

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**EFFECTOS HIDRODINÁMICOS DEL VIENTO EN UN ESTUARIO PEQUEÑO Y
ESTRATIFICADO**

DHANNAI SEPÚLVEDA G.¹
MEGAN WILLIAMS²

RESUMEN

En este estudio se investiga el efecto del esfuerzo de corte provocado por el viento en la superficie, estratificación y las velocidades de un estuario pequeño luego de que su entrada se cierre mediante una barra de arena, aislando el sistema del océano. Se muestra que la salinidad y la temperatura en el Estuario Pescadero, CA, forman estratos de diferentes densidades en el agua que se exponen al forzamiento de viento en la superficie. El esfuerzo de corte generado por el viento crea procesos de surgencia y fluctuaciones en la superficie que afectan la dinámica del estuario. Se describen datos recolectados a principios de 2012 donde se registran dos periodos en que el estuario se encuentra cerrado, basados en sensores de conductividad-temperatura-profundidad (CTD) ubicados en distintas locaciones a lo largo de la columna de agua y un perfilador acústico Doppler (ADCP) anclado en el fondo. Se utiliza un análisis espectral de frecuencias para identificar los seiches en la superficie debido a la surgencia provocada por el viento. También se utilizó un análisis Wavelet para identificar los momentos en que el oleaje sobrepasa la barrera de arena para descartar estos eventos y solo centrarse en el efecto del viento.

¹ Estudiante Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil, Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María - email: dhannai.sepulveda@sansano.usm.cl

² Profesor Asistente, Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María – email: megan.williams@usm.cl

1. INTRODUCCIÓN

Los estuarios pequeños y altamente estratificados son sistemas que, en algunos casos, se caracterizan por el cierre periódico de su entrada mediante la formación de una barra de arena. Estos se encuentran principalmente en climas mediterráneos como Chile, California, Sudáfrica, Australia, entre otros (McSweeney et al., 2017). El cierre ocurre cuando se forma una berma de arena en el canal de entrada y puede ocurrir de manera estacional o irregular durante todo el año (Behrens et al., 2013). No obstante, en la variabilidad anual dominan generalmente los eventos de cierre debido a los marcados ciclos estacionales de lluvia y flujo de ríos, además de las condiciones del oleaje generalmente observados en este tipo de climas (Ranasinghe & Pattiaratchi, 2003).

Cuando la entrada del estuario se cierra se pueden desarrollar procesos que impactan en la mezcla y la circulación, los cuales afectarían la vida marina del estuario (Ranasinghe & Pattiaratchi, 1999). El viento es la principal fuente de mezcla presente, pero la estratificación hace difícil energizar la capa más densa, llevando en algunos casos a una supresión de la turbulencia bajo la pycnoclina (Cousins et al., 2010). Esto podría provocar hipoxia o anoxia en las capas inferiores (Kelly et al., 2018) o la retención de nutrientes en el fondo (Cousins et al., 2010) y cuando hay surgencia o mezcla se podrían producir cambios abruptos para la vida marina y generarles problemas o incluso la muerte (Marti-Cardona et al., 2008). Esto los hace sitios de gran importancia para la investigación por ser hábitats altamente variables y dinámicos.

En su estado de desconexión al océano el estuario puede tomar forma de laguna estratificada, la cual tiene como principal fuente de variabilidad a corto plazo la surgencia y/o los seiches formados por el esfuerzo superficial del viento. Investigaciones anteriores muestran la respuesta del esfuerzo de corte producido por el viento en lagos grandes y estratificados por temperatura (Coman & Wells, 2012; Cueva et al., 2019; Laval et al., 2008), donde se observó cómo el esfuerzo de corte del viento afecta a estos cuerpos de agua cuando tienen frecuencias cercanas a sus oscilaciones naturales y cómo los eventos de surgencia provocados por este provocan variabilidad en la temperatura. Aun así, hay información limitada sobre los efectos hidrodinámicos del viento en lagunas pequeñas y estratificadas salinamente, lo que sería interesante de estudiar para conocer como el viento afecta en su comportamiento y estructura.

Actualmente, en Chile se desarrollan ampliamente este tipo de estuarios, debido a que sus condiciones estacionales son similares a las de otros lugares, ya mencionados, donde se encuentran, y a pesar de esto, son pocos los estudios realizados en el país sobre el tema. En Dussaillant et al. (2009) se realizó una investigación sobre la reserva el Yali, uno de los humedales más importantes de la zona central de Chile, cuyo conocimiento se debe complementar para conseguir entender a cabalidad los sistemas costeros pequeños y altamente estratificados.

El objetivo general de este trabajo es estudiar los principales efectos del viento sobre un estuario pequeño, de manera de usar la información recolectada para ahondar en el estudio de cuerpos de agua de este tipo. Por consiguiente, esta investigación busca obtener una mayor comprensión de la relación entre el esfuerzo de viento, la respuesta de la superficie y del comportamiento de las capas de distintas densidades dentro del estuario en estado cerrado.

Para ello se usarán estudios de campo y análisis de las series de tiempo para la interacción viento-estuario.

