



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

CARACTERIZACIÓN EN TERRENO Y POR MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA HIDRODINÁMICA DEL ESTUARIO DEL RÍO MAULE, CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA, MENCIÓN
RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

DIEGO AGUSTÍN ARCE MORÁN

PROFESOR GUÍA:

ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

YARKO NIÑO CAMPOS

ARNOLDO VALLE-LEVINSON

LUIS ZAMORANO RIQUELME

SANTIAGO DE CHILE

ABRIL 2014

RESUMEN DE LA TESIS
PARA OPTAR AL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL Y MAG. CS.
ING. MENC. REC. Y MED. AMB. HIDR.
POR: DIEGO ARCE MORÁN
FECHA: 21/04/2014
PROF. GUÍA: SR. ALBERTO DE LA FUENTE

CARACTERIZACIÓN EN TERRENO Y POR MODELACIÓN NUMÉRICA DE LA HIDRODINÁMICA DEL ESTUARIO DEL RÍO MAULE, CHILE.

El río Maule, ubicado entre las latitudes $35^{\circ} 10'$ y $36^{\circ} 30'$ Sur, tiene una hoya hidrográfica que abarca una superficie de 20.295 km^2 (DGA, 2004). El estuario propiamente tal se encuentra al norte de la ciudad de Constitución, en la desembocadura del río Maule, Provincia de Talca, Región del Maule, en donde el Instituto Nacional de Hidráulica (INH) efectuó una serie de mediciones de campo durante el periodo del 25 de Mayo al 24 de Junio del año 2011. Estas mediciones muestran marcadas corrientes inducidas por marea al interior del estuario, con generación de pulsos de alta frecuencia (mayores a 2 ciclos por día o *cpd*). En particular, el aumento del caudal medio en aproximadamente 2.6 veces durante las mediciones impacta de forma notoria la velocidad media de todo el sistema como también cambios en los pulsos de corrientes cercanos al lecho, donde se pone especial atención a esta interacción entre el aumento del caudal del río y la marea. Luego, el objetivo principal de este estudio es determinar los factores que condicionan las corrientes en profundidad del sistema estuarino del río Maule, las cuales permitan caracterizar de manera adecuada la hidrodinámica y evaluar su importancia en los procesos asociados a la dispersión de sal en este cuerpo de agua.

Para cumplir con el objetivo de este trabajo se pretende analizar el estuario bajo tres puntos. Primero se observa la influencia geométrica del estuario sobre las corrientes por medio de ecuaciones de escala provenientes de las propiedades conservativas del flujo. Segundo, se efectúa un detenido análisis armónico de la superficie libre y amplitud de las corrientes internas del estuario utilizando tres métodos: análisis clásico, transformada de Fourier y transformada Wavelet. Y Tercero, se estima el coeficiente de dispersión a lo largo del estuario, que permita caracterizar de forma adecuada el avance de sal hacia aguas arriba de este. Adicional a los tres puntos anteriores, se desarrollan simulaciones numéricas para confirmar algunas hipótesis que surgen durante el análisis de los dos últimos puntos.

Los resultados muestran que el estuario tiene una geomorfología sectorizada, donde aguas abajo (primeros 7.6 km) posee una forma cónica e hipsincrónica, mientras que en el segundo su anchura es aproximadamente constante, tendiendo al equilibrio morfodinámico. El análisis de los componentes de marea muestra modulaciones de alta frecuencia M_3 y M_4 al interior del estuario, las cuales sufren una variación de 0.9 y 1.6 veces en su magnitud cercano al fondo producto de un aumento en 2.6 veces el caudal medio del río, ocurrido el día 09 de Junio de 2011 en adelante. Estas observaciones son respaldadas con simulaciones numéricas, mostrando un comportamiento de similares características. Estos resultados en conjunto fortalecen la teoría no lineal de estas modulaciones someras ante variaciones del flujo producto del río. Del análisis del coeficiente de dispersión se logró estimar de forma efectiva este valor mediante simulaciones numéricas, el cual se encontraría dentro del rango de 100 a $200 \text{ m}^2/\text{s}$.

Agradecimientos

Mis agradecimientos van a las siguientes personas que me acompañaron durante este largo proceso, donde tuve la suerte de conocer a mucha gente y nuevos amigos, como otras que han ampliado enormemente mi conocimiento en nuevas áreas. Agradezco particularmente a:

- *A Pía por acompañarme por este largo camino.*
- *A mi madre y mi padre, de los cuales sé que conté y contaré siempre con su apoyo.*
- *A todos los que conocí en el INH, con un cariño enorme a las nuevas amistades que forjé y sé que perdurarán.*
- *A quienes me acompañaron el 2013 en el departamento, donde pasé una muy grata estancia desarrollando mi trabajo.*
- *A Hugo Ulloa por darme la posibilidad de trabajar en el INH.*
- *A Luis Zamorano por ampliar mis conocimientos en el área de la ingeniería costera y modelación numérica.*
- *Al Beto y Arnoldo, quienes me dieron la posibilidad de ampliar mis conocimientos en el área de la oceanografía física.*

A mi madre, por su infinito apoyo, cariño y esfuerzo...
A Pía, quien me acompañó durante este largo camino...

Tabla de contenido

| | |
|------------------------------------------------------------------------------|----------|
| 1. Capítulo 1: Introducción | 1 |
| 1.1. Motivación | 1 |
| 1.2. Objetivos | 2 |
| 1.2.1. Objetivo General | 2 |
| 1.2.2. Objetivos Específicos | 2 |
| 1.3. Metodología | 3 |
| 1.4. Organización del informe | 5 |
| | |
| 2. Capítulo 2: Revisión Bibliográfica | 6 |
| 2.1. Información general acerca de los estuarios | 6 |
| 2.1.1. Definiciones | 7 |
| 2.1.2. Extensión y límites | 8 |
| 2.2. Análisis hidrodinámico según la geomorfología del estuario | 9 |
| 2.2.1. Ecuaciones que gobiernan la física del estuario | 10 |
| 2.2.2. Convergencia y equilibrio morfodinámico | 12 |
| 2.2.3. Ecuaciones derivadas de la teoría | 13 |
| 2.3. Análisis clásico de mareas y corrientes | 16 |
| 2.4. Transformada de Fourier | 18 |
| 2.5. Transformada Wavelet | 19 |
| 2.6. Estimación de los parámetros de las elipses de corriente | 20 |
| 2.7. Efectos no lineales sobre la marea en cuerpos de agua someros | 21 |
| 2.8. Dispersión salina | 23 |
| 2.8.1. Estimación con información externa | 24 |
| 2.8.2. Estimación con fórmulas empíricas | 24 |
| 2.9. Simulación numérica | 25 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 3. Capítulo 3: Estudio preliminar del estuario | 29 |
| 3.1. Descripción del estuario del río Maule | 29 |
| 3.2. Hoya hidrográfica | 30 |
| 3.3. Morfología | 31 |
| 3.4. Mareografía | 32 |
| 3.5. Climatología y meteorología | 33 |
| | |
| 4. Capítulo 4: Medición de campo | 34 |
| 4.1. Topobatimetría | 34 |
| 4.2. Nivel de la superficie libre | 36 |
| 4.3. Registro del caudal afluente | 38 |
| 4.4. Registro de corrientes | 38 |
| 4.5. Medición con CTD | 40 |
| 4.6. Variables meteorológicas disponibles | 43 |
| 4.7. Toma de muestras sedimentológicas | 44 |
| | |
| 5. Capítulo 5: Análisis de la información medida en terreno | 46 |
| 5.1. Análisis dimensional del estuario | 46 |
| 5.1.1. Escalas de longitud asociadas a la geometría del estuario | 46 |
| 5.1.2. Escalas de longitud asociadas a la marea | 48 |
| 5.1.3. Comparación con el registro del campo de velocidades | 51 |
| 5.1.4. Desfase entre la marea y las corrientes | 55 |
| 5.2. Análisis armónico de mareas | 56 |
| 5.2.1. Análisis clásico de marea (TTIDE) | 56 |
| 5.2.2. Análisis por medio de la transformada de Fourier (FFT) | 59 |
| 5.2.3. Análisis por medio de la transformada wavelet (WT) | 61 |
| 5.3. Análisis armónico de corrientes | 64 |

