002, con velocidades de viento por debajo de la media (especialmente en verano); y 3) entre 2003 y 2015, con velocidades de viento por encima de la media y ligeramente por debajo de la media en invierno (Fig. 3).

En el periodo 1948-2000, se identificó tendencias negativas del viento para cada estación, siendo menor en primavera (-0,018 m/s por año) y mayor en verano (-0,025 m/s por año). Esto podría ser consecuencia de la alta incertidumbre conocida con datos de reanálisis NCEP sobre todo antes del 2000 (SMITH *et al.*, 2001; SHAPIRO *et al.*, 2010). Ello sumado a los altos valores de tendencias decadales en la zona intertropical inducido por la mayor disponibilidad de datos en la zona norte del Ecuador (RAMON *et al.*, 2019), principalmente antes del 2000, estos valores de tendencia no son estadísticamente significativos. En contraste con este resultado, BAKUN (1990) usando datos de ICOADS (observaciones en barcos), reportó un incremento del viento en el sistema de afloramiento peruano para el periodo 1950-1990. Sin embargo, TOKINAGA y XIE (2011) observaron que la tendencia positiva del viento en las observaciones ICOADS pudo estar parcialmente sesgado ante el aumento en la altura del anemómetro en los mástiles de los barcos. Entre 2001 y 2015, las velocidades medias mensuales del viento aumentaron, presentando tendencias positivas marcadas en verano (0,093 m/s por año) y otoño (0,090 m/s por año) en comparación con el invierno (0,060 m/s por año) y la primavera (0,069 m/s por año). Estos resultados están en línea con DEMARCQ (2009) quien también encontró tendencia positiva de los vientos meridionales frente a las costas de Perú al trabajar con los datos de QuikSCAT entre el 2000 y 2007.

También se observó que el mayor cambio de tendencia se presentó en la serie de verano, mientras que el menor, en la serie de primavera (Tabla 2). Asimismo, el periodo de verano presentó mayor varianza ($0,3 \text{ m}^2/\text{s}^2$), indicando mayor variabilidad en la intensidad de los vientos, asociada a mayores eventos de debilitamiento o intensificación de estos, mientras que la menor varianza ($0,27 \text{ m}^2/\text{s}^2$) se presentó durante la primavera. Los vientos con mínima variación (más estables) de magnitud moderada a intensa, son condición favorable para sostener el afloramiento frente a la zona oceánica, como consecuencia del bombeo Ekman.

Between 1948 and 2000, negative trends were detected in all seasons, from -0.018 m/s in spring to -0.025 m/s in summer. These trends may be influenced by the high uncertainty associated with NCEP reanalysis data before 2000 (SMITH *et al.*, 2001; SHAPIRO *et al.*, 2010), compounded by decadal trend biases in the intertropical zone caused by greater data availability north of the Equator (RAMON *et al.*, 2019). These pre-2000 trends are thus not statistically significant. In contrast, ICOADS ship-based observations (BAKUN, 1990) indicated increasing winds in the Peruvian upwelling system during 1950–1990, although TOKINAGA and XIE (2011) noted that this positive trend could be partly biased by increases in anemometer height on ship masts. From 2001 to 2015, monthly mean wind speeds increased, with the strongest positive trends in summer (0.093 m/s per year) and autumn (0.090 m/s per year), compared with winter (0.060 m/s per year) and spring (0.069 m/s per year). These results are consistent with DEMARCQ (2009), who reported a positive trend in meridional winds off Peru based on QuikSCAT data (2000–2007).

It was also observed that more change in trend occurred in the summer series, while less occurred in the spring series (Table 2). Seasonal variance was greatest in summer ($0.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$), indicating higher variability linked to wind weakening or strengthening events, and lowest in spring ($0.27 \text{ m}^2/\text{s}^2$). Stable, moderately to strongly persistent winds are favorable for sustaining offshore upwelling through Ekman pumping.

Coast-to-Ocean Wind Gradient (IMARPE Cruises and Satellite Data) off Callao

Off Callao, the coast-to-ocean wind gradient increases with distance from shore in all seasons. This pattern was observed both in IMARPE cruise data (1999–2013) covering 10–150 km offshore (Fig. 4) and in satellite data (2000–2015) covering from 25 km offshore (Fig. 5). Seasonally, lower-intensity winds near the coast occurred during the summer (January-February-March) in both *in situ* cruise data and satellite data. Stronger winds occurred during autumn (April-May-June) in *in situ* cruise data

Tabla 2.- Estadísticos de la magnitud del viento de Reanálisis NCEP, en el área A. Periodo 1948 – 2015

Table 2. Wind magnitude statistics from NCEP reanalysis, in area A. Period 1948-2015

Época	Mínimo	Máximo	Promedio	Varianza	Tendencia periodo 1948-2000	Tendencia periodo 2001-2015
Verano	3,4 m/s	6,5 m/s	5,1 m/s	0,53 m/s	-0,025 m/s/ año	+0,093 m/s/ año
Otoño	4,8 m/s	7,5 m/s	6,1 m/s	0,34 m/s	-0,022 m/s/ año	+0,090 m/s/ año
Invierno	4,2 m/s	7,6 m/s	6,5 m/s	0,37 m/s	-0,022 m/s/ año	+0,060 m/s/ año
Primavera	4,7 m/s	7,2m/s	6,0 m/s	0,27 m/s	-0,018 m/s/ año	+0,069 m/s/ año

Gradiente costa-océano de los vientos de cruceros IMARPE y satelitales frente a Callao

Espacialmente el gradiente costa-océano de los vientos frente a Callao, en todas las estaciones del año se incrementó fuera de la costa. Esto se observó en los datos de cruceros del IMARPE, periodo 1999 – 2013, los que cubrieron la zona costera de 10 a 150 km (Fig. 4), los datos satelitales, para el período 2000-2015, cubrieron la zona costera desde los 25 km (Fig. 5). Estacionalmente, los vientos de menor intensidad cerca de la costa, predominaron durante el verano (enero-febrero-marzo) tanto en datos *in situ* procedentes de los cruceros como en datos satelitales. Los vientos de mayor intensidad se registraron en otoño (abril-mayo-junio), en datos *in situ* de cruceros (principalmente en la zona oceánica) y, en invierno (julio-agosto-septiembre) en datos satelitales. Los máximos valores promedio del viento se observaron en otoño e invierno, tanto en datos de cruceros como en la serie de QuikSCAT+ASCAT. Es necesario contrastar estas tendencias con los vientos registrados en la estación meteorológica ubicada en el aeropuerto Jorge Chávez de Callao (CORPAC, Tabla 3), donde las máximas velocidades se registraron en primavera y verano. Esta discrepancia se debería a que los vientos del aeropuerto, tienen un componente local significativo, al estar ubicada la estación meteorológica en una zona urbana, no sería recomendable usar esta información para inferir procesos en el océano.