2. DESCRIPCIÓN DEL SITIO DE ESTUDIO Y MEDICIONES IN SITU

El área de estudio corresponde al Estuario de Pescadero, un estuario pequeño y altamente estratificado que se encuentra en la confluencia de Pescadero Creek y Butano Creek en la costa de California y está conectado con el mar a través de una entrada con apertura y cierre intermitente. Está ubicado 60 km al sur de la bahía de San Francisco y a 40 km al norte de Monterrey Bay (Ver Figura 1). El clima mediterráneo de Pescadero se caracteriza por una precipitación media anual de 750 mm con una estación húmeda más fría y pronunciada que se extiende de noviembre a abril y una estación seca más cálida de mayo a octubre (U.S. Climate Data, 2021).

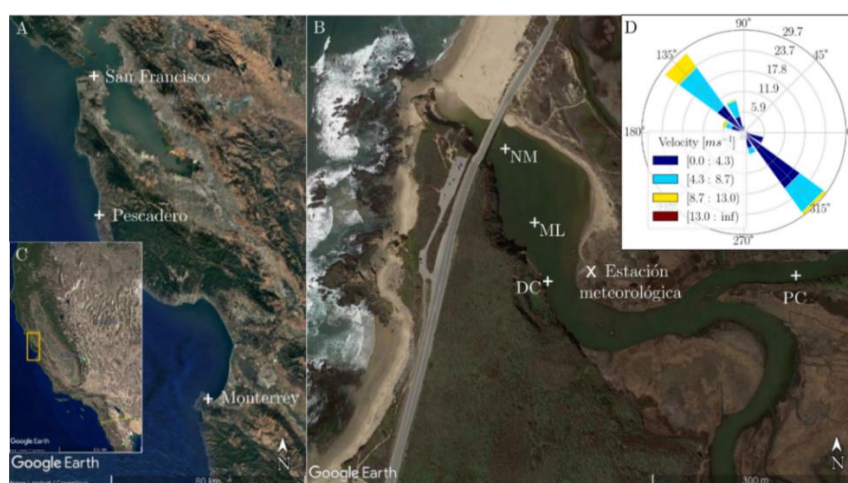


Figura 1: A) Bahías de San Francisco y Monterrey. B) Mapa del estuario de Pescadero y la ubicación de los sensores de presión (NM: Near Mouth, ML: Mid-Lagoon, DC: Deep Channel y PC: Pescadero Creek) y la estación meteorológica. C) Costa de California, EE. UU. D) Rosa de los vientos representando la distribución y frecuencia promedio de la dirección del viento y sus magnitudes. Imágenes reprocesadas de Google Earth.

La barra de arena ubicada en la entrada de Pescadero cierra el estuario del mar, cambiando su comportamiento a una laguna estratificada, lo cual suele suceder durante la estación seca (Williams, 2014). La ruptura de la entrada ocurre normalmente durante la estación húmeda cuando las precipitaciones aumentan el caudal y la laguna se llena hasta desbordarse, lo que lleva a la socavación de un nuevo canal entre la laguna y el océano retornando la acción de las mareas y las intrusiones de agua de mar en el estuario (Largier et al., 2015). Durante los periodos en que la boca del estuario se encuentra cerrada, el nivel del agua de la laguna aumenta, y podría inundar terreno pantanoso de los alrededores. La imagen de la Figura 1-B muestra que la boca se encuentra cerrada recientemente, ya que no existe una inundación de los humedales aledaños.

Se realizaron cuatro campañas de campo entre 2010 y 2012 descritas en el trabajo de Williams (2014) y Williams y Stacey (2016), pero en este trabajo nos centraremos exclusivamente en los datos entre enero y marzo del 2012 con el fin de analizar el comportamiento del estuario en estado cerrado. Las mediciones se realizaron utilizando instrumentos para la velocidad y la profundidad, además de incluir una estación

meteorológica para recolectar datos de velocidad y dirección del viento. Los datos de profundidad fueron recolectados mediante sensores de presión, conductividad y temperatura (sensores CTD) acoplados, colocados a diferentes profundidades y distribuidos a lo largo del estuario en cuatro puntos tal y como muestra la Figura 1-B, llamados Near Mouth (NM), Mid-Lagoon (ML), Deep Channel (DC) y Pescadero Creek (PC). La información anterior se presenta en la Figura 2-A y 2-B.