| | | |
|-----------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 5.3.1. | Análisis clásico de corrientes (TTIDE) | 64 |
| 5.3.2. | Análisis por medio de la transformada de Fourier (FFT) | 66 |
| 5.3.3. | Análisis por medio de la transformada wavelet (WT) | 67 |
| 5.4. | Comparación de resultados | 68 |
| 5.5. | Influencia del río en los armónicos de marea asociados a la corriente | 70 |
| 5.6. | Análisis longitudinal de la salinidad | 75 |
| 5.6.1. | Estimación del coeficiente de dispersión con los datos de salinidad | 75 |
| 5.6.2. | Estimación del coeficiente de dispersión con fórmulas empíricas | 76 |
| 5.7. | Simulación numérica | 77 |
| 5.7.1. | Modelo numérico empleado | 77 |
| 5.7.2. | Análisis de sensibilidad | 79 |
| 5.7.3. | Resultados de la calibración | 80 |
| 5.8. | Análisis de la influencia del río sobre los armónicos con simulaciones numéricas | 86 |
| 5.9. | Análisis del coeficiente de dispersión con el modelo numérico | 89 |
| 5.10. | Análisis del evento de crecida del 21 al 25 de Junio de 2011 con el modelo numérico | 91 |
| 6. | Capítulo 6: Discusión y Conclusiones | 95 |
| 6.1. | Discusión | 95 |
| 6.2. | Conclusiones | 98 |
| 7. | Capítulo 7: Bibliografía | 99 |
| 8. | Capítulo 8: Anexo | 103 |
| 8.1. | Amplitudes de corrientes en el espacio tiempo-frecuencia | 103 |
| 8.2. | Razón B/A de las simulaciones. | 107 |
| 8.2.1. | Caso Cero (simulación del terreno). | 107 |
| 8.2.2. | Caso Sintético M_2 | 109 |
| 8.2.3. | Caso sin Caudal. | 111 |

Índice de Tablas

| | | |
|-----|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. | Casos de estudio para diferentes geometrías. | 11 |
| 2. | Algunos constituyentes típicos de marea. | 17 |
| 3. | Ecuaciones utilizadas para el cálculo del coeficiente de rugosidad de Manning. los valores de d_{50} y d_{90} están en metros. <i>Fuente: Yen (1992)</i> | 27 |
| 4. | Parámetros morfológicos del estuario del río Maule. | 32 |
| 5. | Principales constituyentes energéticos de marea, sector oceánico del estuario del río Maule. | 33 |
| 6. | Instrumentación utilizada para el levantamiento topobatimétrico. | 35 |
| 7. | Ubicación geográfica de mareógrafos. | 37 |
| 8. | Posicionamiento de perfiladores de corriente. | 39 |
| 9. | Resumen de registro con perfiladores CTD en periodo de estiaje. | 41 |
| 10. | Diámetros representativos promedio para cada sector, según análisis granulométrico realizado por el INH. | 44 |
| 11. | Escalas de longitud asociadas a la geometría del estuario, en kilómetros. | 48 |
| 12. | Amplitudes de principales armónicos de marea y amplitud estimada, en metros. *: Se utilizaron datos de la estación de la UNESCO (2013). | 48 |
| 13. | Tasa de cambio L/L_a | 49 |
| 14. | Número de onda estimado desde el mareógrafo RM2. | 50 |
| 15. | Escala de longitud asociada al cambio de la corriente a lo largo del estuario. | 50 |
| 16. | Escalas de longitud y adimensionales estimados para cada tramo. | 51 |
| 17. | Escalas de longitud y adimensionales por tramos. | 54 |
| 18. | Desfase entre marea y corriente, según datos medidos en terreno. | 56 |
| 19. | Desfase entre marea y corriente, según ecuaciones de escala. | 56 |
| 20. | Amplitudes significativas, determinadas por los tres métodos, en metros. | 64 |
| 21. | Razón de amplitud de corrientes en profundidad del ADCP 3, entre intervalos (B/A) para las mediciones en terreno. | 71 |
| 22. | Razón de amplitud de corrientes en profundidad del ADCP 4, entre intervalos (B/A) para las mediciones en terreno. | 71 |

| | | |
|-----|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 23. | Razón de amplitud de corrientes en profundidad del ADCP 5, entre intervalos (B/A) para las mediciones en terreno. | 72 |
| 24. | Coeficiente de dispersión K según el gradiente de salinidad y corrientes medidas en terreno. Los valores están en $[m^2/s]$ | 76 |
| 25. | Estimación del coeficiente de dispersión con fórmulas empíricas. | 77 |
| 26. | Coeficiente de rugosidad de Manning estimado con fórmulas empíricas, valores en $s \cdot m^{-1/3}$ | 77 |
| 27. | Configuración de tiempo de simulación. | 79 |
| 28. | Índices de desempeño de las corrientes simuladas, según distintos coeficientes de rugosidad de Manning. | 79 |
| 29. | Errores cuadráticos medios de las corrientes simuladas, según distintos coeficientes de rugosidad de Manning. | 80 |
| 30. | Razón B/A de amplitudes de la simulación. | 86 |
| 31. | Razón B/A de las mediciones en terreno. | 86 |
| 32. | Razón de cambio B/A de las simulaciones numéricas para los casos sin caudal y sintético M_2 | 88 |
| 33. | Coeficiente de dispersión K según la simulación numérica, bajo el coeficiente B del día 04 de Junio de 2011. Los valores están en $[m^2/s]$ | 90 |
| 34. | Coeficiente de dispersión K según la simulación numérica, bajo los coeficientes B de cada intervalo. Los valores están en $[m^2/s]$ | 90 |
| 35. | Razón intervalos B/A , ADCP 3, simulación caso Cero. | 107 |
| 36. | Razón intervalos B/A , ADCP 4, simulación caso Cero. | 108 |
| 37. | Razón intervalos B/A , ADCP 5, simulación caso Cero. | 108 |
| 38. | Razón intervalos B/A , ADCP 3, simulación caso sintético M_2 | 109 |
| 39. | Razón intervalos B/A , ADCP 4, simulación caso sintético M_2 | 110 |
| 40. | Razón intervalos B/A , ADCP 5, simulación caso sintético M_2 | 110 |
| 41. | Razón intervalos B/A , ADCP 3, simulación caso sin Caudal. | 111 |
| 42. | Razón intervalos B/A , ADCP 4, simulación caso sin Caudal. | 112 |
| 43. | Razón intervalos B/A , ADCP 5, simulación caso sin Caudal. | 112 |

