

## Modelado numérico de la difusión térmica vertical nocturna en la atmósfera marina para el diagnóstico de inversiones de temperatura

### Numerical modeling of nocturnal vertical thermal diffusion in the marine atmosphere for temperature inversion diagnosis

Pazmacarena Fernández-Vera<sup>1</sup>, Vicente Bahamonde-Espinoza<sup>1</sup>, Fabián León-Núñez<sup>2,\*</sup>, Luis Rojas-Valdivia<sup>2</sup>, Fabiola Alvarado-Valdés<sup>3</sup>

(1) Academia Politécnica Naval, Escuela de Litoral y Faros, Viña del Mar, Chile

(2) Doctorado en Industria Inteligente, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso 2362804, Chile

(3) Universidad Santo Tomás, Facultad de Ingeniería, Avenida Ejército Libertador 146, Santiago 8370003, Chile

\*autor de correspondencia ([fabian.leon@pucv.cl](mailto:fabian.leon@pucv.cl))

---

Recibido 10/03/2026

Evaluado 30/05/2026

Aceptado 30/05/2026

<https://doi.org/10.65093/aci.v17.n2.2026.56>

#### RESUMEN

Se presenta un modelo unidimensional para representar la difusión térmica vertical nocturna en la capa límite atmosférica marina y diagnosticar inversiones de temperatura de interés operacional. El objetivo fue evaluar la respuesta del sistema ante cuatro escenarios sintéticos de contraste aire-mar y viento mediante una ecuación parabólica de difusión con difusividad turbulenta dependiente de estabilidad, condición de borde de flujo sensible y enfriamiento radiativo constante. El problema se resolvió con Crank-Nicolson en una columna de 600 m durante 6 h. Los resultados muestran que los casos con mar más frío y viento débil desarrollan inversiones más intensas, mientras que el escenario control con mar más cálido no supera el umbral diagnóstico. La intensidad integrada máxima se obtuvo en E3. Se concluye que el esquema reproduce de forma consistente la transición entre regímenes con y sin inversión y constituye una base trazable para validación futura.

Palabras clave: capa límite marina, inversión térmica, mezcla turbulenta, temperatura superficial del mar

#### ABSTRACT

A one-dimensional model is presented to represent nocturnal vertical thermal diffusion in the marine atmospheric boundary layer and diagnose operationally relevant temperature inversions. The objective was to evaluate the system response under four synthetic air-sea thermal contrasts and wind scenarios using a parabolic diffusion equation with stability-dependent turbulent diffusivity, a sensible-heat-flux lower boundary condition, and constant radiative cooling. The problem was solved with a Crank-Nicolson scheme in a 600 m column over 6 h. Results show that colder-sea and weaker-wind cases develop stronger inversions, whereas the control case with a warmer sea surface does not exceed the diagnostic threshold. The maximum integrated intensity was obtained in E3. It is concluded that the scheme consistently reproduces the transition between regimes with and without inversion and provides a traceable basis for future validation.

Keywords: marine boundary layer, thermal inversion, turbulent mixing, sea surface temperature

## INTRODUCCIÓN

Durante la noche, la atmósfera marina puede evolucionar rápidamente hacia estados estables por efecto del enfriamiento radiativo y de la disminución de la mezcla vertical. En términos operacionales, este proceso favorece la persistencia de nubosidad baja, bruma o niebla cuando existe humedad suficiente, y además puede modificar el desempeño de sensores y sistemas embarcados al concentrar gradientes térmicos en una capa somera. En ese contexto, disponer de diagnósticos simples, reproducibles y físicamente interpretables resulta relevante para anticipar inversiones térmicas en la capa límite atmosférica marina (Arya, 2001; Stull, 1988).

En ambientes costeros y marítimos, la temperatura superficial del mar (SST) modula de forma directa el intercambio de calor sensible con la atmósfera, la humedad relativa próxima a la superficie y, en consecuencia, la visibilidad y la probabilidad de niebla marina. Estudios recientes han mostrado que cambios relativamente modestos en SST pueden alterar la formación de niebla o de nubosidad baja y reorganizar la estabilidad de la capa límite marina, en especial durante situaciones invernales o persistentemente estables (Liu *et al.*, 2022; Hwang *et al.*, 2025).

A la vez, el uso de observaciones embarcadas y remotas ha permitido describir con mayor detalle la estructura del límite marino y sus parámetros turbulentos. Observaciones con lidar Doppler embarcado y análisis multi-fuente han mostrado que el espesor de la capa límite, el viento y la mezcla turbulenta responden con sensibilidad a los flujos superficiales y a la configuración sinóptica, aportando restricciones útiles para la evaluación de parametrizaciones y modelos (Wulfmeyer & Janjić, 2005; Pichugina *et al.*, 2012; Achtert *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2023; Liu *et al.*, 2025; Song *et al.*, 2025).