A escala local, los vientos registrados en cruceros de investigación del IMARPE, realizados entre los años 1999 - 2013 frente al Callao, mostraron un decaimiento de ~50% en intensidades de velocidad entre 0 - 150 km de distancia de la costa en todas las estaciones del año (de ligera mayor intensidad en invierno, comparado a otras estaciones) (Fig. 6). Ello puede atribuirse a la fricción de arrastre que se genera entre la interacción océano-tierra. Este gradiente también ha sido observado en el sistema de afloramiento de California y se denomina *drop-off* (debilitamiento con la distancia) del viento

(mainly in the oceanic zone) and in winter (July-August-September) in satellite data. Likewise, the maximum average wind values were observed in autumn and winter, both in cruise data and in the QuikSCAT+ASCAT series. Comparison with CORPAC meteorological station data at Jorge Chávez Airport (Table 3) revealed discrepancies: airport data showed peak winds in spring and summer, likely reflecting strong local influences from its urban setting, making it unsuitable for inferring oceanic wind dynamics.

Locally, the winds recorded on IMARPE research cruises conducted between 1999 and 2013 off the coast of Callao showed a ~50% decrease in wind speed between 0 and 150 km from the coast in all seasons of the year (with slightly higher intensity in winter compared to other seasons) (Fig. 6). This may be due to drag friction generated by ocean-land interaction. This gradient has also been observed in the California upwelling system and is called wind drop-off (weakening with distance) (CAPET *et al.*, 2004). *In situ* data from cruises showed greater differences in wind speeds between the oceanic and coastal zones at distances of 15 km or more from the coast (Fig. 6). The strong weakening of the wind near the coast has also been reported using high-resolution data from a regional atmospheric model, configured to study wind dynamics off the Peruvian coast in a climate change context (CHAMORRO *et al.*, 2021).

Seasonal Wind Comparison Off Callao and the Oceanic Zone

At the CORPAC station, mean monthly wind speeds declined from 2000–2015, especially in autumn and winter (Table 3). The station remains influenced by

(CAPET *et al.*, 2004). Los datos *in situ* de cruceros, presentaron mayores diferencias en las velocidades del viento, entre la zona oceánica y costera, a partir de los 15 km de distancia a la costa (Fig. 6). El fuerte debilitamiento del viento cerca de la costa, también ha sido reportado usando datos de alta resolución de un modelo atmosférico regional, configurado para estudiar la dinámica del viento frente a la costa peruana en un contexto de cambio climático (CHAMORRO *et al.*, 2021).

local land–sea thermal contrasts, but with reduced magnitudes compared to NCEP reanalysis, QuikSCAT+ASCAT, and cruise data. Given these local effects, CORPAC records are not directly comparable to Areas A and B, which primarily reflect regional wind patterns. Historically (1953–1999), the station recorded its strongest winds in spring and summer.

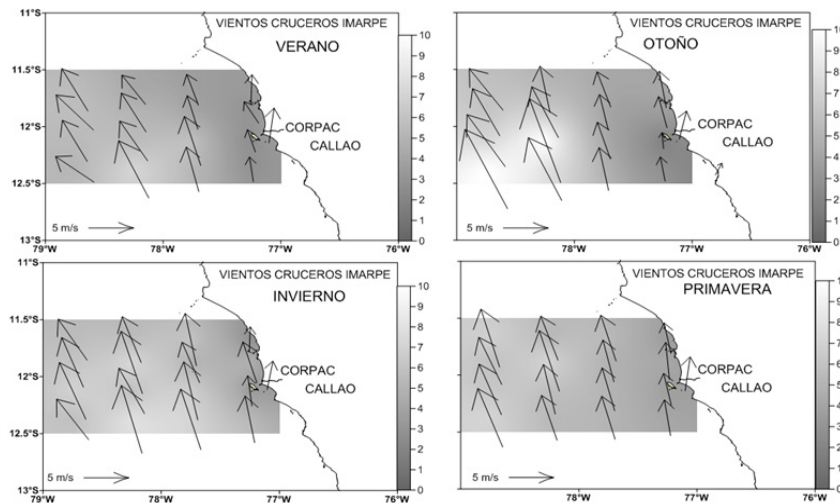


Figura 4.- Promedio de vientos superficiales frente a Callao a partir de los datos de cruceros del IMARPE para el periodo 1999-2013. Otoño (abril-mayo-junio). Invierno (julio-agosto-setiembre)

Figure 4. Average surface winds off Callao based on IMARPE cruise data for the period 1999–2013. Autumn (April–May–June). Winter (July–August–September)

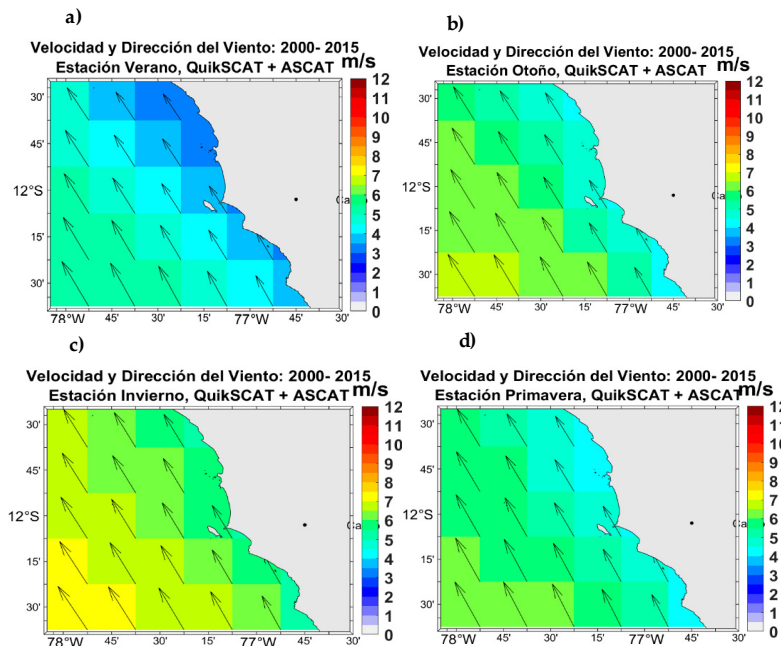


Figura 5.- Promedio estacional del viento satelital (QuikSCAT + ASCAT) frente a Callao durante 2000-2015

Figure 5. Seasonal average satellite wind speed (QuikSCAT + ASCAT) off the coast of Callao. 2000–2015

Tabla 3.- Promedios estacionales de la velocidad del viento superficial (en m/s) calculados en la estación CORPAC y en las áreas A y B de los datos de Reanálisis NCEP, satelitales (QuikSCAT + ASCAT) y de los cruceros de IMARPE

Table 3. Seasonal averages of Surface wind speed (m/s) calculated at the CORPAC station in areas A and B from NCEP reanalysis data, satellite data (QuikSCAT + ASCAT), and IMARPE cruises

Época del año	CORPAC		Reanálisis NCEP		QuikSCAT + ASCAT		Cruceros
	Estación Costera		Área A	Área B	Área A	Área B	Área B
	1953 - 1999	2000 - 2015	1948 - 1999		2000 - 2015		1999 - 2013
Verano	3,97	3,34	4,96	3,66	4,60	3,84	2,78
Otoño	3,49	2,53	6,31	4,89	5,90	5,10	4,67
Invierno	3,59	2,81	6,85	5,73	6,32	5,98	3,66
Primavera	4,02	3,34	5,65	4,75	5,27	4,90	4,52