Índice de Figuras

| | | |
|-----|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. | Esquema geométrico del estuario. | 9 |
| 2. | Clasificación de Le Floch. Las Figuras (a), (b) y (c) muestran la superficie libre (línea azul) y velocidad media (línea roja) para estuarios con comportamiento hipersincrónico, sincrónico e hiposincrónico, respectivamente. Las Figuras (d), (e) y (f) muestran la geometría típica para estuarios con comportamiento hipersincrónico, sincrónico e hiposincrónico, respectivamente. <i>Fuente:</i> Perillo (2012) | 13 |
| 3. | (a) Señal Morlet. (b) Modulación con una onda sinusoidal a cierta escala y tiempo dadas. | 20 |
| 4. | Parámetros de la elipse de corriente. | 21 |
| 5. | El efecto del río sobre los constituyentes $M_2(a_1)$, $M_4(a_2)$ y $M_6(a_3)$, visto desde la variación de momentum de la componente friccional $u u $. <i>Fuente:</i> Parker (2007). | 23 |
| 6. | Definición de la grilla modelo FVCOM. Los centroides de cada elemento contienen solo la información de las corrientes u y v , mientras que los vértices contienen la elevación, temperatura, salinidad, densidad, energía, coeficientes de difusión, entre otros. <i>Fuente:</i> Chen et al. (2006). | 27 |
| 7. | Ubicación del estuario. <i>Fuente:</i> <i>Elaboración propia con DEM proporcionado por la USGS.</i> | 29 |
| 8. | Mapa hidrogeológico de la región del Maule. <i>Fuente:</i> DGA (1989) | 30 |
| 9. | Hidrograma anual de caudales medios mensuales desde 1985 a la fecha, con distintas probabilidades de excedencia. <i>Fuente:</i> <i>Elaboración propia con información de la DGA.</i> | 31 |
| 10. | Obras existentes en la desembocadura del río Maule. | 32 |
| 11. | Diagrama Ombrotérmico, sector ciudad de Talca. <i>Fuente:</i> DGA (2004). | 33 |
| 12. | Levantamiento topobatimétrico. El área en amarillo corresponde al sector donde se realizaron las mediciones. | 35 |
| 13. | Modelo digital de terreno, generado con el levantamiento de terreno sobre el estuario. | 36 |
| 14. | Ubicación geográfica de los mareógrafos. | 37 |
| 15. | Registro de los mareógrafos. | 38 |
| 16. | Caudal horario instantáneo en el periodo de mediciones, en RM6. <i>Fuente:</i> <i>Elaboración propia con datos de la estación Maule DGA Forel.</i> | 38 |
| 17. | Ubicación geográfica de perfiladores de corriente. | 39 |

| | | |
|-----|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 18. | Registro del campo de velocidades sobre el estuario. | 40 |
| 19. | Ubicación en planta de perfiles con CTD efectuados en primer muestreo. | 41 |
| 20. | Ubicación en planta de perfiles con CTD efectuados en segundo muestreo. | 42 |
| 21. | Registro de salinidad, temperatura y densidad relativa para el primer muestreo. . . | 43 |
| 22. | Registro de salinidad, temperatura y densidad relativa para el segundo muestreo. . | 43 |
| 23. | Magnitud del viento, Dirección del viento, Precipitación diaria y Temperaturas del aire y de punto de rocío en faro Cabo Carranza. | 44 |
| 24. | Ubicación de extracción de muestras sedimentológicas. | 45 |
| 25. | Trazado de perfiles a lo largo del estuario y trazado del Thalweg. | 46 |
| 26. | Ajustes a las variables geométricas del estuario. | 47 |
| 27. | Variación a lo largo del estuario de A_c y b . Se excluyen los primeros perfiles asociados a la barra del estuario. | 47 |
| 28. | Valor de $\Delta b/b$ y a/h a lo largo del estuario. | 49 |
| 29. | Comparación de velocidades de cada ADCP con las teorías presentadas, sin considerar el efecto del río. | 52 |
| 30. | Comparación de velocidades de cada ADCP con las teorías presentadas, con- siderando el efecto del río. | 53 |
| 31. | Valores de $RMSE$ y d , para las distintas ecuaciones del cálculo de la velocidad media en el estuario. | 54 |
| 32. | Esquema en planta de los dos tramos. | 55 |
| 33. | Análisis armónico de marea del mes de Junio 2011, de la serie de tiempo de la UNESCO (2013). | 57 |
| 34. | Series de tiempo de mareas sintéticas calculadas con análisis clásico de marea. . . . | 58 |
| 35. | Constituyentes de la superficie libre estimados con análisis clásico de mareas. . . . | 59 |
| 36. | Espectros de amplitud de los mareógrafos, mediante transformada de Fourier. La línea azul corresponde a los espectros de cada mareógrafo. La línea roja corresponde al espectro generado con información de la UNESCO (2013). | 60 |
| 37. | Constituyentes de la superficie libre estimados con análisis espectral de la transformada de Fourier. | 60 |
| 38. | Espectros de potencias adimensionales, según la información proporcionada por la UNESCO (2013). | 62 |