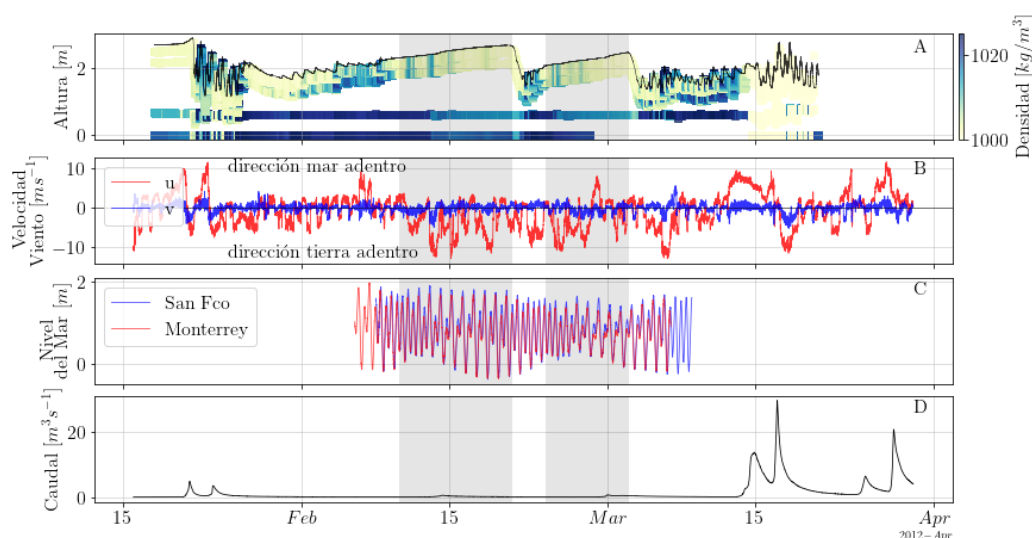


Figura 2: Series de tiempo de: (A) Mapa de colores de la densidad en el punto DC a lo largo de la altura medida desde el fondo del estuario. La línea negra representa la profundidad total en el sensor. (B) Velocidad del viento medida en la estación meteorológica en pescadero. En rojo se encuentra la velocidad en su dirección de máxima varianza (u) y en azul (v) se encuentra en dirección perpendicular a u . Para u la dirección mar adentro es positiva (siguiendo el flujo de la corriente) y la dirección tierra adentro es negativa. (C) Nivel de agua mareal en las costas de San Francisco y Monterrey, CA obtenidos de NOAA. (D) Flujo de agua medido en la estación de USGS aguas arriba del estuario Pescadero. En sombreado gris se encuentra cuando el estuario se encuentra cerrado.

Las mediciones de la velocidad se realizaron con un ADCP anclado al fondo del estuario en el punto DC. Este instrumento está diseñado para ser utilizado en aguas más profundas, por lo que es posible que los datos tomados muy cerca de la superficie pudieran ser afectadas por la interferencia provocada por la reflexión y fueron eliminados del registro. Por otro lado, el ADCP tiene un espacio en blanco antes de medir la velocidad, por lo que el primer punto que midió estaba a 71 cm sobre el fondo.

Para los datos de velocidad de viento se instaló un anemómetro a 3 m sobre el nivel del agua en terreno pantanoso adyacente al estuario (Figura 1-B). Se observó que debido a la topografía del sector la dirección del viento es prácticamente bidireccional, donde las direcciones entre 300 y 360 grados provienen del océano y el viento que sopla de 100 a 170 grados proviene de tierra adentro.

Para completar la información, se utilizaron los datos de flujo de Pescadero Creek del sitio de USGS, estación 11162500 y los datos de altura de la marea en la bahía de San Francisco y de Monterrey Bay obtenidos del *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA), estaciones 9414290 y 9413450 respectivamente (Figura 2-C y 2-D). Adicionalmente, las mediciones de presión del fondo en cada sensor se corrigieron por la presión atmosférica al nivel del mar medida en la estación meteorológica más cercana

ubicada en el aeropuerto de Half Moon Bay. Este trabajo se centra exclusivamente en los dos periodos donde el estuario se encuentra cerrado, marcado con sombreado gris en la Figura 2.

3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Las mediciones realizadas con CTDs fueron realizadas cada 10 ó 30 s de frecuencia, y en cada punto se tenían uno (PC), dos (ML), tres (NM) o cuatro (DC) instrumentos a diferentes profundidades, por lo que no se tiene un perfil completo de salinidad o temperatura y no se sabe dónde se encuentra la interfaz entre la capa más salada y la más dulce del estuario. Se realizó un cálculo de la densidad utilizando los datos de salinidad, temperatura y presión, utilizando el paquete de Python GSW que es una implementación de la *Thermodynamic Equation of Seawater* (TEOS-2010). Para su visualización se realizó un gráfico de las alturas medidas desde el suelo en tiempo y se colorearon de acuerdo con la densidad, sin interpolar (En Figura 2-A para DC), ya que no se puede asegurar que la estratificación del estuario tiene un perfil continuo o no.

A los datos de velocidad recolectados con el ADCP y los datos de velocidad del viento se les aplicó una rotación de ejes a las coordenadas principales (u-v), basadas en la dirección de máxima varianza del movimiento del viento. Esta fue calculada para este periodo obteniéndose un giro de $38,65^\circ$ desde el eje oeste en sentido horario y se estableció que la velocidad era positiva en la dirección del flujo (u), es decir hacia el mar.

Los datos de la velocidad en el agua se promediaron cada 5 min para eliminar las señales de frecuencias muy altas. Por otro lado, aunque en el mismo punto (DC) también se midió la profundidad, debido a la batimetría no están a la misma altura, pero se encuentran muy cerca, por lo que se estima la diferencia entre ambos y se ajustan los datos de velocidad, quedando la primera celda a 0,91 m sobre el fondo del estuario.

Se calculó el esfuerzo cortante del viento sobre la superficie utilizando la formula planteada en (Kundu y Cohen, 2002) como se muestra a continuación:

$$\tau_w = \rho_{aire} C_D U_{viento}^2 \quad (1)$$

donde ρ_{aire} es la masa específica del aire ($1,2 \text{ kg/m}^3$), U_{viento} es la magnitud de la velocidad del viento y C_D es el coeficiente de arrastre y fue definido por (Large y Pond, 1981) donde se tomaron valores de 0,0012 para velocidades del viento entre 4 y 11 m/s, y dado que la mayoría de las velocidades de viento observadas en el estudio son menores a 11 m/s y los resultados presentados no son sensibles a C_D , este se dejó como 0,0012.