En particular, las simulaciones LES y los modelos de columna simple aplicados a estratocúmulos marinos muestran que la inversión estable, el enfriamiento radiativo de onda larga y el entrainment de aire cálido y seco desde la atmósfera libre controlan la evolución termodinámica nocturna de la capa límite marina (Duykerke *et al.*, 2004; McGibbon & Bretherton, 2017; van der Dussen *et al.*, 2015). Estos antecedentes permiten situar el presente modelo dentro de una línea de trabajo más amplia, donde los esquemas reducidos sirven para aislar mecanismos físicos antes de avanzar hacia formulaciones tridimensionales o de columna completa.

Desde una perspectiva operacional, la misma estructura vertical de temperatura y humedad puede modificar la refractividad atmosférica y favorecer ductos electromagnéticos de superficie, con impacto potencial en radares, comunicaciones y sensores de baja altura sobre el mar (Jiang *et al.*, 2022). Por ello, diagnosticar inversiones térmicas marinas no solo tiene interés meteorológico, sino también valor aplicado en ambientes navales y costeros.

Sin embargo, para fines de diagnóstico rápido y nowcasting de corto plazo no siempre se dispone de observaciones directas ni de modelos completos con alto costo computacional. Buena parte de la literatura reciente se ha concentrado en estudios de caso observacionales o en simulaciones de mayor complejidad física, mientras que existe menos énfasis en esquemas reducidos y trazables que permitan aislar la sensibilidad del sistema a la combinación entre contraste térmico aire-mar y mezcla turbulenta.

Asimismo, investigaciones de mayor complejidad han mostrado que procesos no incluidos en un esquema térmico 1D, como la organización mesoscalar de cúmulos, la interacción multiescala nube-radiación y el transporte de aerosoles en capas límite internas costeras, pueden alterar la estructura vertical de la capa límite y la distribución de propiedades atmosféricas (Bretherton & Blossey, 2017; Khairoutdinov *et al.*, 2008; Liang & Yu, 2016). En consecuencia, el enfoque adoptado en este estudio debe entenderse como una aproximación idealizada orientada a sensibilidad física, no como una representación completa del sistema marino real.

Sobre esa base, se propuso un modelo numérico unidimensional orientado a representar la difusión térmica vertical nocturna sobre el mar y a diagnosticar inversión mediante dos métricas simples: altura diagnóstica de inicio de inversión e intensidad integrada. El objetivo del trabajo fue evaluar el comportamiento de dicho modelo en cuatro escenarios sintéticos de contraste aire-mar y viento, organizados como experimentos

numéricos controlados. Con ello, se buscó establecer una base teórico-computacional útil para futuras etapas de validación con observaciones o reanálisis.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se consideró una columna vertical unidimensional con coordenada  $z$  positiva hacia arriba y dominio  $z \in [0, H]$ , donde  $H = 600$  m. La variable pronosticada fue la temperatura potencial  $\theta(z,t)$ . El núcleo del esquema correspondió a una ecuación de difusión vertical con coeficiente variable y forzamiento radiativo.

En modelos atmosféricos regionales y de capa límite, la representación de la estabilidad cercana a la superficie y del flujo de calor sensible puede afectar la simulación de la temperatura próxima al suelo, especialmente bajo condiciones estables o con inversión (Xin *et al.*, 2014). En este estudio, dichos procesos se representaron mediante un esquema reducido de difusión vertical, orientado a aislar la respuesta térmica de la columna.

$$\partial\theta/\partial t = \partial/\partial z [ Kh(z,t) \cdot \partial\theta/\partial z ] + Q_{rad} \quad (1)$$

La ec. (1) se interpretó como una EDP parabólica no homogénea, donde el término difusivo representa mezcla vertical efectiva y  $Q_{rad}$  representa un enfriamiento radiativo neto constante. Para este estudio se adoptó  $Q_{rad} = -1.5 \times 10^{-5}$  K/s, equivalente aproximadamente a  $-1.3$  K día<sup>-1</sup>. Este valor se utilizó como forzamiento radiativo idealizado de bajo orden para condiciones nocturnas, no como una parametrización radiativa completa. Su inclusión responde a la importancia del enfriamiento radiativo en la evolución de capas límite marinas y estratocúmulos, ampliamente descrita en la literatura (Stull, 1988; Duynkerke *et al.*, 2004).

$$-Kh(0,t) \cdot (\partial\theta/\partial z)|_{z=0} = H_s(t)/(\rho \cdot c_p) \quad (2)$$

$$H_s = \rho \cdot c_p \cdot Ch \cdot U \cdot (SST - T_{aire}) \quad (3)$$

$$(\partial\theta/\partial z)|_{z=H} = 0 \quad (4)$$

La condición de borde inferior, en  $z = 0$ , se formuló como una condición de flujo sensible aire-mar. Esta convención de signo permite representar enfriamiento atmosférico desde abajo cuando  $SST < T_{aire}$ . La condición de borde superior, en  $z = H$ , se impuso como gradiente nulo.

Operacionalmente, el flujo superficial se implementó en forma conservativa en la cara inferior de la primera celda, por lo que la condición de borde no requiere evaluar literalmente  $Kh$  en  $z = 0$ . Esta aclaración evita la singularidad formal asociada a  $Kh = \kappa \cdot u_*^3 \cdot z / \phi_h$  cuando  $z \rightarrow 0$  y permite representar el intercambio superficial como un flujo impuesto en la frontera, consistente con una discretización de volúmenes finitos.