| | | |
|-----|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 39. | WT de potencia adimensional de la superficie libre. | 63 |
| 40. | Constituyentes significativos de la superficie libre estimados con análisis espectral de la transformada de Wavelet. | 63 |
| 41. | Constituyentes de la corriente estimados con TTIDE. | 65 |
| 42. | Espectro de amplitudes de corriente en la vertical, según FFT. | 66 |
| 43. | Espectros de amplitudes de corriente en el espacio Tiempo-Frecuencia, para tres profundidades $\xi = z/h$ medidas con cada instrumento. | 67 |
| 44. | Comparación de amplitudes de corrientes promediadas verticalmente, según los tres métodos, en condición de estiaje. | 68 |
| 45. | Perfil vertical de amplitudes de corriente según los tres métodos. | 69 |
| 46. | Intervalos de análisis armónico para estudiar la influencia del río en los constituyentes de marea. | 70 |
| 47. | Amplitud de armónicos de corriente por intervalos promediados en la vertical, en condición de estiaje. | 71 |
| 48. | Amplitud de los armónicos de corrientes estimados con WT para el ADCP 3. . . . | 72 |
| 49. | Amplitud de los armónicos de corrientes estimados con WT para el ADCP 4. . . . | 72 |
| 50. | Amplitud de los armónicos de corrientes estimados con WT para el ADCP 5. . . . | 73 |
| 51. | Efecto del río sobre los términos de la descomposición de Fourier de la componente cuadrática friccional $u u $ | 74 |
| 52. | Regresión exponencial de las mediciones en terreno. | 76 |
| 53. | Configuración de la grilla empleada en la simulación. | 78 |
| 54. | Condiciones de borde e iniciales del modelo. | 78 |
| 55. | Comparación de superficie libre, simulación y mediciones de terreno. | 80 |
| 56. | Índice de desempeño d y error cuadrático medio $RMSE$ de la simulación de la superficie libre. | 80 |
| 57. | Comparación de corrientes entre datos observados y simulados, ADCP 3. | 81 |
| 58. | Comparación de corrientes entre datos observados y simulados, ADCP 4. | 81 |
| 59. | Comparación de corrientes entre datos observados y simulados, ADCP 5. | 81 |
| 60. | Índice de desempeño d y error cuadrático medio $RMSE$ de las velocidades simuladas. | 82 |

| | | |
|-----|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 61. | Comparación de estratos, ADCP 3. | 83 |
| 62. | Comparación de estratos, ADCP 4. | 83 |
| 63. | Comparación de estratos, ADCP 5. | 84 |
| 64. | Amplitud de los armónicos de corrientes de la simulación v/s observado. | 85 |
| 65. | Amplitud de corrientes simuladas sobre ADCP 3, en ms^{-1} | 86 |
| 66. | Amplitud de corrientes simuladas sobre ADCP 4, en ms^{-1} | 87 |
| 67. | Amplitud de corrientes simuladas sobre ADCP 5, en ms^{-1} | 87 |
| 68. | Perfiles longitudinales de salinidad, según la simulación numérica. | 89 |
| 69. | Muestreo CTD en primera campaña de terreno. | 91 |
| 70. | Evolución de la cuña salina durante la simulación de la crecida. | 92 |
| 71. | Comparación de muestreo CTD el 26 de Junio de 2011 con las simulaciones. | 93 |
| 72. | Perfiles verticales de salinidad. Puntos azules son los datos observados y la línea roja corresponde a la simulación. | 94 |
| 73. | ADCP 3 | 103 |
| 74. | ADCP 4a | 104 |
| 75. | ADCP 4b | 105 |
| 76. | ADCP 5 | 106 |

1. Capítulo 1: Introducción

1.1. Motivación

Los estuarios cumplen un rol fundamental en ecosistemas naturales y la sociedad, ya que éstos son polos de desarrollo socio-económico y constituyen sitios de importancia biológica de diferentes especies, por ejemplo, 22 de las 32 ciudades más grandes del mundo se encuentran localizadas en sus alrededores (Ross, 1995). Es por ello que a nivel mundial se están realizando grandes esfuerzos por comprender los fenómenos físicos que ocurren en estos cuerpos de agua. Sin embargo la realidad en Chile indica que no se había prestado la suficiente atención en estos sistemas (Stuardo y Valdovinos, 1989). No obstante, recientemente existen estudios que muestran la necesidad de estudiar mejor estos cuerpos de agua: ya sea el mejorar procesos productivos (Valle-Levinson et al., 2007), su relación con obras portuarias (Arriagada, 2005), analizar los efectos de la intrusión salina en lugares altamente alterados antrópicamente (Sandoval, 2009), estudio de la variabilidad transversal en corrientes (Cáceres y Valle-Levinson, 2010), determinar caudales de dilución en estuarios (Booth, 2011), entre otros. De lo anterior nace la necesidad de seguir aportando con estudios asociados a estos cuerpos de agua, donde queda aún mucho por comprender dada la complejidad de estos sistemas y la cantidad de estuarios existentes en nuestro país que aún no han sido estudiados.

Estudios iniciales asociados a la interacción marea-río pueden encontrarse en el análisis desarrollado por Parker (1984), en el cual se obtienen de análisis 1-D relaciones analíticas para obtener la amplitud de modulaciones de alta frecuencia (mayores a 2 ciclos por día o *cpd*) por medio de series de Fourier. A lo largo de los años se ha puesto especial atención a este efecto, ya sea para evaluar tendencias de flujo de fondo y su efecto en el transporte de sedimentos (Friedrichs y Aubrey, 1988), análisis de la superficie libre en ambientes someros (Stronach y Murty, 1989), análisis de la superficie libre con la transformada continua wavelet (o CWT en sus siglas en inglés) (Jay y Flinchem, 1997), modelos analíticos (Vongvisessomjai y Chatanantavet, 2006), y en Parker (2007) con simulaciones numéricas en 1-D, de donde se desprenden análisis teóricos-numéricos que dan cuenta de la generación de modulaciones de alta frecuencia (M_3 y M_4) generados en estuarios someros, donde la fricción de fondo juega un rol importante en las corrientes internas y consecuentemente en las corrientes baroclínicas al interior del estuario.

El cuerpo de agua de interés corresponde al estuario del río Maule, ubicado entre las latitudes $35^{\circ}19'$ a $35^{\circ}23'$ Sur y longitudes $72^{\circ}25'$ a $72^{\circ}18'$ Oeste, presentando una hoya hidrográfica que abarca una superficie de 20.295 km^2 . La desembocadura del río, o boca del estuario, colinda al sur de la ciudad de Constitución, Provincia de Talca, Región del Maule. Se desconocía la real extensión del estuario tanto aguas arriba como aguas abajo producto de que no existían estudios científicos previos sobre este cuerpo de agua. Sólo existe un trabajo de la Dirección de Obras Portuarias, que muestra que la marea penetraría hasta los 16 km hacia aguas arriba (Araya-Vergara, 1981).

Mediciones de la topobatimetría y corrientes realizadas en Junio de 2011 por el Instituto Nacional de Hidráulica (INH) sobre el estuario del río Maule, junto con mediciones constantes de caudal aguas arriba provistas por la Dirección General de Aguas (DGA) dan pie para efectuar estudios en la hidrodinámica basados en la geomorfología y análisis de la evolución de las corrientes en profundidad y en el tiempo. En particular, de la mediciones de caudal medio del río se observó un

aumento en aproximadamente 2.6 veces su valor el día 09 de Junio de 2011 en adelante, lo cual impactó de forma notoria la velocidad media de todo el sistema. Adicionalmente, se observó que este aumento del caudal medio del río produjo cambios en los pulsos de corrientes cercanos al lecho, donde se pone especial atención a esta interacción entre el aumento del caudal del río y la marea.