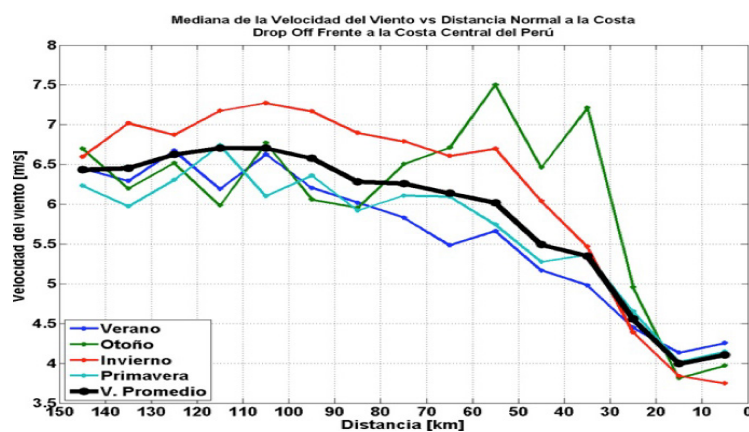


Figura 6.- Variabilidad de la velocidad del viento registrado en los cruceros del IMARPE (BIC José Olaya), durante 1999 - 2013. Área: 10°-14°S, desde la costa hasta 150 km

Figure 6. Variability of wind speed recorded on IMARPE cruises (R/V José Olaya), 1999–2013. Area: 10°–14°S, from the coast to 150 km

Comparación estacional del viento frente a Callao y zona oceánica

El análisis de la información sobre vientos registrada en la estación CORPAC, determinó que existe una disminución del promedio mensual de la velocidad en los últimos 16 años, (2000 – 2015), presentando mayor incidencia durante otoño e invierno (Tabla 3). Esta estación mantiene la influencia de la diferencia térmica local océano-tierra con una disminución en magnitud, en comparación con los promedios del Reanálisis NCEP, satelitales QuikSCAT + ASCAT y de cruceros. La existencia de un forzante local entre sus componentes, genera que no sean comparables los datos de la estación con las áreas A y B, que representan principalmente la influencia de un patrón regional. En la estación, y en el periodo 1953-1999, las mayores intensidades del viento se registraron en primavera y verano.

In Area A, winds were consistently stronger than in Area B for both the 1948–1999 (NCEP reanalysis) and 2000–2015 (satellite) periods (Table 3). This intensification may be linked to a local high-pressure cell off Huacho–Callao (MAEDA & KISHIMOTO, 1970), while nearshore weakening likely reflects continental thermal effects (CAPET *et al.*, 2004). Therefore, we suggest increasing the network of surface wind measurements at sea to further these studies. Data from cruises and satellites (QuikSCAT + ASCAT) showed the greatest differences in area B, with 1.06 and 2.32 m/s in summer and winter, respectively.

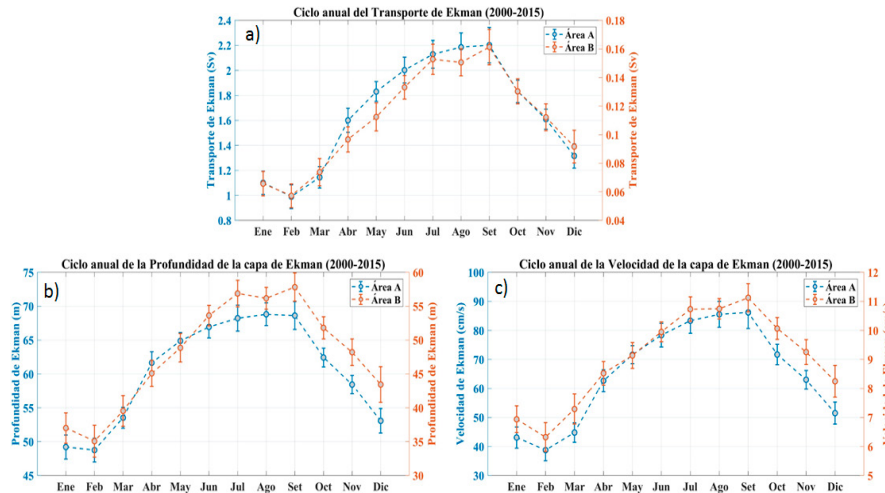


Figura 7.- Ciclo anual de a) Transporte de Ekman, b) Profundidad de la capa de Ekman, c) Velocidad de la Corriente Superficial en la capa de Ekman, debido a la acción de vientos satelitales QuikSCAT + ASCAT, en la área A (centrado en 10°S) y área B (centrado en 12°S). Periodo 2000 – 2015

Figure 7. Annual cycle of a) Ekman transport, b) Ekman layer depth, c) surface current velocity in the Ekman layer, due to the action of QuikSCAT + ASCAT satellite winds, in area A (centered at 10°S) and area B (centered at 12°S). Period 2000–2015

En el área A, el promedio mensual del viento, presentó mayores intensidades que en el área B, tanto para el periodo 1948-1999 (Reanálisis NCEP) como en el periodo 2000-2015 satelital (QuikSCAT + ASCAT) (Tabla 3). La intensificación del viento en el área A en comparación con la B, podría deberse a la celda local de alta presión que se encuentra frente a Huacho-Callao (MAEDA & KISHIMOTO, 1970); mientras que la disminución del viento cerca de la costa sería atribuido al efecto térmico del continente (CAPET *et al.*, 2004). Por ello, se sugiere incrementar la red de registros del viento superficial del mar para profundizar estos estudios. Los datos de cruceros y satelitales (QuikSCAT + ASCAT) presentaron mayores diferencias en el área B con 1,06 y 2,32 m/s en verano e invierno, respectivamente.

Variación interanual y decadal en los indicadores asociados al proceso de afloramiento y de turbulencia para el período 2000-2015

Indicadores físicos

El Transporte de Ekman (TE) se debe a la influencia del esfuerzo del viento τ_v ; la profundidad de la capa de Ekman (PCE) depende de la intensidad del viento (W_{10} , medido a una altura de 10 metros de la superficie del mar) y del coeficiente de difusión turbulenta (A_v); la magnitud de la corriente superficial (CS) de la profundidad de la capa de Ekman, así como del esfuerzo del viento τ_v . Para el periodo 2000-2015, los indicadores fue-

Interannual and decadal variation in indicators associated with upwelling and turbulence for the period 2000–2015

Physical Indicators

The Ekman Transport (ET) depends on the meridional wind stress (τ_v), while the Ekman Layer Depth (ELD) is determined by wind speed at 10 m (W_{10}) and the vertical turbulent diffusion coefficient (A_v). Surface Current Speed (SCS) is also a function of ELD and τ_v . For the period 2000–2015, the indicators were estimated in area A, between 5°–15°S up to 400 km from the coast (centered on 10°S) and between 11.5°–12.5°S (centered on 12°S) in area B (Fig. 1). In Area A, ET peaked at 2.2 Sv in September and dropped to 0.99 Sv in February (annual mean: 1.66 Sv). In Area B, ET ranged from 0.06 Sv (February) to 0.16 Sv (September) (mean: 0.11 Sv) (Fig. 7a).