La difusividad turbulenta para calor,  $Kh$ , se cerró mediante teoría de similitud de Monin-Obukhov (MOST) en la capa superficial  $z \leq z_s = 50$  m. Por encima de  $z_s$ , se adoptó una forma suavizada decreciente. La condición inicial se estableció como un perfil neutro débilmente estratificado.

En este marco,  $Kh$  debe interpretarse como una parametrización efectiva del transporte turbulento vertical de calor. Estudios LES de capas límite marinas nubosas muestran que la mezcla real resulta de la interacción entre estructuras coherentes, ascensos, descensos, entrainment y flujos submalla, por lo que un cierre 1D concentra en un solo coeficiente procesos que en simulaciones avanzadas se resuelven o parametrizan con mayor detalle (Davini *et al.*, 2017; Kirkpatrick *et al.*, 2006).

$$Kh(z,t) = \kappa \cdot u_*^3(t) \cdot z / \phi_h(z/L), \quad z \leq z_s \quad (5)$$

$$L = -u_*^3 \cdot \theta / [\kappa \cdot g \cdot (H_s/(\rho \cdot c_p))] \quad (6)$$

$$\phi_h(\zeta) = 1 + 5\zeta \text{ si } \zeta > 0; \quad \phi_h = 0.74 \text{ si } \zeta \leq 0 \quad (7)$$

$$Kh(z,t) = Kh(zs,t) \cdot (1 - z/H)^2, \quad z > zs \quad (8)$$

$$\theta(z,0) = \theta_{surf} + 0.003z, \quad \theta_{surf} = T_{aire} + 273.15 \quad (9)$$

La resolución numérica se efectuó con un esquema de Crank-Nicolson sobre una malla uniforme con  $\Delta z = 5$  m y  $\Delta t = 60$  s durante 6 h. La discretización se implementó en forma conservativa sobre una columna de 120 niveles, actualizando  $Kh$  en cada paso temporal a partir del estado instantáneo del sistema. Aunque el esquema Crank-Nicolson es estable para difusión lineal, la actualización temporal de  $Kh$  introduce una no linealidad efectiva; por ello, la solución se revisó verificando suavidad temporal de los perfiles, ausencia de oscilaciones espurias y conservación del orden relativo de intensidad entre escenarios bajo la discretización adoptada. Una prueba formal de convergencia con refinamiento sistemático de  $\Delta z$  y  $\Delta t$  se considera parte de la validación futura.

Se consideraron cuatro escenarios sintéticos: E1 ( $T_{aire} = 15$  °C,  $SST = 12$  °C,  $U = 3$  m/s), E2 ( $T_{aire} = 15$  °C,  $SST = 10$  °C,  $U = 2$  m/s), E3 ( $T_{aire} = 15$  °C,  $SST = 8$  °C,  $U = 1$  m/s) y E4 ( $T_{aire} = 13$  °C,  $SST = 15$  °C,  $U = 5$  m/s). Los tres primeros se diseñaron como casos con inversión creciente, mientras que E4 actuó como escenario control sin inversión.

$$z_i(t) = \min\{z : \partial\theta/\partial z \geq \Gamma_{inv}\} \quad (10)$$

$$I(t) = \int (z_i \rightarrow z_i + HI) \max(0, \partial\theta/\partial z - \Gamma_{inv}) dz, \quad HI = 100 \text{ m} \quad (11)$$

Los diagnósticos principales fueron la altura de inicio de inversión y la intensidad integrada. La altura diagnóstica se definió como el primer nivel donde el gradiente vertical supera el umbral  $\Gamma_{inv} = 0.01$  K/m, mientras que la intensidad integrada se calculó como la integral del exceso de gradiente sobre dicho umbral en una ventana de 100 m por encima de  $z_i$ . El umbral adoptado se utilizó como criterio diagnóstico interno de estratificación estable, de magnitud comparable a gradientes térmicos empleados en experimentos numéricos de capa límite estable (Beare *et al.*, 2006).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La resolución numérica del modelo mostró respuestas diferenciadas entre los cuatro escenarios propuestos. En los casos E1, E2 y E3 se desarrolló una inversión térmica dentro de la primera hora de integración, mientras que en E4 no se diagnosticó inversión según el umbral operacional adoptado de 0.01 K/m. La evolución de los perfiles verticales de temperatura potencial (Fig. 1) evidenció que el enfriamiento desde la superficie marina más fría, combinado con una mezcla turbulenta reducida, indujo una curvatura progresiva del perfil y concentró el mayor gradiente térmico en la capa más baja de la columna. La Tabla 1 resume los diagnósticos finales y confirma la separación entre el escenario control y los tres casos con inversión.

La intensidad integrada  $I(t)$  presentó un ordenamiento monótonico entre los escenarios con inversión. El caso E1 alcanzó un valor máximo de 1.34 K al final de las 6 h, E2 llegó a 4.34 K y E3 alcanzó 5.66 K (ver Tabla 1), lo que confirmó que el contraste térmico aire-mar más marcado y el viento más débil favorecieron una estratificación más intensa. Esta señal se observó con claridad en la Fig. 3, donde E3 mantuvo el mayor crecimiento temporal de la intensidad durante toda la simulación, seguido por E2 y luego por E1. En cambio, E4 permaneció en  $I(t) = 0$ , sin superar el umbral de inversión durante todo el experimento.