De los estudios anteriores y las mediciones registradas en terreno se pretende estudiar bajo distintos ángulos la hidrodinámica estuarina. En primer lugar se desea estudiar cómo la topobatimetría afecta en la magnitud de las corrientes, así también como estas son condicionadas por los cambios en el caudal proveniente desde aguas arriba, donde es una buena oportunidad para comprobar los estudios anteriores con datos reales medidos en terreno, pues no siempre se tiene la oportunidad de tener mediciones de corrientes ante un aumento de caudal. Más aún en Chile donde escasean los registros constantes de esta variable.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

El objetivo principal de este estudio es determinar los factores que condicionan las corrientes en profundidad del sistema estuarino del río Maule, que permitan caracterizar de manera adecuada la hidrodinámica y evaluar su importancia en los procesos asociados a la dispersión longitudinal en este cuerpo de agua.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Caracterizar la dinámica de corrientes longitudinales al interior del estuario por medio de la topobatimetría registrada en terreno, utilizando ecuaciones de escala de momentum y continuidad suponiendo un sistema barotrópico, para el periodo correspondiente a las mediciones de terreno.
2. Estudiar la hidrodinámica de marea y corrientes según sus modos armónicos a distintas frecuencias, utilizando tres técnicas: análisis clásico de marea, análisis del espectro de la transformada de Fourier y análisis del espectro temporal de la transformada Wavelet.
3. Analizar la distribución longitudinal de la salinidad en el dominio del estuario, bajo condiciones estables del estuario (sin eventos de tormenta en el mar ni condiciones de crecida en el río).
4. Utilizar un modelo numérico que logre representar la hidrodinámica estuarina y permita evaluar la respuesta impermanente del sistema frente a un aumento de caudal, con especial atención al coeficiente de dispersión que caracterice el perfil longitudinal de salinidad.

1.3. Metodología

Para cumplir con los puntos anteriormente mencionados, se propone la siguiente metodología:

1. Obtención de data histórica y actual.

Se realiza una recopilación de datos de la zona a estudiar solicitando información a distintos organismos: información de estudios previos y campañas a terreno realizadas por el INH, solicitud de información a la DGA y al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico (SHOA), en relación a las estaciones meteorológicas, fluviométricas y oceanográficas a disposición, con el objetivo de obtener información valiosa para el estudio.

2. Descripción de las zonas a estudiar.

Con la información recopilada se describe preliminarmente la zona de estudio, con atención en la intervención antrópica que afecta el flujo natural del cauce y las dimensiones espaciales aproximadas del estuario. También se describe la hoya hidrográfica en que se encuentra y el régimen de los forzantes principales correspondientes al caudal del río, mareas y variables meteorológicas. Lo anterior sirve para tener una visión general del estuario y con ello establecer en qué condiciones aproximadamente se encontraba el estuario durante las mediciones en terreno.

3. Descripción de estudio de campo.

La campaña efectuada del 25 de Mayo al 26 de Junio de 2011 por el INH contempla mediciones topobatimétricas tanto del sector fluvial como marítimo. Además se instala el siguiente instrumental: una serie de mareógrafos a lo largo del estuario para medir el nivel de la superficie libre al interior del estuario; instalación de Perfiladores Acústicos Doppler de Corrientes (ADCP) en cuatro puntos ubicados cerca del Thalweg (zona de mayor profundidad) del estuario para registrar el campo de velocidades en profundidad y en el tiempo. Además se realizan dos campañas adicionales para registrar las variables de estado correspondientes a la salinidad, temperatura y densidad por medio de un perfilador puntual CTD, información de importancia para conocer el avance de agua salada hacia aguas arriba y consecuentemente conocer el coeficiente de dispersión de este cuerpo de agua.

4. Análisis de datos de terreno.

Con la información de las mediciones de campo se pretende analizar bajo distintos puntos de vista la hidrodinámica del estuario. En primer lugar utilizando solo las mediciones topobatimétricas se analiza la geometría por medio de diferentes transectas a lo largo del estuario, con el propósito de encontrar escalas de longitud asociadas netamente a la geometría del estuario. Adicional a ello, con los registros de la superficie libre se estudia el avance de la onda de marea hacia aguas arriba y se estiman escalas de longitud asociadas a este fenómeno. De estas propiedades geométricas y junto a ecuaciones de escala de momentum y continuidad desarrolladas por Friedrichs (2010), se estiman velocidades que son comparadas con los registros en terreno. Finalmente de lo anterior se establece el comportamiento geométrico del estuario para conocer la relación entre el efecto friccional y su convergencia (Wells, 1995). En segundo lugar se efectúa un análisis exhaustivo de los armónicos de la marea y corrientes, con principal atención en las corrientes, donde se ha encontrado una fuerte interacción marea-río, con un aumento de las amplitudes de armónicos de alta frecuencia (M_3 y M_4) modulados al interior del estuario. Para la estimación de las amplitudes se utilizan tres técnicas: análisis

clásico de mareas, descomposición en el espectro de frecuencias según la transformada de Fourier y descomposición en el espectro de frecuencia-tiempo según la transformada de continua Wavelet. Bajo esta última técnica se observan los efectos del aumento de caudal medio desde el 09 de Junio de 2011, sobre todo el espectro de frecuencias de la amplitud de las corrientes.

En tercer lugar mediante la variable de estado de salinidad se calcula el coeficiente de dispersión, por medio de los datos CTD medidos en terreno a lo largo del estuario. Para ello se estima el gradiente longitudinal de salinidad y se realiza una regresión exponencial, suponiendo que el sistema se encuentra en un estado pseudo-estacionario (promedio diario de marea) y utilizando las corrientes medidas en terreno.

5. Implementación de modelo numérico.

A partir de los resultados del análisis armónico, se identifican dos efectos que podrían estar provocando cambios en los armónicos principales y de alta frecuencia sobre el análisis WT: el efecto de la marea y la crecida del río. Se realizan simulaciones numéricas para observar los efectos desacoplados de la cuadratura de la marea y crecida del río de manera de dilucidar cuál de estos dos está influyendo los componentes de marea. Además de ello, se analiza el avance en la longitudinal de la salinidad por medio de simulaciones numéricas, para luego estimar un coeficiente de dispersión. El modelo numérico a utilizar es el FVCOM (Finite Volume Coastal Ocean Model). Este corresponde a un modelo hidrostático en 3 dimensiones, que resuelve las ecuaciones promediadas de Reynolds (RANS en sus siglas en inglés) de manera integral por medio de volúmenes finitos, acoplado a ecuaciones que resuelven el transporte de masa.