The Ekman layer depth (ELD) is determined by W_{10} and A_v . In Area A, ELD reached its greatest depth (82 m) in August and its shallowest (41 m) in January and February, with an annual mean of 60 m. In Area B, off Callao, ELD ranged from 35 m in February to 58 m in September, averaging 48 m for the year (Fig. 7b). Surface current velocity (SC), determined by ELD and meridional wind stress τ_v (Fig. 1). In Area A,

ron calculados en el área A, entre 5°-15°S, hasta 400 km de la costa (centrados sobre 10°S) y entre 11,5° - 12,5°S (centrado sobre 12°S) en el área B (Fig. 1). El TE del área A, presenta un ciclo anual, con máximo de 2,2 Sv (setiembre) y mínimo de 0,99 Sv (febrero), variando entre 1,0 - 2,2 Sv, con media anual de 1,66 Sv. Mientras en el B, varía entre 0,06 Sv en febrero y 0,16 Sv en setiembre, con promedio anual de 0,11 Sv (Fig. 7a).

La profundidad de la capa de Ekman (PCE) depende de la magnitud del viento (W_{10} y coeficiente de difusión turbulenta A_v); en el área A alcanza máxima PCE de 82 m en agosto y mínima profundidad de 41 m en enero y febrero, con profundidad media de 60 m. En tanto el área B, frente a Callao, el PCE varió de 35 m en febrero a 58 m en setiembre, con profundidad media de 48 m (Fig. 7b). La magnitud de la corriente superficial (CS) depende de la profundidad de la capa de Ekman y del esfuerzo del viento τ_v , fue determinada en las áreas A y B (Fig. 1). En A se presentó una CS máxima de 86,2 cm/s en setiembre, CS mínima de 38,7 cm/s en febrero, un rango 47,5 cm/s y una media anual de 65 cm/s. En cambio, en el área B la CS varió entre 11,1 cm/s en setiembre y 6,3 cm/s en febrero, con rango de 4,8 cm/s y media anual 9 cm/s (Fig. 7c).

A escala interanual, el transporte de Ekman (TE) presentó variabilidad promedio de 1,55 en el área A y 0,120 Sv en B (Fig. 8a). El coeficiente de determinación (r^2) permitió explicar el 88% de la varianza de la zona oceánica sobre la costera, existiendo máximos valores (3,13 Sv) en la zona oceánica y 0,23 Sv en la zona costera. Los valores del TE fueron relevantes hacia el oeste, por la mayor intensidad media de vientos Alisios en dirección meridional, mientras que fue mínima en dirección zonal. Asimismo, el campo medio anual del esfuerzo del viento mostró coherencia en el TE, presentándose el máximo del TE en invierno y el mínimo en verano, aumentando también hacia el oeste. En invierno se presentaron los mayores cambios en los valores anuales del TE, registrándose el máximo anual, en cambio se observó el mínimo valor anual en verano.

A escala interanual, entre las áreas A y B, la profundidad de la capa de Ekman (Fig. 8b), presentó un rango de variabilidad entre valores medios del orden de 12 m. Mientras la variación entre los valores máximos fue de 24 m entre estas zonas. El coeficiente de determinación r^2 permitió explicar

SC peaked at 86.2 cm/s in September and fell to 38.7 cm/s in February, with an annual mean of 65 cm/s and a range of 47.5 cm/s. In Area B, SC ranged from 6.3 cm/s in February to 11.1 cm/s in September, with a narrower range (4.8 cm/s) and a mean of 9 cm/s (Fig. 7c).

At the interannual scale, ET (Fig. 8a) averaged 1.55 Sv in Area A and 0.120 Sv in Area B. The coefficient of determination (r^2) showed that 88% of the coastal variability was explained by the oceanic zone, where maximum values reached 3.13 Sv, compared to 0.23 Sv in the coastal sector. ET values were notably higher toward the west, driven by stronger mean meridional trade winds, whereas zonal transport was minimal. Furthermore, the mean annual wind stress field was consistent with the spatial pattern of Ekman transport, with maximum ET occurring in winter and minimum values in summer, also increasing westward. The most pronounced annual changes in ET were observed in winter, when the highest yearly values were recorded, while summer exhibited the lowest annual levels.

At the interannual scale, the ELD (Fig. 8b) showed a mean variability range of approximately 12 m between Areas A and B, while the difference between their maximum values reached 24 m. The coefficient of determination (r^2) indicated that 84% of the coastal variance was explained by the oceanic zone. Similarly, surface current velocity (SC) (Fig. 8c) averaged 56 cm/s in Area A and 8 cm/s in Area B. Maximum SC values differed noticeably between zones, reaching 86.2 cm/s in the oceanic sector and 11.1 cm/s in the coastal sector. Here, r^2 showed that 85% of the coastal variance was accounted for by the oceanic variability.

Upwelling ($I\alpha$) and Turbulence Indices

The upwelling index ($I\alpha$), determined by coastal location and meridional wind stress τ_v , was calculated for both Areas A and B (Fig. 1). Seasonally, $I\alpha$ in Area A ranged from 86.3 to 170.8 m^3/s per 100 m, while in Area B, off Callao, it varied from 46.5 to 118.1 m^3/s per 100 m. Minimum values were recorded in January

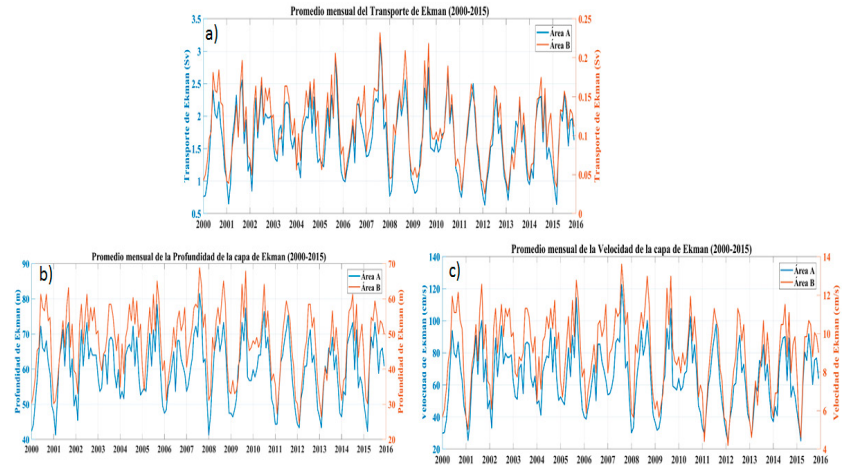


Figura 8.- Promedio mensual de a) Transporte de Ekman, b) Profundidad de la capa de Ekman, c) Velocidad de la Corriente Superficial en la capa de Ekman, debido a la acción de vientos satelitales QuikSCAT + ASCAT, en el área A (centrado en 10°S) y área B (centrado en 12°S). Periodo 2000 – 2015