La evolución temporal de  $I(t)$  mostró una separación temprana entre escenarios, observable desde la primera hora de integración. A partir de ese momento, E3 mantuvo una pendiente de crecimiento mayor que E2 y E1, mientras que E4 se comportó como una curva nula durante todo el periodo. Esta respuesta confirma que la Fig. 3 no solo diferencia la presencia o ausencia de inversión, sino también la tasa relativa de intensificación de la estratificación en los escenarios con mar progresivamente más frío y viento más débil.

La altura diagnóstica  $z_i$  se activó en el primer nivel resoluble del modelo, correspondiente a 5 m, y permaneció en dicho nivel en E1, E2 y E3. Como muestra la Fig. 2, bajo la definición adoptada el umbral de inversión se superó primero en la capa más cercana a la superficie y la principal diferencia entre escenarios no radicó en la elevación del inicio de la inversión, sino en la magnitud del gradiente excedente acumulado en los 100 m inferiores. Este resultado refuerza que, en el marco del experimento controlado, la sensibilidad dominante estuvo asociada a la intensidad de la estratificación más que a un desplazamiento vertical apreciable de la base de la inversión. No obstante,  $z_i = 5$  m debe interpretarse como el primer nivel resoluble bajo  $\Delta z = 5$  m, no como una altura física exacta; por ello, la sensibilidad de  $z_i$  frente al refinamiento vertical de la malla queda identificada como una limitación metodológica.

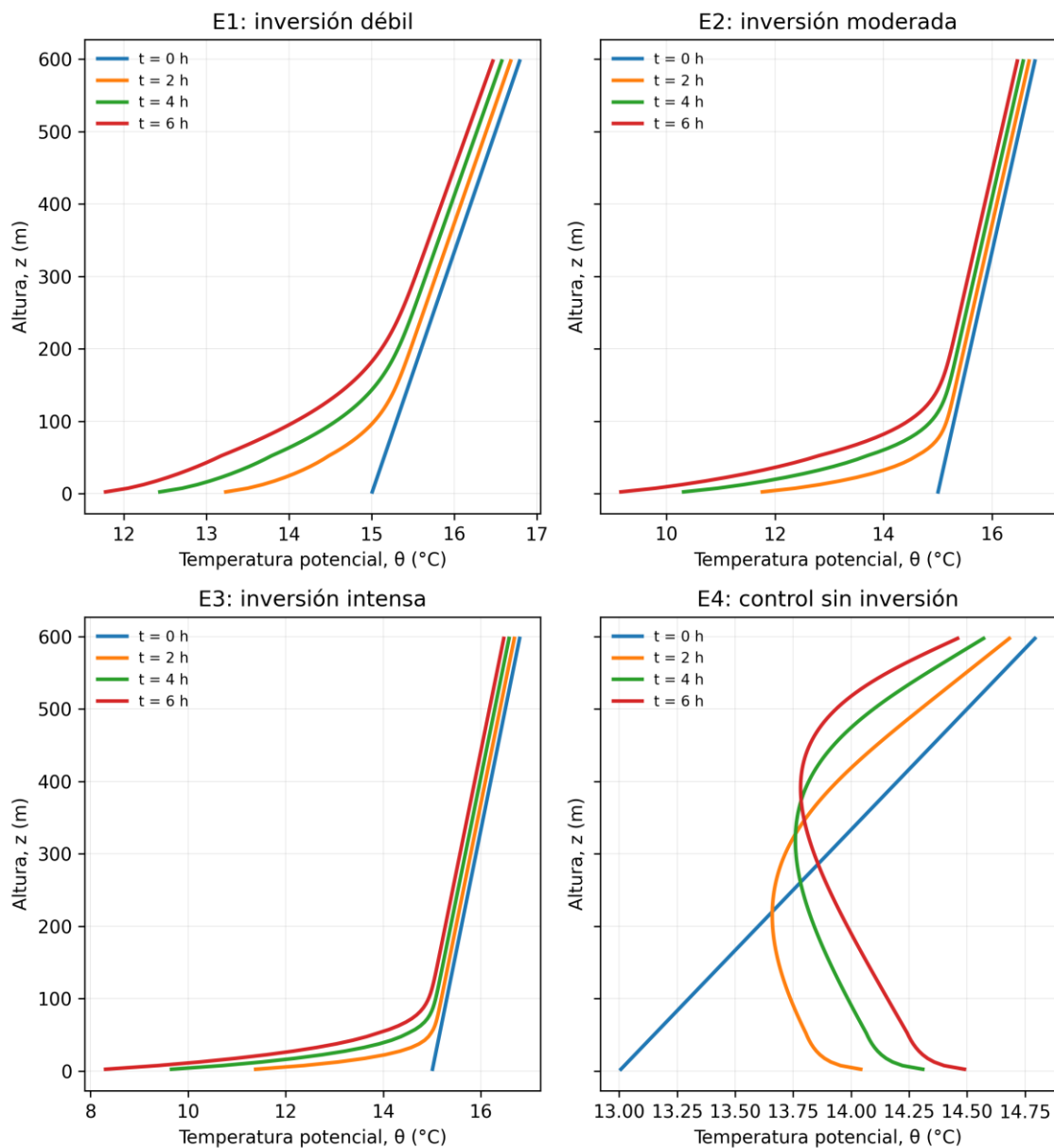


Fig. 1: Perfiles de temperatura potencial a  $t = 0, 2, 4$  y  $6$  h para los cuatro escenarios simulados.