Para analizar lo que estaba ocurriendo en la superficie se realizó un análisis espectral de frecuencias con el fin de identificar los procesos más importantes que afectan el nivel del agua. A este se le aplicó el método de Welch (1967) para reducir el ruido y se removieron los efectos de la tendencia que seguían los datos (*Detrend*). Finalmente se multiplicó la señal por una ventana cuadrática para tener datos mucho más claros luego de hacer el *detrend*.

Para complementar esta información se realizó un análisis de la transformada *wavelet* utilizando el paquete de Python PyWavelets (Lee et al., 2019). Se aplicó la transformada de

wavelet continua unidimensional a los datos de altura de la superficie en DC utilizando la familia de la derivada gaussiana de primer orden para un rango entre los periodos 10 s y 2,8 min. Esto con el fin de identificar los momentos en que ocurren eventos importantes e identificar otros fenómenos externos que afecten, como lo sería un sobrepaso del oleaje sobre la barrera de arena debido a la marea alta. Este análisis entrega coeficientes que son en función de la escala y de la posición y que sirven como un escalograma para visualizar la *wavelet*.

Para realizar un análisis visual más detallado se obtuvieron las alturas estandarizadas en los puntos NM y DC, donde se obtuvo la diferencia entre su valor real y su promedio, de forma de comparar los resultados de ambos a una misma escala. Además, se calculó la diferencia entre ambos y se amplificó por 10 para exagerar su tendencia y observarlo más claramente (Figura 3).

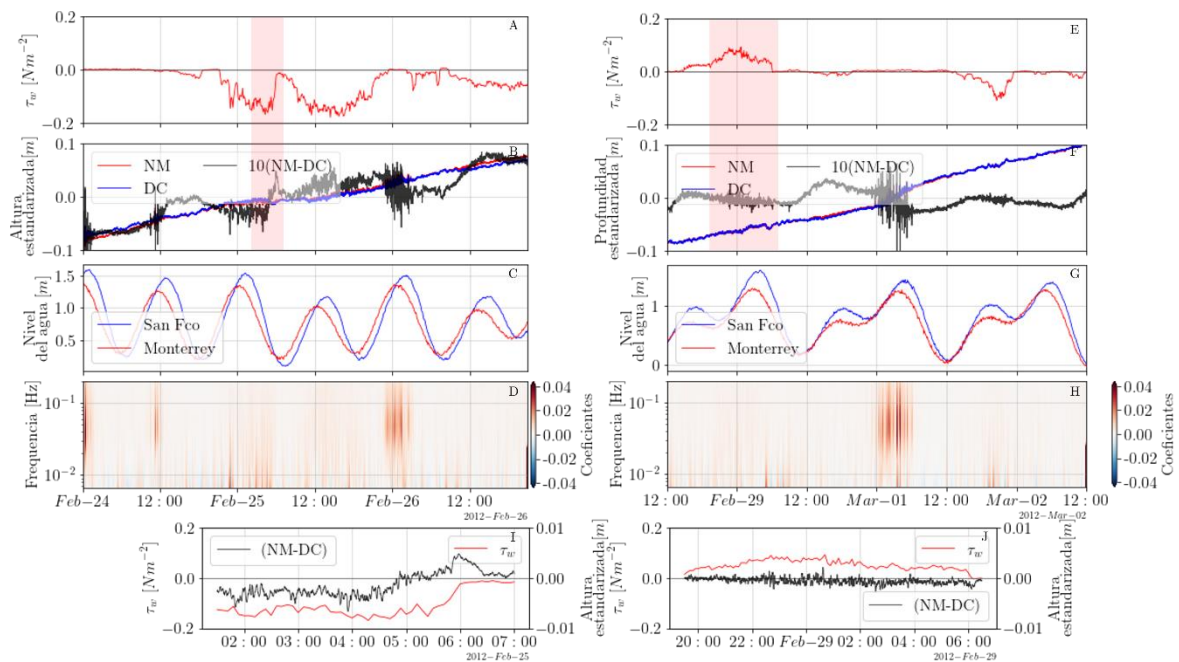


Figura 3: En la primera columna, series de tiempo entre el 25 y el 26 de febrero de (A) esfuerzo cortante del viento en la superficie, (B) altura de la columna de agua estandarizada de los sensores ubicados en NM (en rojo) y DC (en azul) y la diferencia entre ambas amplificada por 10 (en negro), (C) nivel de la marea en las boyas de San Francisco y Monterrey obtenidas desde el sitio de NOAA y (D) análisis Wavelet de la altura medida en DC. En la segunda columna, series de tiempo entre el 28 de febrero y el 2 de marzo de (E) esfuerzo cortante del viento en la superficie, (F) altura de la columna de agua estandarizada de los sensores ubicados en NM (en rojo) y DC (en azul) y la diferencia entre ambas amplificada (en negro), (G) nivel de la marea en las boyas de San Francisco y Monterrey obtenidas desde el sitio de NOAA y (H) análisis Wavelet de la altura medida en DC. En la fila inferior se tienen el esfuerzo de viento y la diferencia entre NM y DC estandarizados de un evento de viento en dirección negativa (I) y positiva (J) marcadas en los gráficos superiores.