Figure 8. Monthly average of a) Ekman transport, b) Ekman layer depth, c) surface current velocity in the Ekman layer, due to the action of QuikSCAT + ASCAT satellite winds, in area A (centered at 10°S) and area B (centered at 12°S). Period 2000–2015

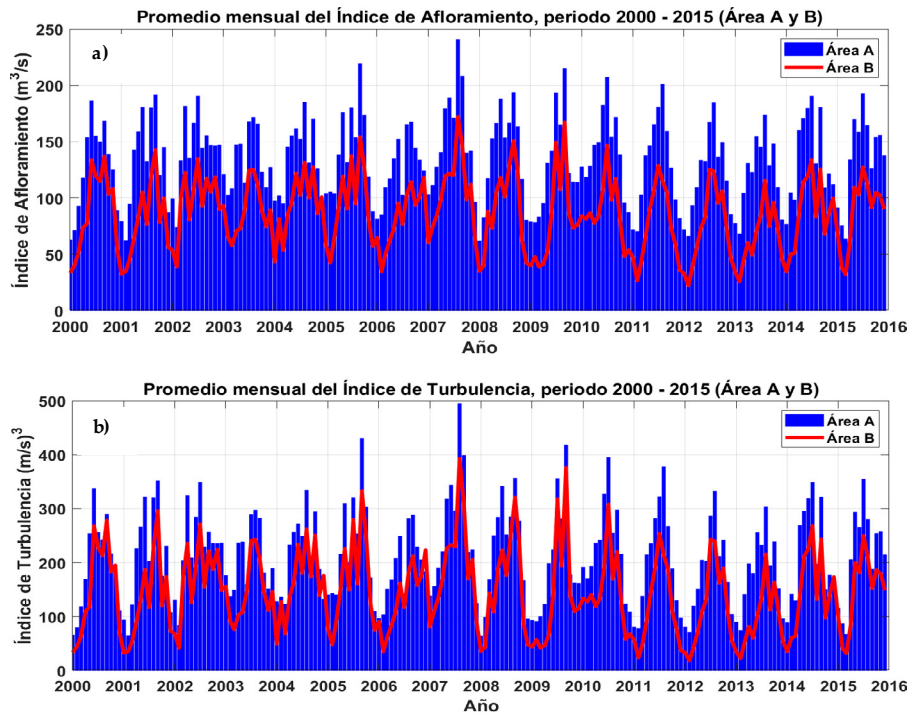


Figura 9.- Promedio mensual e interanual del Índice de Afloramiento (a) e Índice de Turbulencia (b) debido a la acción de vientos satelitales QuikSCAT + ASCAT, en el área A (centrado en 10°S) y área B (centrado en 12°S). Periodo 2000 – 2015

Figure 9. Monthly and interannual average of the Upwelling Index (a) and Turbulence Index (b) due to the action of QuikSCAT + ASCAT satellite winds, in area A (centered at 10°S) and area B (centered at 12°S). Period 2000 - 2015

el 84% de la varianza de la zona oceánica sobre la costera. En tanto la corriente superficial (CS) (Fig. 8c) presentó promedio anual de 56 cm/s para el área A y 8 cm/s para el B. Por otro lado, se observaron diferencias entre los valores máximos de la CS, siendo estos de 86,2 cm/s en la zona oceánica y de 11,1 cm/s en la zona costera, el coeficiente de determinación r^2 permitió explicar el 85% de la varianza de la zona oceánica sobre la costera.

El Índice de Afloramiento ($I\alpha$) y de Turbulencia

El Índice de Afloramiento ($I\alpha$) depende de la localización a lo largo de la costa y del esfuerzo del viento τ_v , fue calculado en las áreas A y B (Fig. 1). A nivel estacional, en A el $I\alpha$ varía de 86,3 a 170,8 m^3/s por 100 m, en B, frente a Callao, varía de 46,5 a 118,1 m^3/s por 100 m. El mínimo valor del $I\alpha$ es de 62,2 m^3/s por 100 m (A, en enero) y 22,3 m^3/s por 100 m (B, en febrero). Se determinó que en verano se registró menor variabilidad, asociado a la presencia estacional de vientos débiles a moderados. En invierno, presentaron mayor variabilidad, como consecuencia de la ocurrencia de vientos fuertes, que mantienen activa la dinámica del afloramiento costero peruano.

A escala interanual (Fig. 9a) el $I\alpha$ en el área A, los valores de menor intensidad se encontraron en febrero 2001 y enero 2008, mientras que el más intenso se detectó en agosto 2007, como consecuencia de la ocurrencia de vientos fuertes. En el área B, el $I\alpha$ con menor intensidad ocurrió en febrero 2012 y mayor intensidad en agosto 2007, como consecuencia de vientos fuertes en las zonas oceánica y costera.

El Índice de Turbulencia (IT), a escala interanual (Fig. 9b), en el área A, los mínimos se detectaron en febrero 2001 y enero 2008, alcanzando a 65 $(m/s)^3$, el IT más intenso se registró en agosto 2007, como consecuencia de la ocurrencia de vientos fuertes, registrándose hasta 496 $(m/s)^3$. En el área B, el IT mínimo se presentó en febrero 2012 con 18 $(m/s)^3$ y el de mayor intensidad se registró en agosto 2007, con 393 $(m/s)^3$, como consecuencia de vientos fuertes.

Series de tiempo de vientos superficiales en el aeropuerto del Callao

Finalmente, se presentan las series de tiempo de los Índices de Afloramiento ($I\alpha$) y Turbulencia (IT), calculadas a partir del viento registrado en la es-

for Area A (62.2 m^3/s per 100 m) and in February for Area B (22.3 m^3/s per 100 m). Variability was lowest in summer, coinciding with the seasonal prevalence of weak to moderate winds, and highest in winter, driven by strong winds that sustain the dynamics of the Peruvian coastal upwelling system.

At the interannual scale (Fig. 9a), the lowest $I\alpha$ in Area A occurred in February 2001 and January 2008, while the most intense was recorded in August 2007, associated with strong wind events. In Area B, the weakest upwelling was observed in February 2012, and the strongest—also in August 2007—resulted from intense winds affecting both the coastal and oceanic zones.

At the interannual scale (Fig. 9b), the Turbulence Index (TI) in Area A showed its lowest intensities in February 2001 and January 2008, both at 65 $(m/s)^3$. The most pronounced event occurred in August 2007, reaching 496 $(m/s)^3$, driven by the passage of strong winds. In Area B, off Callao, the minimum TI was recorded in February 2012 at 18 $(m/s)^3$, while the maximum—393 $(m/s)^3$ —was likewise observed in August 2007 under similarly intense wind conditions.