6. Discusión de resultados.

Con el análisis armónico de mareas y corrientes de los datos de terreno y los de simulación se establecen los alcances del modelo numérico en función de la amplitud de la marea y las corrientes, poniendo énfasis los armónicos inducidos por la marea al interior del estuario. De ello se discuten diferencias entre los resultados de la simulación y los datos observados. Además, se discute el cálculo del coeficiente de dispersión salina con los datos en terreno, siendo corregido con las simulaciones numéricas que incorporan el promedio del ciclo mareal. Por último, se destaca la caracterización hidrodinámica de corrientes al interior del estuario, logrando responder las interrogantes de la interacción marea-río.

1.4. Organización del informe

En el acápite 2 se muestra la revisión bibliográfica, en donde se recopila información general sobre estuarios en relación a su definición y caracterización. Además de ello se muestra la base teórica utilizada en el análisis asociado a este trabajo.

En el capítulo 3 se efectúa un estudio preliminar de la zona, con principal atención a la morfología del estuario y a los forzantes característicos, tales como el régimen de mareas, hidrografía y clima del lugar, esto con el objetivo de tener una idea inicial del sector a estudiar.

En el capítulo 4 se muestra en detalle las mediciones de campo desarrolladas por el Instituto Nacional de Hidráulica durante el periodo del 25 de Mayo al 25 de Junio de 2011, con extensa información asociada a la topobatimetría, superficie libre, corrientes, variables de estado, muestras sedimentológicas y variables externas disponibles por el SHOA y la DGA. Información que es utilizada en el siguiente capítulo.

El capítulo 5 da pie al análisis de toda la información medida en terreno, clasificando el análisis en tres grandes puntos. El primero es el análisis dimensional del estuario, donde se pretende comprender la hidrodinámica barotrópica sólo con la información geométrica del estuario y sus mareas. El segundo punto es un análisis armónico de las mareas y corrientes, en donde se analiza más en detalle la hidrodinámica, de manera de descomponer la superficie libre y las velocidades eulerianas medidas en frecuencias típicamente conocidas en la oceanografía física. Y el tercer punto es un análisis longitudinal de la salinidad, pues ya conocida la hidrodinámica en detalle, es relevante ver su influencia en el perfil salino, particularmente en perfil el longitudinal con la finalidad de obtener un coeficiente que caracterice el avance de la cuña salina a lo largo del estuario. Como un punto adicional a este trabajo, se presenta la generación de simulaciones numéricas con el modelo FVCOM, para reforzar los puntos del análisis armónico de mareas y corrientes y el análisis longitudinal de salinidad, respondiendo a ciertas interrogantes surgidas en el capítulo 5 en relación a los armónicos de corrientes, como también a una extensión de la estimación del coeficiente característico de salinidad para un ciclo de marea completo.

Para finalizar el capítulo 6 presenta la discusión y conclusiones en el desarrollo de la totalidad de este trabajo.

2. Capítulo 2: Revisión Bibliográfica

2.1. Información general acerca de los estuarios

Los estuarios son cuerpos de agua con un comportamiento altamente complejo, en donde aguas de origen continental o insular interactúan con aguas de origen oceánico. La física de estuarios está gobernada por diferentes procesos y fenómenos que involucran diferentes escalas de magnitud, desde mezcla a través de interfaces de densidad inducida por turbulencia, hasta flujos dominados por la rotación terrestre e interacción gravitacional Tierra-Luna. A lo largo de la historia de la geociencia, muchas áreas han tratado de caracterizar desde su punto de vista la dinámica y los procesos físicos existentes en los estuarios; esto mismo ha provocado una amplia gama de definiciones y enfoques para el concepto de estuario. Sin embargo, las tendencias actuales buscan unificar las diferentes áreas de la ciencia, con el objetivo de caracterizar de forma íntegra las variables existentes en los estuarios, tratando de involucrar procesos hidrodinámicos, sedimentológicos y geomorfológicos, entre otros.

En los últimos 50 años muchas definiciones y clasificaciones de estuarios han sido desarrolladas por diferentes áreas y grupos de investigación. Más de 40 diferentes definiciones pueden ser encontradas en diccionarios, enciclopedias y artículos científicos asociadas a diferentes disciplinas y especialistas de estuarios (Perillo, 1995). Los estuarios comenzaron a ser estudiados por los geocientíficos a mediados del siglo XIX, no obstante, las primeras definiciones que trataron de integrar conceptos físicos de diferentes disciplinas comenzaron a ser publicadas en la década de los '50 del siglo pasado (Fischer, 1976). En este periodo la caracterización física de los estuarios dada por Pritchard et al. (1967) era la siguiente:

“Cuerpo de agua semi-cerrado que posee una conexión libre con el mar, y en la cual el agua marina es mensurablemente diluida por el agua dulce proveniente de la escorrentía de la cuenca.”

Esta definición direcciona cuatro características principales de los estuarios, de las cuales otros conceptos son derivados:

1. El estuario es una característica de la costa correspondiente a un cuerpo de agua (semi-cerrado) controlado por la morfología, pero que siempre se encuentra abierto al mar. Esto significa que sus bordes laterales tienen que ser claramente definidos y tienen también fuerte influencia en los procesos de circulación en el interior del cuerpo de agua.
2. Los estuarios deben tener una provisión continua de agua salada entrando desde el adyacente mar. La sal es introducida en el estuario tanto por advección como por difusión.
3. La dilución del agua de mar debe ser medible.
4. El agua dulce está generalmente entregada por ríos y descargas de arroyos en el cuerpo de agua del estuario.

Desde entonces la definición de estuario ha ido evolucionando e involucrando más variables físicas que han permitido tener una mejor caracterización la de dinámica espacio-temporal de estos

cuerpos de agua. No obstante, hoy en día los estuarios son mucho más que cuerpos de agua con características físicas interesantes y atractivas para la geo-ciencia. Debido a la entrada desde el continente de una cantidad importante de nutrientes, materia orgánica particulada y sedimentos, transportados principalmente por los ríos y arroyos, estos sistemas son unos de los más productivos del mundo, y es por esto que cumplen un rol natural fundamental como sitios de reproducción, desarrollo y crecimiento de muchas especies de animales y plantas estuarinas, y de muchas especies marinas que remontan hacia el estuario durante su período reproductivo. Siendo sistemas altamente productivos, hacen, además, grandes aportes de energía a las áreas costeras adyacentes, teniendo por ello una gran importancia para las pesquerías (Stuardo y Valdovinos, 1989).