Dado que se observaron oscilaciones en el nivel del agua que no correspondían a frecuencias de marea u ondas de viento (Figura 4), se realizó un análisis de las frecuencias naturales de la laguna. Las oscilaciones en la banda de infragravedad (30 s - 5 min) se observan comúnmente en el estado abierto del estuario de Pescadero (Williams y Stacey, 2016), pero este análisis muestra que estas frecuencias pueden no ser solo de las olas oceánicas. Para saber que ocurría se utilizaron las ecuaciones seleccionadas por Cueva et al., (2019) en un

lago rectangular (Generalización de Merian) y uno parabólico (Aproximación de Wilson) con longitud L y profundidad promedio de agua constante H . El período del modo k -ésimo de un lago de acuerdo con las fórmulas de Merian y Wilson son:

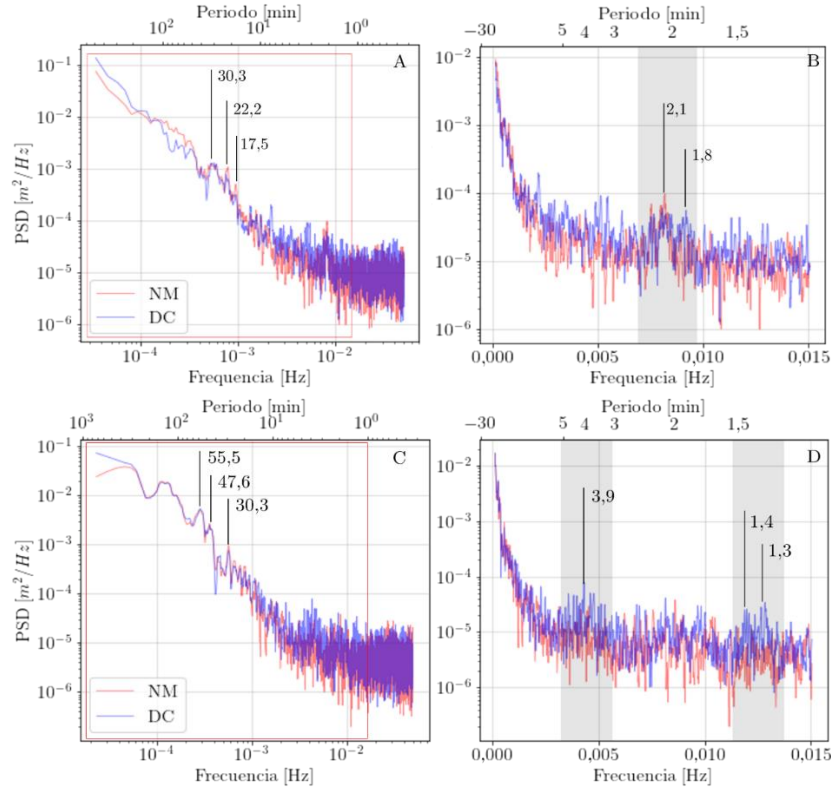


Figura 4: (A) Densidad espectral de potencia (PSD) de la altura de la columna de agua en NM y DC para la serie de tiempo entre las 21:00 del 24 y las 21:00 del 25 de febrero y (B) un acercamiento con el eje de frecuencias lineal, donde en sombreado gris se muestran los peaks de mayor significancia. (C) Densidad espectral de potencia (PSD) de la altura de la columna de agua en DC y NM en el periodo entre las 12:00 del 28 de febrero a las 23:59 del 29 de febrero y (D) un acercamiento con el eje de frecuencias lineal, donde en sombreado gris se muestran los peaks de mayor significancia.

$$T_k = \begin{cases} \frac{2L}{k\sqrt{gH}} & ; \text{ Para lago rectangular} \\ 1,110 \left[\frac{2L}{k\sqrt{gH}} \right] & ; \text{ Para lago parabólico} \end{cases} \quad (2)$$

Todos los datos anteriores se graficaron respecto a la hora local, para interpretar visualmente los niveles de agua con respecto a las mareas, la densidad, el caudal y la velocidad del viento considerando factores que afecten durante el día o la noche (Figura 2). Las disminuciones abruptas en el nivel del agua que fueron precedidas por un aumento lento de la profundidad del estuario, sin influencia mareal, se definieron como las aperturas de la boca, y cuando la energía de las mareas desaparece de la señal del nivel del agua, se dice que hubo un cierre (Figura 2-A). Aquí se observa que la desembocadura del estuario se abre dos veces y cada vez hay cambios bruscos de densidad en la columna de agua.

4. CONDICIONES OBSERVADAS EN EL ESTUARIO PESCADERO DURANTE LA FASE CERRADA

El estuario Pescadero se caracteriza por tener una marcada estratificación termohalina. Cuando el estuario deja de tener conexión con el mar se observa rápidamente como en la superficie la densidad es menor y en el fondo es mayor (Figura 2-A). Al inicio del periodo se observaron algunos eventos de aumento de densidad en las capas superiores, los cuales se fueron atenuando a medida que el nivel del agua aumentaba (Figura 2-A). Estos eventos ocurren simultáneamente con momentos de viento fuerte lo que se analizará con mayor detalle en la Sección 5, además de una disminución de densidad en el fondo después de estos eventos, donde pudiese haber mezcla.

La barra de arena que se forma en la entrada del estuario no permite el ingreso de las olas, pero durante la marea alta el oleaje podría estar sobrepasándola (Figura 3), aportando mayor salinidad al sistema. Esto, después de varios eventos podría afectar la estratificación de todo el estuario.