Surface Wind Time Series from Callao Airport

The time series of the Upwelling Index ($I\alpha$) and Turbulence Index (TI) were obtained from wind records at the CORPAC station (12°S), reconstructed and updated following the methodology of MENDO *et al.* (1987) (Tables 4, 5, Fig. 10). For the period 2000–2015, these indices are broadly consistent with large-scale atmospheric teleconnections driven by equatorial variability and the Pacific Decadal Oscillation (PDO), known to modulate major eastern boundary upwelling systems such as the Humboldt and California currents (SCHWING *et al.*, 2009). At regional and local scales, however, the wind magnitudes recorded at the coastal station—located approximately 2 km inland—are lower than those derived from satellite-based and reconstructed datasets. This underestimation translates into smaller $I\alpha$ and TI values. Consequently, this particular time

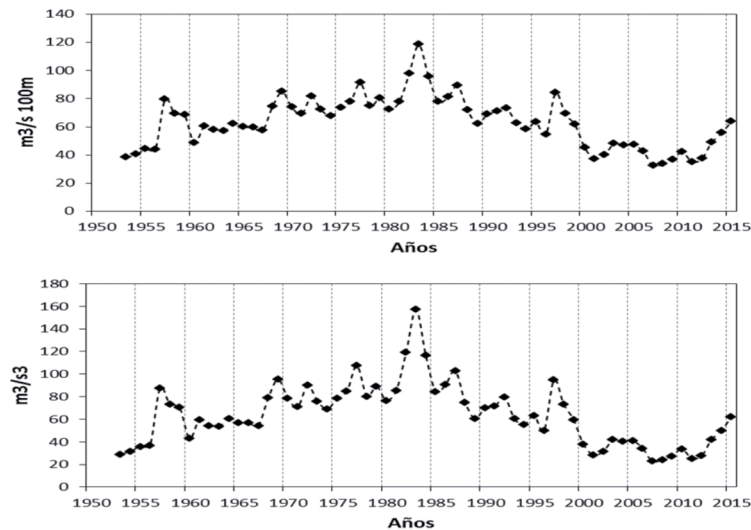


Figura 10.- Series de tiempo de los Índices de Afloramiento y Turbulencia estación CORPAC (Callao, 12°S) reconstruida y actualizada después de MENDO *et al* (1987)

Figure 10. Time series of the Upwelling and Turbulence Indices for the CORPAC station (Callao, 12°S) reconstructed and updated after MENDO *et al* (1987)

Tabla 4.- Estadísticos del Índice de Afloramiento calculado para los vientos satelitales en las áreas A y B. Periodo 2000-2015

Table 4. Statistics for the Upwelling Index estimated for satellite winds in areas A and B. Period 2000–2015

Mes del año	Área A (zona oceánica)				Área B (frente a Callao)			
	mínimo	máximo	promedio	varianza	mínimo	máximo	promedio	varianza
Enero	62,2	128,0	88,1	375,8	32,7	93,1	51,1	365,8
Febrero	62,5	118,5	86,3	332,9	22,3	81,4	46,5	365,7
Marzo	63,8	133,5	103,7	315,2	32,2	99,5	58,1	421,8
Abril	95,4	181,8	137,5	428,3	41,6	122,7	74,5	369,6
Mayo	122,7	179,4	152,1	301,9	49,7	119,6	87,4	470,0
Junio	113,4	188,9	161,7	519,8	70,3	133,6	103,9	284,3
Julio	102,9	207,1	167,8	716,5	76,8	149,5	118,1	541,0
Agosto	130,6	240,8	170,8	648,4	83,1	172,2	114,9	420,8
Setiembre	126,3	219,3	170,1	906,7	74,8	167,4	122,0	666,4
Octubre	109,1	173,8	141,9	341,2	68,0	127,8	97,7	335,6
Noviembre	95,7	155,9	123,5	300,0	48,1	118,6	84,9	420,8
Diciembre	80,7	147,3	102,6	474,0	35,9	118,3	70,1	622,9

Tabla 5.- Estadísticos del Índice de Turbulencia calculado para los vientos satelitales en las áreas A y B. Periodo 2000-2015

Table 5. Statistics for the Turbulence Index estimated for satellite winds in areas A and B. Period 2000–2015

Mes del año	Área A (zona oceánica)				Área B (frente a Callao)			
	mínimo	máximo	promedio	varianza	mínimo	máximo	promedio	varianza
Enero	65	192	111	1389	33	156	66	1451
Febrero	66	171	108	1178	18	128	58	1311
Marzo	68	205	141	1267	32	172	80	1870
Abril	124	325	216	2315	47	236	114	2045
Mayo	180	319	250	1815	61	227	145	2763
Junio	160	344	275	3195	102	269	186	1974
Julio	138	396	291	4462	117	318	226	4059
Agosto	198	496	298	4736	132	393	216	3588
Setiembre	188	431	298	6141	112	376	238	5520
Octubre	151	304	225	1921	98	251	170	2265
Noviembre	124	258	183	1491	58	225	139	2409
Diciembre	96	237	140	2069	37	224	107	3140

tación CORPAC (Callao, 12°S) actualizado después de MENDO *et al.* (1987) (Tablas 4, 5, Fig. 10). Entre el 2000 y 2015 estarían en concordancia a la teleconexión atmosférica dominada por la variabilidad Ecuatorial y climática caracterizada por la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) en los sistemas de afloramiento costeros, como Humboldt y California (SCHWING *et al.*, 2010) a gran escala. Sin embargo, tanto a escala regional como pequeña escala, dada la influencia de la diferencia térmica del viento en la estación costera en tierra (ubicada a ~2 km de la costa), la escala de valores de viento es menor a $I\alpha$ y IT calculados con datos del satélite y reconstruidos. Por tanto, no se recomienda el uso de esta serie de tiempo para caracterizar la variabilidad mensual e interanual del afloramiento costero frente al Callao.

4. CONCLUSIONES

El campo de vientos superficiales mostró mayor intensidad y variabilidad en el área A (oceánica) respecto a lo observado en la B (costera, frente a Callao). Los promedios mensuales más altos fueron 9,2 m/s (agosto) en el área A y 8,7 m/s (julio) en la B. Sin embargo, en ambas zonas la mayor variabilidad se presentó en junio con varianzas de 5,4 m²/s² para A y de 4,8 m²/s² para B.

El viento satelital en la zona oceánica y costera (frente a Callao), presentó un marcado ciclo estacional con valores máximos en invierno y mínimos en verano.

Los vientos *in situ* (cruceros), presentaron un comportamiento similar a los vientos satelitales, incrementando su velocidad hacia mar adentro. Sin embargo, las mayores intensidades se presentaron en otoño con vientos *in situ* y en invierno en los datos satelitales.

En discrepancia los vientos del Aeropuerto Jorge Chávez (CORPAC), presentan los más intensos en verano y primavera producto de la variabilidad local e interacción mar, tierra y aire que limita su uso para estudios de afloramiento costero.

Frente al Callao, el gradiente costa-océano (*drop-off* del viento) de los vientos *in situ* incrementó hacia afuera de la costa durante las 4 estaciones del año. Siendo más intenso en los primeros 50 km.

series is not recommended for characterizing the monthly or interannual variability of coastal upwelling off Callao.

4. CONCLUSIONS

Surface winds were stronger and more variable in Area A compared with Area B. The highest monthly means were 9.2 m/s in August for Area A and 8.7 m/s in July for Area B. In both areas, the greatest variability occurred in June, with variances of 5.4 m²/s² and 4.8 m²/s² for Areas A and B, respectively.