Tabla 1: Resumen de resultados diagnósticos por escenario al finalizar la simulación.

Esc.	Taire (°C)	SST (°C)	U (m/s)	zi,max (m)	lmax (K)	Hora inv. (h)	Inv.
E1	15.0	12.0	3.0	5.0	1.34	1.0	Sí
E2	15.0	10.0	2.0	5.0	4.34	1.0	Sí
E3	15.0	8.0	1.0	5.0	5.66	1.0	Sí
E4	13.0	15.0	5.0	—	0.00	—	No

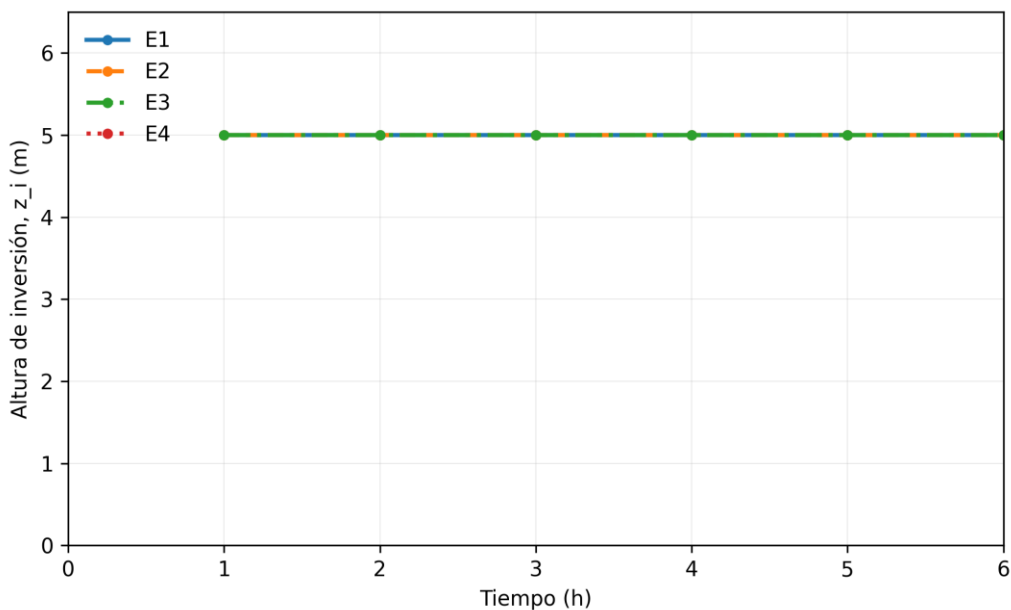


Fig. 2: Evolución temporal de la altura diagnóstica de inversión para los cuatro escenarios.

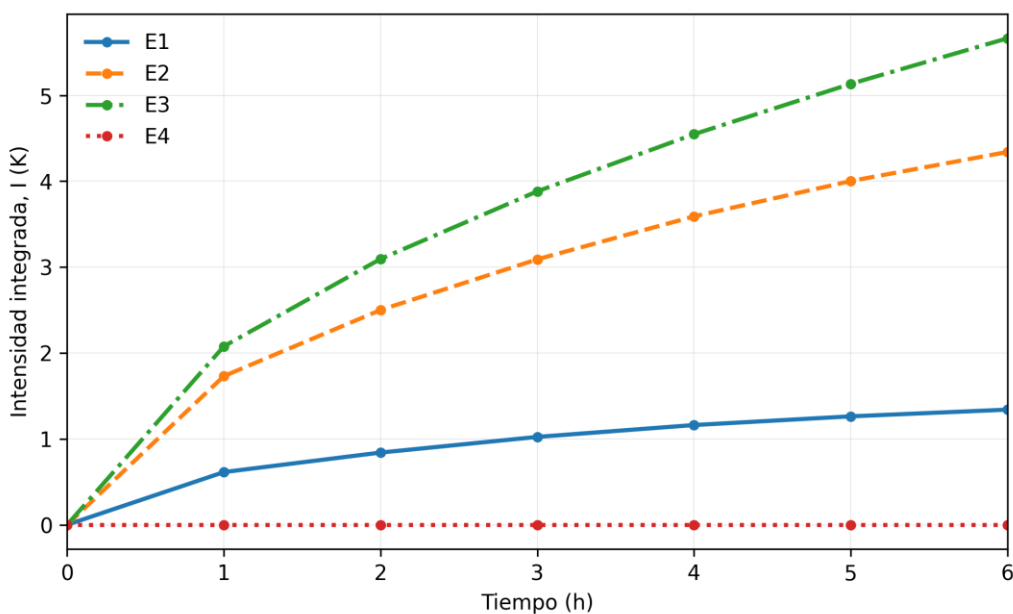


Fig. 3: Evolución temporal de la intensidad integrada de inversión para los cuatro escenarios.