Durante el periodo de estudio se observan caudales menores a lo común para los inviernos en California, presentando dos pequeños aumentos de caudal (Figura 2-D), pero que, debido a su baja magnitud, no serían un factor determinante en la ruptura. Aun así, existe un constante flujo entrante de agua dulce que alimentan el estuario, lo que provoca que el nivel de agua aumente progresivamente hasta la ruptura de la entrada (Figura 2-A). Se sabe que el primer rompimiento de la barra fue artificial (Williams, 2014), aperturas que según Behrens et al. (2013) serían menos efectivas en mantener la boca abierta que las desarrolladas naturalmente, al igual que este caso donde solo se mantiene un par de días (Figura 2-A). La segunda ruptura de la barrera se cree que ocurrió naturalmente.

5. EFECTOS DEL VIENTO SOBRE EL ESTUARIO

En la Figura 3-B y 3-F se muestra la altura de la columna de agua estandarizada de los sensores NM y DC y su diferencia amplificada. Ahí se puede observar que para los eventos de viento fuerte existe un aumento de las fluctuaciones en la superficie. En algunos casos existen estas fluctuaciones junto a una marea alta, lo cual puede indicar el sobrepaso del oleaje al estuario. El análisis *wavelet* muestra ondas de alta frecuencia cuando eso ocurre (Figura 3-D y 3-H), pero podría estar ocultando algunos eventos poco significativos de sobrepaso del oleaje. Es probable que cuando existan altas frecuencias en el análisis *wavelet* sea la influencia de la marea y cuando se observen frecuencias menores sea la del viento.

Se puede notar la inclinación de la superficie (*set up*) a pequeña (Figura 3-I y 3-J) y a mediana escala (Figura 3-B y 3-F), si se observa el nivel de agua estandarizado entre el sensor más cercano a la boca (NM) y el central (DC). La resta entre los niveles de NM y DC indica que cuando aumenta ese valor la altura en NM está aumentando y la altura en DC está disminuyendo, y viceversa. Esto podría ser provocado tanto por el viento como por otros factores externos como el flujo entrante proveniente de aguas arriba, el flujo que pueda estar ingresando o escapando a través de la barra de arena, entre otros.

El análisis espectral de la altura de la columna de agua en DC y NM (Figura 4) muestra una gran variabilidad, pero en ambos sensores se pueden discernir peaks de baja significancia con periodos entre los 55,5 y los 17,5 min (Figura 4-A y 4-C), los cuales podrían ser un reflejo del periodo del forzamiento de viento sobre el estuario cerrado, pero es algo que se debe comprobar. Si observamos a menor frecuencia se observan varios peaks, siendo el más significativo el de 2,1 min (Figura 4-B y 4-D).

Se estimaron los periodos de los modos de la laguna utilizando la ecuación (2) para un lago rectangular y parabólico. Como no se tenían imágenes satelitales del estuario en las fechas estudiadas, se estimó el largo de la laguna utilizando la herramienta de Google Earth en febrero del 2014. Los resultados para el periodo mencionado en la Figura 4-A (En azul) y 4-C (En naranja) se presentan en la Tabla 1, donde se observa que los periodos naturales que entrega el análisis son similares a los obtenidos mediante el análisis espectral.

Tabla 1: Periodos teóricos de los modos de oscilación libre en el Estuario Pescadero

H [m]	L [m]	k	Merian T [min]	Wilson T [min]
1,62	481	1	4,02	4,46
1,62	481	2	2,01	2,23
1,62	481	3	1,34	1,49
1,79	481	1	3,83	4,25
1,79	481	2	1,91	2,12
1,79	481	3	1,28	1,42

Se observó al inicio de ambos períodos de desconexión que existieron cambios en las densidades tanto superficiales como en las de las capas más profundas, aunque en menor medida (Figura 2-A). En la Figura 5 se graficó lo que ocurre cuando se cierra la barrera por primera vez. Aquí ocurren tres eventos de viento que coinciden con el aumento de las densidades superficiales observándose que cuando el esfuerzo sobre la superficie aumenta, también lo hace la densidad en los estratos superiores en los tres sensores. Al reducirse el forzamiento del viento, se puede notar que en los sensores la densidad tiende a volver a su estado inicial, excepto por el evento de mayor envergadura donde se observaron cambios en los estratos más bajos (Figura 5-B, 5-C y 5-D). Para observar con mayor detalle el comportamiento de la columna de agua se graficó el perfil de densidades para cada sensor antes, durante y después del evento (Figura 5-G, 5-H y 5-I) donde se puede notar que las densidades en el fondo disminuyeron y las de la superficie aumentaron.

Cuando hay viento en dirección tierra adentro (Figura 6), el esfuerzo de corte causa surgencia en el extremo del estuario al alejar el agua de la superficie libre (u_{sup}), incrementando la presión hidrostática aguas arriba y provocando recirculación estuarina (u_{prof}). Esto hace que la picnoclina se desplace hacia la superficie y aumente la densidad en donde antes estaba la capa superficial. Esto es lo que está ocurriendo en la Figura 5, donde se puede notar que NM se ve afectado primero y más abruptamente que ML y DC, siendo este último el que menos cambia su densidad. Esto puede deberse a dos cosas, la primera es la profundidad en cada punto (Figura 5-B, 5-C y 5-D), donde en NM el estuario es más somero que DC y ML, aunque tiene casi la misma altura que ML. La segunda es que NM es el sensor más cercano a la boca del estuario, y por ende es la que detecta la picnoclina primero, luego vendría ML y DC.