Satellite wind data for offshore and coastal waters off Callao revealed a distinct seasonal cycle, with peak values in winter and minima in summer.

In situ wind measurements obtained during scientific cruises closely mirrored the satellite pattern, with speeds increasing as the waters became more offshore. However, maximum intensities occurred in autumn for *in situ* measurements, while satellite data indicated peaks in winter.

Conversely, winds measured at Jorge Chávez Airport (CORPAC) were stronger in summer and spring, reflecting local variability and the interaction between ocean, land, and atmosphere. These factors limit the suitability of airport data for studies of coastal upwelling.

Off Callao, the *in situ* coast-to-ocean wind gradient (*drop-off*) indicated a consistent increase in wind speed offshore throughout the year, with the steepest gradient within the first 50 km from the coast.

From 2000 to 2015, Ekman Transport (ET), Ekman Layer Depth (ELD), and Surface Current in the Ekman Layer (SC) showed pronounced seasonality, with maxima in winter and minima in summer. Reanalysis data (1948–2015) also revealed a positive trend in ET, ELD, and SC after 2000.

El Transporte Ekman, Capa de Ekman, Corriente Superficial en la Capa de Ekman, para el periodo 2000 a 2015, presentó marcada estacionalidad con los máximos valores en invierno y los mínimos en verano. Los datos del reanálisis (1948-2015), también muestran tendencia positiva después del 2000 para TE, CE, CS.

El $I\alpha$ estacional, varió de 86,3 a 170,8 m^3/s por 100 m en el área A y de 46,5 a 118,1 m^3/s por 100 m en el área B. En tanto el IT varió entre 108 a 298 m^3/s^3 para A y de 58 a 238 m^3/s^3 para B.

A partir del reanálisis se determinó que el área A, presentó notable disminución de velocidad promedio mensual del viento entre los años 1948 y 2000, así como un ligero incremento entre 2000 y 2015, diferenciándose tres regímenes de variación entre el promedio de verano e invierno. Los periodos entre 1948 - 1969 y 2003 - 2015, presentan valores sobre el promedio estacional, mientras que los años 1970 - 2002 oscilan por debajo del promedio estacional. En general, se registró una tendencia mayor en los vientos de las épocas de verano y otoño en comparación con invierno y primavera.

Agradecimientos

Se agradece al proyecto de Reanálisis NCEP/NCAR, por los datos proporcionados por NOAA/OAR/ESRL PSL, Boulder, Colorado, EE.UU. desde el link <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>. Así mismo se agradece al personal que participó en los cruceros de investigación científica de IMARPE, entre 1999 y 2013, que recolectó la información de vientos, utilizada en la presente investigación.

Seasonal values of the Upwelling Index ($I\alpha$) ranged from 86.3 to 170.8 m^3/s per 100 m in Area A and from 46.5 to 118.1 m^3/s per 100 m in Area B. The Turbulence Index (TI) ranged from 108 to 298 m^3/s^3 for A and between 58 and 238 m^3/s^3 for B.

Long-term reanalysis indicated a substantial decrease in average monthly wind speed in Area A between 1948 and 2000, followed by a slight increase from 2000 to 2015. Three distinct regimes were identified when comparing summer and winter means: 1948–1969 and 2003–2015 showed values above the seasonal mean, whereas 1970–2002 fell below it. Overall, summer and autumn winds exhibited stronger trends than those in winter and spring.

Acknowledgments

We thank the NCEP/NCAR Reanalysis Project for providing data through NOAA/OAR/ESRL PSL, Boulder, Colorado, USA (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>), and acknowledge the IMARPE scientific cruise teams (1999–2013) for collecting the wind data used in this study.

5. REFERENCIAS

- ALBERT, A., ECHEVIN, V., LEVY, M. & AUMONT, O. (2010). Impact of the nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system. *Journal of Geophysical Research*, 115, C12033. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006569>
- BAKUN, A. (1975). *Daily and weekly upwelling indices, west coast of North America, 1967-73* (NOAA Technical Report NMFS SSRF-693). National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/15387>
- BAKUN, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198-201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>
- BAKUN, A. & PARRISH, R. H. (1982). *Turbulence, transport, and pelagic fish in the California and Peru Current Systems* (CalCOFI. Rep. XXIII). California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI).
- BAKUN, A. & NELSON, C. S. (1991). The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1815-1834. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021%3C1815:TS COWS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021%3C1815:TS COWS%3E2.0.CO;2)
- BAKUN, A. & WEEKS, S. J. (2008). The marine ecosystem off Peru: What are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold? *Progress in Oceanography*, 79, 290-299. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.027>
- BAKUN, A., BLACK, B. A., BOGRAD, S. J., GARCÍA-REYES, M., MILLER, A. J., RYKACZEWSKI, R. R. & SYDEMAN, W. J. (2015). Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems. *Curr Clim Change Rep.*, 1, 85-93. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>
- CALienes, R., GUILLEN, O. & LOSTANAU, N. (1985). Variabilidad espacio-temporal de clorofila, producción primaria y nutrientes frente a la costa peruana. *Bol Inst Mar Perú*, 10(1), 5-44. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/1051>
- CAPET, X. J., MACHESIello, P. & McWILLIAMS, J. C. (2004). Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophysical Research Letters*, 31, L13311. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020123>
- CHAMORRO, A., ECHEVIN, V., DUTHEIL, C., TAM, J., GUTIÉRREZ, D. & COLAS, F. (2021). Projection of upwelling-favorable winds in the Peruvian upwelling system under the RCP8.5 scenario using a high-resolution regional model. *Climate Dynamics*, 57, 1-16. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05689-w>
- CHAVEZ, F. P. & MESSIÉ, M. (2009). A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83, 80-96. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>
- CHAVEZ, F. P., BARBER, R. T. & SANDERSON, M. P. (1989). The potential primary production of the Peruvian upwelling ecosystem, 1953-1984. En D. Pauly, P. Muck, J. Mendo & I. Tsukayama (Eds.), *The Peruvian Upwelling Ecosystem: Dynamics and Interactions* (pp. 50-63). Instituto del Mar del Perú (Imarpe), Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit GmbH (GTZ), International Center for Living Aquatic Resources Management (ICLARM). <https://hdl.handle.net/20.500.12958/1432>
- CHAVEZ, F. P., BERTRAND, A., GUEVARA-CARRASCO, R., SOLER, P. & CSIRKE, J. (2008). The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future. *Progress in Oceanography*, 79, 95-105. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.012>
- COCA, J., RAMOS, A. G. & REDONDO, A. (2006). Cálculo del bombeo de Ekman a partir de datos del dispersómetro de viento SeaWifs a bordo del satélite QuikSCAT. *Revista de Teledetección*, (25), 40-44. <https://acortar.link/eboMRF>
- CORBÍ-BELLOT, A. & ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. (2013). Tasas de transporte de Ekman y afloramiento costero al noroeste de África a partir de la simulación numérica de campos de viento superficiales. *Nereis. Revista Iberoamericana Interdisciplinar de Métodos, Modelización y Simulación*, 5, 53-69. <http://hdl.handle.net/20.500.12466/283>
- CURY, P. & ROY, C. (1989). Optimal environmental window and pelagic fish recruitment success in upwelling areas. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 46, 670-680. <https://doi.org/10.1139/f89-086>
- CUSHMAN-ROISIN, B. (1994). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice-Hall. <https://acortar.link/WsleUV>
- CUSHMAN-ROISIN, B. & BECKERS, J.-M. (2011). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. Physical and Numerical Aspects* (2ª ed.). Academic Press.
- DEMARCQ, H. (2009). Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998-2007). *Progress in Oceanography*, 83, 376-385. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.022>
- DEWITTE, B., VÁZQUEZ-CUERVO, J., GOUBANOVA, K., ILLIG, S., TAKAHASHI, K., CAMBON, G., PURCA, S., CORREA, D., GUTIÉRREZ, D., SIFEDDINE, A. & ORTLIEB, L. (2012). Change in El Niño flavours over 1958-2008: Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 77-80, 143-156. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.011>
- ECHEVIN, V., PUILLAT, I., GRADOS, C. & DEWITTE, B. (2004). Seasonal and mesoscale variability in the Peru upwelling system from in situ data during the years 2000-2004. *Gayana*, 68(2), 167-173. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-65382004000200031>
- EKMAN, V. W. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. *Arkiv för Matematik, Astronomi Och Fysik*, 2(11), 1-55.
- ELSBERRY, R. L. & GARWOOD, R. W. (1978). Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 59(7), 786-789. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1978\)059%3C0786:SSTAGI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1978)059%3C0786:SSTAGI%3E2.0.CO;2)
- GARCON, V., DEWITTE, B., MONTES, I. & GOUBANOVA, K. (2019). Land-sea-atmosphere interactions exacerbating ocean deoxygenation in Eastern Boundary Upwelling Systems (EBUS). En D. Laffoley & J. M. Baxter (Eds.), *Ocean deoxygenation: Everyone's problem. Causes, impacts, consequences and solutions* (pp. 155-170). International Union for Conservation of Nature and Natural Resources (IUCN). <https://portals.iucn.org/library/sites/library/files/documents/2019-048-En.pdf>
- GLANTZ, M. H. & THOMPSON, J. D. (1981). *Resources management and environmental uncertainty: lessons from coastal upwelling fisheries*. Wiley-Interscience.