El comportamiento más intenso del escenario E3 se explicó por la combinación de dos mecanismos favorables a la estratificación: un mayor contraste térmico entre atmósfera y mar, y una menor mezcla mecánica asociada al viento débil. En dicho caso, la condición de borde impuso el enfriamiento más eficiente desde abajo y, al mismo tiempo, el cierre turbulento MOST redujo la difusividad para calor. En consecuencia, el sistema retuvo con mayor eficacia los gradientes térmicos verticales y permitió que la intensidad integrada creciera de manera sostenida. Este comportamiento es coherente con la física clásica de la capa límite estable descrita por Arya (2001) y Stull (1988).

Desde un punto de vista físico, el contraste aire-mar no actuó de forma aislada, ya que su efecto dependió de la cantidad de turbulencia disponible para redistribuir el enfriamiento superficial dentro de la columna. Cuando el viento fue más débil, el transporte turbulento disminuyó y el régimen estable resultó más eficiente para suprimir mezcla. Por esta razón, el modelo no solo produjo una inversión, sino una inversión más compacta e intensa en la capa inferior, lo que concuerda con la sensibilidad esperada en ambientes marinos nocturnos y con la noción de capas internas estables sobre superficies marinas más frías (Rogers *et al.*, 1995).

En este contexto, es relevante considerar que los procesos turbulentos no afectan de igual manera a todas las variables atmosféricas, ya que los flujos turbulentos y la variabilidad responden a mecanismos físicos distintos, como la disipación turbulenta y las fluctuaciones de presión, lo que condiciona la evolución del sistema bajo regímenes estables (Guo *et al.*, 2021).

Esta respuesta fue consistente, en términos cualitativos, con estudios recientes sobre niebla y capa límite marina. Liu *et al.* (2022), mostraron que la SST puede modificar la humedad relativa y la visibilidad durante eventos de niebla marina invernal, mientras que Hwang *et al.* (2025), documentaron cambios en la formación de niebla y en la altura de techos bajos asociados a modificaciones térmicas superficiales. En forma análoga, en el presente trabajo una SST más fría favoreció un ambiente superficial más propenso a mantener estabilidad, aun cuando aquí la humedad y la microfísica no fueron resueltas explícitamente.

La literatura observacional también respalda la importancia del acoplamiento entre flujos superficiales, viento y estructura del límite marino. Mediciones con lidar Doppler embarcado y análisis multi-fuente han mostrado que la altura de la capa límite, la cizalladura y la mezcla turbulenta responden con sensibilidad al flujo de calor sensible y al entorno sinóptico (Wulfmeyer & Janjić, 2005; Pichugina *et al.*, 2012; Achtert *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2023; Liu *et al.*, 2025; Song *et al.*, 2025). Aunque el presente modelo es deliberadamente mínimo, su respuesta direccional frente a SST y viento fue consistente con esa evidencia y, por ello, puede entenderse como una herramienta reducida para explorar sensibilidad física antes de una validación con casos reales.

Los estudios LES y SCM de estratocúmulos marinos también muestran que el entrainment desde la atmósfera libre puede ser un proceso dominante en la modificación nocturna de la estructura termodinámica de la capa límite (Duykerke *et al.*, 2004). En el presente modelo, dicho proceso no se representa de manera explícita, sino que sus efectos quedan fuera del balance resuelto. Por esta razón, los resultados deben interpretarse como un diagnóstico de sensibilidad térmica vertical asociado a difusión, flujo superficial y enfriamiento radiativo, no como una predicción completa de la evolución de una capa límite marina nubosa.

La relevancia operacional de este diagnóstico se refuerza al considerar que una inversión baja y estable, combinada con gradientes de humedad, puede modificar la refractividad atmosférica y producir ductos electromagnéticos de superficie (Jiang *et al.*, 2022). Aunque el modelo no calcula humedad, presión ni refractividad modificada, entrega una primera aproximación térmica a una condición de base que puede ser relevante para sensores, propagación radar y comunicaciones sobre el mar.

En contraste, estudios sobre agregación mesoscalar de cúmulos, modelos climáticos multiescala y transporte de aerosoles costeros evidencian que la dinámica real puede depender de humedad, microfísica, variabilidad horizontal, heterogeneidad superficie-mar y advección (Bretherton & Blossey, 2017; Khairoutdinov *et al.*, 2008; Liang & Yu, 2016). Estos antecedentes delimitan el alcance del presente esquema y justifican que una etapa posterior incorpore variables adicionales o comparación con modelos de mayor complejidad.