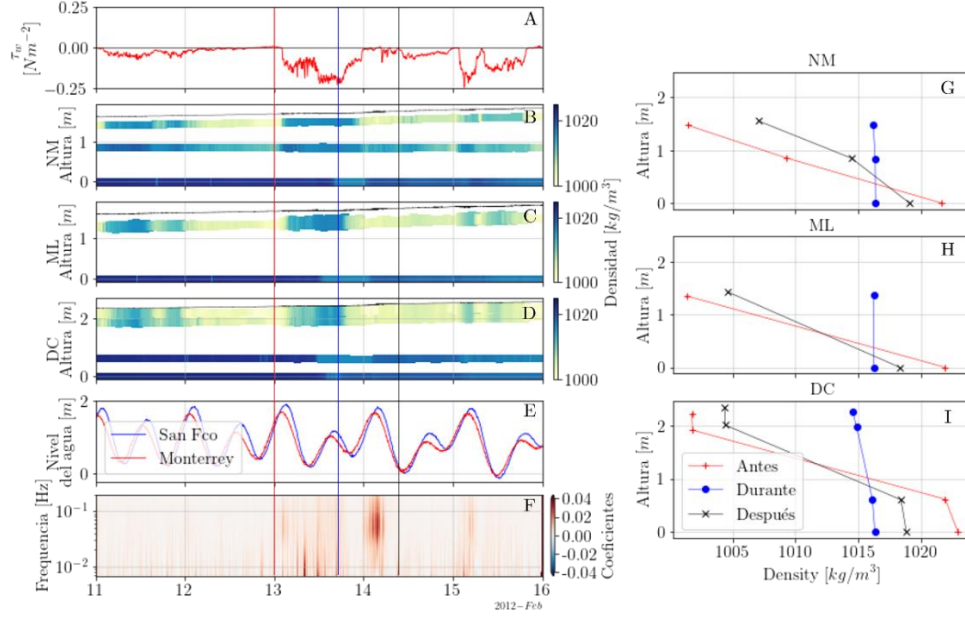


Figura 5: Series de tiempo de (A) el esfuerzo de viento, la densidad dependiendo de la altura para (B) NM, (C) ML y (D) DC, (E) el nivel de agua mareal en las costas de San Francisco y Monterrey y (F) del análisis wavelet de la altura medida en DC. Perfiles de densidades de las líneas marcadas en la primera columna en (G) NM, (H) ML y (I) DC.

La surgencia en el estuario se puede observar solo al principio de los períodos de boca cerrada, probablemente debido al constante ingreso de caudal desde aguas arriba. Esto genera que la capa superior de agua dulce vaya aumentando, haciendo la columna de agua más resistente a cambios de densidad. Aun así, se podría estar generando surgencia de todos modos, pero no logra ser detectada por los sensores.

El esfuerzo de viento superficial sobre el estuario cerrado provoca que la capa superficial vaya en la misma dirección que el viento (Figura 6-C) pero la capa inferior se desplaza en la dirección contraria. Dadas las limitaciones del sensor ADCP no se logró captar siempre las velocidades cercanas a la superficie (Figura 6-A). Por otro lado, en la Figura 6-A se observa que a medida que aumenta el viento, las velocidades del estuario van aumentando en igual proporción, viéndose replicada la forma del esfuerzo superficial sobre la distribución de velocidades.

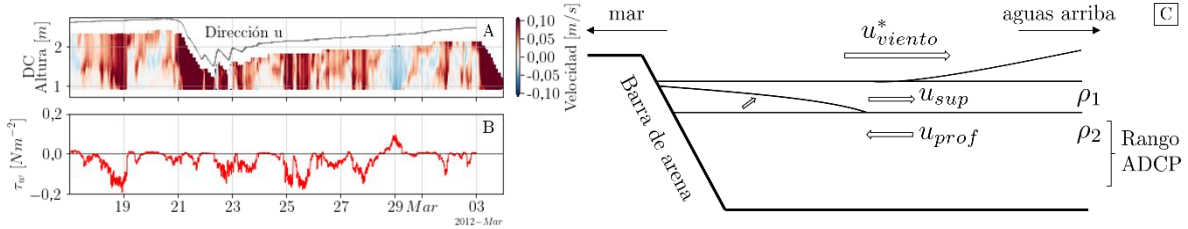


Figura 6: Series de tiempo de (A) Velocidades del estuario y (B) el esfuerzo cortante del viento. (C) Esquema del desplazamiento de la piconclina en un estuario idealizado.

6. DISCUSIÓN

Los análisis realizados mostraron como está influyendo el viento en la superficie y en la estratificación del estuario Pescadero. Se pudo observar como el esfuerzo cortante sobre la

superficie provocó inclinación de la superficie además de surgencia en la estructura estratificada. Luego de los primeros eventos de viento fuerte se pudo observar que en las capas inferiores hubo cambios de densidad que permanecieron en el tiempo (Figura 2). En la Figura 5 se mostró uno de estos eventos con mayor claridad donde el cambio en el perfil de densidades es evidente. Esto abre la discusión si existe mezcla o no cuando hay surgencia en el estuario. Para conocer la respuesta se podrían utilizar los métodos planteados por de la Fuente et al. (2010) para medir la eficiencia de la mezcla provocada, además de cuantificar la envergadura que debe tener un evento de viento para generarla.