- HALPERN, D. (2002). Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997-1998 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 29(5), 1075. <https://doi.org/10.1029/2001GL014097>
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K. C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., LEETMAA, A., ... JOSEPH, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077%3C0437:TN YRP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077%3C0437:TN YRP%3E2.0.CO;2)
- KUDELA, R., PITCHER, G., PROBYN, T., FIGUEIRAS, F., MOITA, T. & TRAINER, V. (2005). Harmful algal blooms in coastal upwelling systems. *Oceanography*, 18(2), 184-197. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.53>
- MAEDA, S. & KISHIMOTO, R. (1970). Upwelling off the coast of Peru. *Journal of Oceanographical Society of Japan*, 26(5), 300-309. <https://doi.org/10.1007/BF02769471>
- MENDO, J., PIZARRO, L. & CASTILLO, S. (1987). Monthly turbulence and Ekman transport indexes, 1953 to 1985, based on local wind records from Trujillo and Callao, Perú. En D. Pauly & I. Tsukayama (Eds.), *The Peruvian Anchoveta and Its Upwelling Ecosystem: Three Decades of Change* (pp. 75-88). Instituto del Mar del Perú (Imarpe), Deutsche Gesellschaft Fur Technische Zusammenarbeit (GTZ), International Center for Living Aquatic Resources Management (ICLARM). <https://hdl.handle.net/20.500.12958/1431>
- MORÓN, O. (2000). Características del ambiente marino frente a la costa peruana. *Bol Inst Mar Perú*, 19(1-2), 179-204. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/1008>
- PARRISH, R. H., BAKUN, A., HUSBY, D. M. & NELSON, C. S. (1983). Comparative climatology of selected environmental processes in relation to Eastern Boundary Current pelagic fish reproduction. En G. D. Sharp & J. Csirke (Eds.), *Proceeding of the Expert Consultation to Examine Changes in Abundance and Species Composition of Neritic Fish Resources, San José, Costa Rica, 18-29 April 1983* (FAO Fisheries Report No. 291, Vol. 3, pp. 731-777). Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- PÉREZ-BRUNIUS, P., LÓPEZ, M., PARÉS-SIERRA, A. & PINEDA J. (2007). Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different wind data sources. *CalCOFI Rep.*, 48, 204-214.
- POCKLINGTON, R. (1981). Organic matter in upwelling off Northern Peru, November 1977. En *Investigación cooperativa de la anchoveta y su ecosistema-ICANE-entre Perú y Canadá* (Boletín Volumen Extraordinario, pp. 7-14). Instituto del Mar del Perú. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/1249>
- RAMON, J., LLEDÓ, L., TORRALBA, V., SORET, A. & DOBLAS-REYES, F. J. (2019). What global reanalysis best represents near-surface winds? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(724), 3236-3251. <https://doi.org/10.1002/qj.3616>
- SCHWING, F. B., MENDELSSOHN, R., BOGRAD, S. J., OVERLAND, J. E., WANG, M. & ITO, S-I. (2010). Climate change, teleconnection patterns, and regional processes forcing marine populations in the Pacific. *Journal of Marine Systems*, 79, 245-257. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.027>
- SHAPIRO, M., SHUKLA, J., BRUNET, G., NOBRE, C., BÉLAND, M., DOLE, R., TRENBERTH, K., ANTHES, R., ASRAR, G., BARRIE, L., BOUGEALT, P., BRASSEUR, G., BURRIDGE, D., BUSALACCHI, A., CAUGHEY, J., CHEN, D., CHURCH, J., ENOMOTO, T., HOSKINS, B., ... WALLACE, J. M. (2010). An Earth-System prediction initiative for the twenty-first century. *American Meteorological Society*, 91(10), 1377-1388. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS2944.1>
- SMITH, S. R., LEGLER, D. M. & VERZONE, K. V. (2001). Quantifying uncertainties in NCEP reanalyses using high-quality research vessel observations. *Journal of Climate*, 14(20), 4062-4072. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4062:QUINRU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4062:QUINRU>2.0.CO;2)
- SONG, H., MILLER, A. J., CORNUELLE, B. D. & DI LORENZO, E. (2011). Changes in upwelling and its water sources in the California Current System driven by different wind forcing. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 52, 170-191. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2011.03.001>
- STEWART, R. H. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*. Prentice Hall. <https://open.umn.edu/opentextbooks/textbooks/20>
- TOKINAGA, H. & XIE, S-P. (2011). Wave-and anemometer-based sea surface wind (WASWind) for climate change analysis. *Journal of Climate*, 24(1), 267-285. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3789.1>
- ZUTA, S. & GUILLÉN, O. (1970). Oceanografía de las aguas costeras del Perú. *Bol Inst Mar Perú*, 2(5), 157-324. <https://hdl.handle.net/20.500.12958/949>