El escenario E4 actuó como un control físicamente coherente. En ese caso,  $SST > T_{aire}$  y el viento fue mayor, lo que favoreció calentamiento desde el mar y erosión del gradiente estable. Por ello, el umbral diagnóstico nunca fue superado y la intensidad integrada permaneció en cero durante toda la simulación. La principal limitación del modelo implementado fue la omisión de advección horizontal, humedad, microfísica de nubes, entrainment explícito, flujo latente y variabilidad mesoescalar. A ello se suma que la altura  $z_i$  quedó condicionada por el primer nivel resoluble de la malla. En consecuencia, la simulación representa un experimento controlado útil para aislar la sensibilidad del sistema a la frontera aire-mar y al cierre turbulento, pero no captura reorganizaciones térmicas impuestas por el entorno sinóptico, la nubosidad, la topografía costera o la interacción con islas. La siguiente etapa metodológica debe considerar validación con perfiles observados, campañas embarcadas, reanálisis y, eventualmente, comparación con LES o modelos de columna simple.

## CONCLUSIONES

Se desarrolló un modelo numérico unidimensional para representar la difusión térmica vertical nocturna en la atmósfera marina y diagnosticar la formación de inversiones térmicas mediante métricas simples y físicamente interpretables. El esquema permitió evaluar, en un marco controlado, la sensibilidad del sistema a variaciones del contraste térmico aire-mar y de la intensidad del viento, reproduciendo de manera consistente la transición entre escenarios con y sin inversión.

Los resultados mostraron que los casos con superficie del mar más fría y menor velocidad del viento favorecieron un enfriamiento más eficiente desde la base de la columna, una reducción de la mezcla turbulenta y, en consecuencia, una estratificación más estable con inversiones de mayor intensidad. En particular, el escenario E3 presentó la respuesta más intensa del conjunto, seguido por E2 y E1, mientras que el escenario control no superó el umbral diagnóstico de inversión. Este comportamiento respalda la coherencia física del modelo y confirma la relevancia conjunta del forzamiento térmico superficial y del cierre turbulento en la evolución nocturna de la capa límite marina.

En términos metodológicos, el estudio demuestra que un esquema mínimo de difusión vertical puede constituir una base útil para el análisis de sensibilidad y para el diagnóstico físico de corto plazo en ambientes marinos nocturnos. Sin embargo, el alcance predictivo del modelo permanece restringido por la simplificación adoptada, particularmente por la ausencia de procesos como la advección horizontal y los efectos de la humedad. En consecuencia, una etapa posterior de validación con observaciones, perfiles atmosféricos o productos de reanálisis resulta necesaria para establecer con mayor solidez su aplicabilidad en contextos operacionales.

En este sentido, los resultados obtenidos son coherentes con antecedentes que destacan la influencia de la estabilidad cercana a la superficie, del flujo de calor sensible y de los procesos turbulentos en la simulación de la temperatura bajo regímenes estables (Xin *et al.*, 2014; Guo *et al.*, 2021).

Como proyección, el esquema puede ampliarse mediante una ecuación adicional para humedad específica, una parametrización explícita de entrainment en la parte superior de la inversión y un diagnóstico de refractividad modificada para evaluar condiciones favorables a ductos electromagnéticos. Asimismo, la comparación con estudios LES, SCM y observaciones embarcadas permitiría calibrar  $K_h$ , evaluar la sensibilidad a la resolución vertical y establecer con mayor precisión el rango de validez operacional del modelo.

## NOMENCLATURA

Simbología	Significado
$\theta$	Temperatura potencial (K)
$z$	Coordenada vertical (m)
$H$	Altura del dominio vertical (m)
$K_h$	Difusividad turbulenta para calor ( $m^2/s$ )
$Q_{rad}$	Forzamiento radiativo efectivo (K/s)
$H_s$	Flujo sensible aire-mar ( $W/m^2$ )
$\rho$	Densidad del aire ( $kg/m^3$ )

cp	Calor específico del aire a presión constante (J/(kg·K))
Ch	Coefficiente bulk adimensional de intercambio turbulento
U	Velocidad del viento (m/s)
u*	Velocidad de fricción (m/s)
L	Longitud de Monin-Obukhov (m)
$\phi$	Función de estabilidad para calor
$\kappa$	Constante de von Kármán
g	Aceleración de gravedad (m/s <sup>2</sup> )
zi	Altura diagnóstica de inicio de inversión (m)
I	Intensidad integrada de inversión (K)
$\Gamma_{inv}$	Umbral de gradiente para identificar inversión (K/m)
HI	Espesor de integración diagnóstica (m)