“Estuarios y áreas de plataforma continental comprenden 5.2% de la superficie terrestre, y solo 2% del volumen oceánico. Sin embargo, estos tienen una desproporcionada carga humana. Actualmente, alrededor del 60% de la población mundial vive a lo largo de estuarios y la costa” (Lindeboom, 2002). A lo largo de la historia humana, los estuarios han sido una de las zonas de mayor población en el mundo. Esto se debe porque las personas utilizan a los estuarios como medios de navegación, y porque éstos son áreas de alta productividad biológica, pudiendo sostener altos niveles de producción de alimento; además muchos estuarios están unidos a aguas costeras, las cuales entregan más del 90% de la carga de pesca global (Wolanski et al., 2004). Estos factores y cifras han dado a los estuarios una importancia que trasciende al área de la física. Hoy en día los estuarios son cuerpos de agua atractivos y primordiales tanto para la geo-ciencia como para la biología, ecología, química, sociología y economía.

2.1.1. Definiciones

Diferentes autores han entregado sus enfoques conceptuales sobre lo que es un estuario. A continuación se presentan las principales definiciones que han sido desarrolladas, éstas dan cuenta de la evolución semántica de la palabra estuario.

- Dalrymple et al. (1992): La porción de mar de un sistema de valles ahogados que recibe sedimentos fluviales y de fuentes marinas, y contiene características físicas influenciadas por la marea, olas y procesos fluviales. El estuario es considerado una extensión desde el límite inferior de las facies de mareas, hasta su cabeza en el límite interior de su lengua costera.
- Day (1980): Un estuario es un cuerpo de agua costero parcialmente cerrado, el cual puede estar permanente o periódicamente abierto al océano y en su interior hay gradientes de densidad medibles debido a la mezcla del agua marina con agua dulce que es aportada por la cuenca de drenaje.
- Definición Etimológica(Barcia, 1887): Lugar por donde entra y se retira el mar con su flujo y reflujo. Proveniente del latín aestuarium, la cual viene del aestus, que significa agitación de aguas marinas.
- Dionne (1963): Un estuario es una entrada de agua marina a tierras continentales que alcanza zonas altas de ríos tan lejos como sea el límite superior de las mareas, usualmente es dividido en tres sectores: a) Un área marina o zona más baja del estuario, con conexión libre con el agua del océano; b) Un área media del estuario, sujeta a una fuerte mezcla entre aguas saladas

y aguas dulces; y c) Un área superior o estuario fluvial, caracterizado por agua dulce pero sujeta a la influencia de mareas diarias.

- Fairbridge (1980): Un estuario es un entrante de mar que se introduce en un valle fluvial río arriba hasta el límite donde se dejan sentir las mareas.
- Ketchum y Rawn (1951): Un estuario es un cuerpo de agua en el cual el agua del río es mezclada con una dilución medible en aguas marinas.
- (Perillo, 1995): Un estuario es un cuerpo de agua costero semi-cerrado que se extiende hasta el límite efectivo de influencia de marea, en el que agua marina está entrando desde una o más conexiones libres con el océano, o cualquier otro cuerpo de agua costero salino, y está significativamente diluida con agua dulce proveniente de la cuenca de drenaje, y puede sostener especies biológicas eurihalinas durante una parte o todo su ciclo de vida.
- Pritchard (1952): Un estuario es un cuerpo de agua costero semi-cerrado que una conexión libre con el mar abierto y contiene una cantidad medible de agua marina.
- Pritchard et al. (1967): Un estuario es un cuerpo de agua costero semi-cerrado que tiene una conexión libre con el agua oceánica y en su interior aguas marinas son diluidas mediblemente con agua dulce proveniente de la cuenca de drenaje.
- RAE (2001): Desembocadura de un río caudaloso en el mar, caracterizado por tener una forma semejante al corte longitudinal de un embudo, cuyos lados van apartándose en el sentido de la corriente, y por la influencia de las mareas en la unión de las aguas fluviales con las marítimas.

Las definiciones anteriores dan cuenta a lo largo de los años ha existido de la necesidad de establecer una definición clara para la palabra estuario. La definición de Perillo (1995) resulta de una combinación de las definiciones anteriores y establece al mismo tiempo los límites efectivos del estuario, los cuales pueden cambiar temporalmente. Luego, esta definición es la usada en este trabajo.

2.1.2. Extensión y límites

Al igual que en las definiciones, existen autores con diferentes criterios para definir el límite de aguas arriba del estuario, los cuales determinan la extensión del mismo:

- Límite basado en salinidad: Pritchard et al. (1967) señalan que el estuario queda limitado por el área en el cual la salinidad se encuentra en el rango de 0.1 g/l y 30-35 g/l.
- Límite basado en la onda de marea: Fairbridge (1980) propone que el límite de aguas arriba del estuario se encontraría en la zona hasta donde se percibe el efecto de la marea.
- Límite basado en los sedimentos: Dalrymple et al. (1992) definen los límites del estuario en función del transporte de sedimento, señalando que el estuario es toda el área inundada que recibe aporte sedimentario tanto de parte del río como del mar.

Sin embargo, la propia extensión y límites de estos cuerpos de agua queda supeditada por las definiciones del punto 2.1.1. Dado que se ha utilizado la definición de Perillo (1995), los límites del estuario a utilizar corresponde a una combinación basada en la salinidad y el avance del remanso de marea. Aguas abajo el sistema encuentra su límite hasta donde el agua salada ya no se encuentre significativamente diluida, mientras que aguas arriba el estuario llega hasta donde se percibe el efecto del remanso de marea.

2.2. Análisis hidrodinámico según la geomorfología del estuario

Una forma de caracterizar la hidrodinámica del estuario es analizando las forzantes más importantes que condicionan la generación de corrientes al interior de éste. Por medio de un análisis de escala de las ecuaciones de conservación de masa y momentum se calculan parámetros de escala que permiten dilucidar el comportamiento del estuario en cuanto a las corrientes (Friedrichs, 2010).

Las consideraciones a este análisis son las siguientes:

- Se realiza un promedio de la sección transversal y vertical, por lo cual el análisis es en una sola dimensión a lo largo del estuario.
- Las mareas a considerar son completamente barotrópicas.
- La elevación del nivel de la superficie libre y las corrientes se describen como:

$$\eta(x,t) = a(x)\cos(\omega t - kx) ; u(x,t) = U(x)\cos(\omega t - kx - \phi) \quad (1)$$

donde η es la elevación de la superficie libre, a es la amplitud de marea, U es la amplitud de la corriente, ω es la frecuencia característica de marea, k es el número de onda equivalente a $2\pi/\lambda$ con λ la longitud de onda y ϕ es el desfase temporal. La Figura 1 muestra las dimensiones geométricas utilizadas en el análisis de la superficie libre.