A medida que el tiempo en estado cerrado aumenta, se dejan de observar a simple vista los eventos de surgencia. Esto es debido al caudal que ingresa constantemente, aumentando el nivel del estuario mediante una capa de agua dulce mayor. Cuando esto ocurre, no se puede asegurar si existe o no surgencia para los esfuerzos de corte registrados en ese periodo. Esto se debe a la falta de sensores que no permiten tener el perfil de densidad completo. También, esto lleva a que no pueda identificarse claramente la ubicación de la pycnoclina.

De modo similar, se deberán dejar también para futuras investigaciones los peaks de alto periodo que se observaron en las Figura 4-A y 4-C, que se cree que se deben a los ciclos u oscilaciones del esfuerzo de viento. Para verificar esto se podría realizar un análisis espectral de frecuencias sobre la velocidad del viento y verificar si tiene frecuencias similares a lo observado en este trabajo.

Los resultados de este trabajo se podrían aplicar a otros estuarios con cierre estacional o permanente (lagunas costeras) presentes especialmente en la zona central de Chile (McSweeney et al., 2017). Algunos que se pueden mencionar corresponden al estuario del río Aconcagua, humedal de Mantagua, humedal de Tunquén, laguna de Zapallar, humedal El Yali, entre otros. Cabe destacar, que no existe un número oficial de este tipo de cuerpos de agua en Chile, pero se podría incluir como alcance para futuras investigaciones sobre este tema.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el financiamiento entregado por ANID Fondecyt 11191077 y la Universidad Técnica Federico Santa María.

REFERENCIAS

- Behrens, D. K., Bombardelli, F. A., Largier, J. L., & Twohy, E. (2013). Episodic closure of the tidal inlet at the mouth of the Russian River—A small bar-built estuary in California. *Geomorphology*, 189, 66–80.
- Coman, M. A., & Wells, M. G. (2012). Temperature variability in the nearshore benthic boundary layer of Lake Opeongo is due to wind-driven upwelling events. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 69(2), 282–296.
- Cousins, M., Stacey, M. T., & Drake, J. L. (2010). Effects of seasonal stratification on turbulent mixing in a hypereutrophic coastal lagoon. *Limnology and Oceanography*, 55(1), 172–186.
- Cueva, D. A., Monzón, C. O., Filonov, A., Tereshchenko, I., Covarrubias, P. L., &

- González, J. R. G. (2019). Natural frequencies of seiches in Lake Chapala. *Scientific Reports*, 9(1), 1–11.
- de la Fuente, A., Meruane, C., Contreras, M., Ulloa, H., & Niño, Y. (2010). Strong vertical mixing of deep water of a stratified reservoir during the Maule earthquake, central Chile (Mw 8.8). *Geophysical Research Letters*, 37(24).
- Dussaillant, A., Galdames, P., & Sun, C.-L. (2009). Water level fluctuations in a coastal lagoon: El Yali Ramsar wetland, Chile. *Desalination*, 246(1–3), 202–214.
- Kelly, S., de Eyto, E., Dillane, M., Poole, R., Brett, G., & White, M. (2018). Hydrographic maintenance of deep anoxia in a tidally influenced saline lagoon. *Marine and Freshwater Research*, 69(3), 432–445.
- Kundu, P. K., & Cohen, I. M. (2002). *Fluid mechanics*.
- Large, W. G., & Pond, S. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11(3), 324–336.
- Largier, J. L., Aiello, I. W., Jacobs, D., Lacy, J., Pallud, C., Stacey, M. T., Carlson, S. M., Huber, E., & Bowles, C. M. (2015). *Report of Pescadero Lagoon Science Panel*. 48.
- Laval, B. E., Morrison, J., Potts, D. J., Carmack, E. C., Vagle, S., James, C., McLaughlin, F. A., & Foreman, M. (2008). Wind-driven summertime upwelling in a fjord-type lake and its impact on downstream river conditions: Quesnel Lake and River, British Columbia, Canada. *Journal of Great Lakes Research*, 34(1), 189–203.
- Lee, G., Gommers, R., Waselewski, F., Wohlfahrt, K., & O’Leary, A. (2019). PyWavelets: A Python package for wavelet analysis. *Journal of Open Source Software*, 4(36), 1237.
- Marti-Cardona, B., Steissberg, T. E., Schladow, S. G., & Hook, S. J. (2008). Relating fish kills to upwellings and wind patterns in the Salton Sea. *The Salton Sea Centennial Symposium*, 85–95.
- McSweeney, S. L., Kennedy, D. M., Rutherford, I. D., & Stout, J. C. (2017). Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons: Their global distribution and boundary conditions. *Geomorphology*, 292, 142–152.
- Ranasinghe, R., & Pattiaratchi, C. (1999). The seasonal closure of tidal inlets: Wilson Inlet—a case study. *Coastal Engineering*, 37(1), 37–56.
- Ranasinghe, R., & Pattiaratchi, C. (2003). The seasonal closure of tidal inlets: causes and effects. *Coastal Engineering Journal*, 45(04), 601–627.
- U.S. Climate Data. (2021). *Weather History for Half Moon Bay*.
<https://www.usclimatedata.com/>
- Welch, P. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15(2), 70–73.
- Williams, M. (2014). *Hydrodynamics and salt dispersion in intermittently closed bar-built estuaries*. UC Berkeley.
- Williams, M. E., & Stacey, M. T. (2016). Tidally discontinuous ocean forcing in bar-built estuaries: The interaction of tides, infragravity motions, and frictional control. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 571–585.