## REFERENCIAS

- Achtert, P., Brooks, I.M., Brooks, B.J., Moat, B.I., Prytherch, J., Persson, P.O.G., et al. (2015). Measurement of wind profiles by motion-stabilised ship-borne Doppler lidar. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8 (11), 4993-5007. <https://doi.org/10.5194/amt-8-4993-2015>
- Arya, S.P. (2001). *Introduction to Micrometeorology*. 2<sup>a</sup> ed. Academic Press. ISBN: 978-0120593545.
- Beare, R.J., MacVean, M.K., Holtslag, A.A.M., Cuxart, J., Esau, I., Golaz, J.C., et al. (2006). An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 118 (2), 247-272. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-2820-6>
- Bretherton, C.S. & Blossey, P.N. (2017). Understanding mesoscale aggregation of shallow cumulus convection using large-eddy simulation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9, 2798-2821. <https://doi.org/10.1002/2017MS000981>
- Davini, P., D'Andrea, F., Park, S.-B. & Gentine, P. (2017). Coherent structures in large-eddy simulations of a nonprecipitating stratocumulus-topped boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74 (12), 4117-4137. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0050.1>
- Duykerke, P.G., de Roode, S.R., van Zanten, M.C., Calvo, J., Cuxart, J., Cheinet, S., et al. (2004). Observations and numerical simulations of the diurnal cycle of the EUROCS stratocumulus case. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 3269-3296. <https://doi.org/10.1256/qj.03.139>
- Guo, Z., Griffin, B.M., Domke, S. & Larson, V.E. (2021). A parameterization of turbulent dissipation and pressure damping time scales in stably stratified inversions. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13, e2020MS002278. <https://doi.org/10.1029/2020MS002278>
- Hwang, J.-D., Gwak, C.-Y. & Chang, E.-C. (2025). Modeling study on key factors related to changes in sea fog formation on the western coast of the Korean Peninsula. *Atmosphere*, 16 (11), 1253. <https://doi.org/10.3390/atmos16111253>
- Jiang, Q., Wang, Q. & Gaberšek, S. (2022). Mesoscale variability of surface ducts during Santa Ana wind episodes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2022JD036698. <https://doi.org/10.1029/2022JD036698>
- Khairoutdinov, M., DeMott, C. & Randall, D. (2008). Evaluation of the simulated interannual and subseasonal variability in an AMIP-style simulation using the CSU multiscale modeling framework. *Journal of Climate*, 21 (3), 413-431. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1630.1>
- Kirkpatrick, M.P., Ackerman, A.S., Stevens, D.E. & Mansour, N.N. (2006). On the application of the dynamic Smagorinsky model to large-eddy simulations of the cloud-topped atmospheric boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63 (2), 526-546. <https://doi.org/10.1175/JAS3651.1>

- Liang, T. & Yu, X. (2016). A numerical study of sea-spray aerosol motion in a coastal thermal internal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 160, 347-361. <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0142-0>
- Liu, L., Wang, X., Li, Y. & Wei, W. (2022). The effect of sea surface temperature on relative humidity and atmospheric visibility of a winter sea fog event over the Yellow-Bohai Sea. *Atmosphere*, 13 (10), 1718. <https://doi.org/10.3390/atmos13101718>
- Liu, Y., Luo, T., Yang, K., Zhang, H., Zhu, L., Shao, S., et al. (2025). Estimation of atmospheric boundary layer turbulence parameters over the South China Sea based on multi-source data. *Remote Sensing*, 17 (11), 1929. <https://doi.org/10.3390/rs17111929>
- McGibbon, J. & Bretherton, C.S. (2017). Skill of ship-following large-eddy simulations in reproducing MAGIC observations across the northeast Pacific stratocumulus to cumulus transition region. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9, 810-831. <https://doi.org/10.1002/2017MS000924>
- Pichugina, Y.L., Banta, R.M., Brewer, W.A., Sandberg, S.P. & Hardesty, R.M. (2012). Doppler lidar-based wind-profile measurement system for offshore wind-energy and other marine boundary layer applications. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51 (2), 327-349. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-040.1>
- Rogers, D.P., Johnson, D.W. & Friehe, C.A. (1995). The stable internal boundary layer over a coastal sea. Part I: Airborne measurements of the mean and turbulence structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52 (6), 667-683. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<0667:TSIBLO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<0667:TSIBLO>2.0.CO;2)
- Song, X., Lian, W., Wang, F., Jiang, P. & Wang, J. (2025). A shipborne Doppler lidar investigation of the winter marine atmospheric boundary layer over southeastern China's coastal waters. *Remote Sensing*, 17 (13), 2161. <https://doi.org/10.3390/rs17132161>
- Stull, R.B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>
- van der Dussen, J.J., de Roode, S.R., Dal Gesso, S. & Siebesma, A.P. (2015). An LES model study of the influence of the free tropospheric thermodynamic conditions on the stratocumulus response to a climate perturbation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7, 670-691. <https://doi.org/10.1002/2014MS000380>
- Wang, X., Dai, G., Wu, S., Zhu, P., Li, Z., Song, X., et al. (2023). Classification of turbulent mixing driven sources in marine atmospheric boundary layer with use of shipborne coherent Doppler lidar observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128, e2023JD038918. <https://doi.org/10.1029/2023JD038918>
- Wulfmeyer, V. & Janjić, T. (2005). Twenty-four-hour observations of the marine boundary layer using shipborne NOAA high-resolution Doppler lidar. *Journal of Applied Meteorology*, 44 (11), 1723-1744. <https://doi.org/10.1175/JAM2296.1>
- Xin, Y., Bian, L., Rinke, A. & Dethloff, K. (2014). Simulation and evaluation of 2-m temperature over Antarctica in a polar regional climate model. *Science China Earth Sciences*, 57 (4), 703-709. <https://doi.org/10.1007/s11430-013-4709-z>