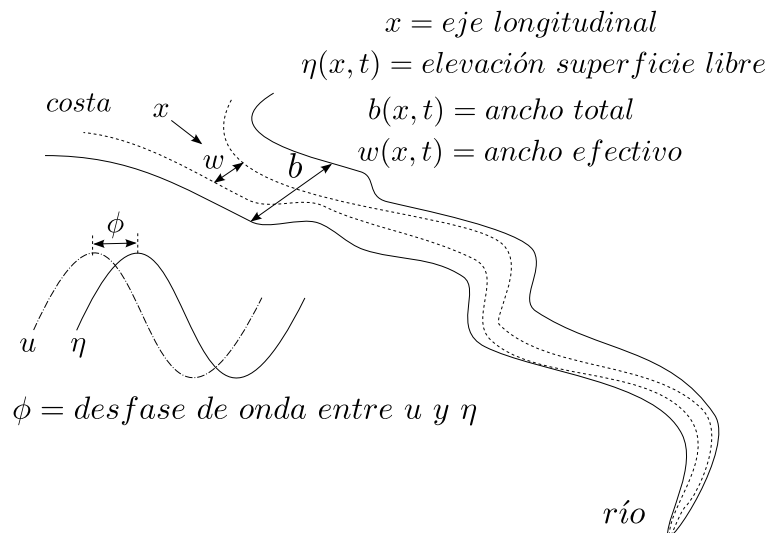


Figura 1: Esquema geométrico del estuario.

2.2.1. Ecuaciones que gobiernan la física del estuario

La ecuación de conservación de momentum promediada transversalmente y en profundidad (ecuación de Saint Venant) se escribe como (Friedrichs, 2010):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_b}{\rho h} = 0 \quad (2)$$

donde g es la aceleración de gravedad, τ_b es el esfuerzo cortante de fondo, promediado a lo largo del perímetro mojado, ρ es la densidad del agua, h es la profundidad promediada en la transversal de la sección para el promedio de marea (o nivel medio del mar).

Para escalar la ecuación, se procede a la linearización del término de fricción como sigue (Friedrichs, 2010):

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{1}{\rho h} (\rho c_d u |u|) = ru [1 \pm O(\frac{a}{\langle h \rangle} \pm \frac{8}{15\pi})] \quad (3)$$

donde $O()$ indica el “orden”, donde en su interior se encuentra la expansión de Fourier producto de variaciones en h , linearizando $u|u|$ (Parker, 1991). El término h con $\langle \rangle$ indica promediado en torno a un ciclo de marea. El término c_d es el coeficiente de arrastre de fondo, el cual es del orden de 10^{-2} a 10^{-3} , dependiendo de la escala de rugosidad, y r corresponde a:

$$r = \frac{c_d}{\langle h \rangle} \frac{8U}{3\pi} \quad (4)$$

Analizando la definición de r es posible identificar que posee dimensión temporal $[T^{-1}]$; no obstante este valor debe representarse como la magnitud de fricción en términos de momentum por unidad de longitud y masa. Combinando las ecuaciones anteriores y dejando los términos $\sin()$ y $\cos()$ igual a 1, la ecuación de momentum escala de la siguiente forma (Friedrichs, 2010):

$$\pm O(\omega U) \pm O[U(L_u^{-1}U \pm kU)] \pm O[g(L_a^{-1}a \pm ka)] \pm O(rU[1 \pm \frac{a}{\langle h \rangle} \pm \frac{8}{15\pi}]) = 0 \quad (5)$$

$$L_U^{-1} = \frac{\partial U / \partial x}{U}; L_a^{-1} = \frac{\partial a / \partial x}{a} \quad (6)$$

donde ω es la frecuencia característica de marea, U es la amplitud de la corriente, a es la amplitud de marea, $\langle h \rangle$ es la profundidad promediada en la vertical y en la transversal, k es el número de onda y ϕ es el desfase temporal.

La ecuación de continuidad promediada transversalmente puede escribirse como (Friedrichs, 2010):

$$\frac{\partial b\eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(uwh) \quad (7)$$

donde b es el ancho total del estuario, w es el ancho efectivo, correspondiente a la sección donde reside todo el transporte de masa y momentum ($b(x,t) \geq w(x,t)$). El lado izquierdo de la ecuación puede escalarse como:

$$b \frac{\partial \eta}{\partial t} = \langle b \rangle [1 \pm O(\frac{\Delta b}{\langle b \rangle})] \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (8)$$

donde $\Delta b = 0.5(b_{MA} - b_{MB})$, con b_{MA} el ancho total en marea alta y b_{MB} el ancho total en marea baja.

El lado derecho de la ecuación puede escalarse como:

$$-\frac{\partial}{\partial x}(uwh) = -uw \langle h \rangle \left(\frac{1}{u} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{w} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{1}{\langle h \rangle} \frac{\partial \langle h \rangle}{\partial x} \right) [1 \pm O(\frac{a}{\langle h \rangle})] \quad (9)$$

Combinando (8) y (9), y aplicando las definiciones de η y u y diferenciando, la ecuación queda escalada de la siguiente manera:

$$\omega a \langle b \rangle [1 \pm O(\frac{\Delta b}{\langle b \rangle})] \pm O(\frac{a}{\langle h \rangle}) = uw \langle h \rangle k O(1 \pm (kL_u)^{-1} \pm (kL_w)^{-1} \pm (kL_h)^{-1}) \quad (10)$$

donde $L_s^{-1} = \frac{\partial s / \partial x}{s}$, correspondiente a la tasa de variación del valor de s (siendo s una variable cualquiera, siendo u , w o h) a lo largo del estuario. Es importante señalar que dentro de esta teoría se define un estuario canalizado como aquel en que su ancho efectivo es menor al ancho total ($w < b$), y no canalizado cuando el ancho efectivo es igual al total ($w = b$).

De las ecuaciones (5) y (10) es posible estimar nuevas ecuaciones simplificadas dependiendo de la geometría espacial del estuario. La Tabla 1 muestra las suposiciones a considerar para establecer una clasificación del estuario en función de sus parámetros de escala, para así utilizar la ecuación simplificada que permita estimar de manera adecuada la corriente de marea característica del estuario (Friedrichs, 2010). El estuario del río Maule cae dentro del rango “Pequeño”, esto se concluye del análisis realizado en la sección 5.1.3.

Tabla 1: Casos de estudio para diferentes geometrías.

| Caso del estuario | Supuesto |
|------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|
| Pequeño | $Lk \ll 1, L/L_a \ll 1$ |
| Largo, somero, con forma de cono | $(kL_w)^{-1} \gg 1, L_w/L_U \ll 1$ |
| Largo, profundo, no convergente | $(kL_w)^{-1} \gg 1, L_w/L_U \ll 1$ |
| Largo, somero, no convergente | $(kL_w)^{-1} \gg 1, L_w/L_U \ll 1$ |
| Largo, profundidad intermedia, en equilibrio | $(kL_w)^{-1} = O(1), (kL_U)^{-1} \ll 1$ |
| Largo, profundidad intermedia, no convergente | $(kL_w)^{-1} \ll 1, r/\omega = O(1)$ |
| Largo, profundo, con forma de cono | $(kL_w)^{-1} \ll O(1), r/\omega \ll O(1)$ |
| Largo, profundidad intermedia, cercano al equilibrio | $(kL_w)^{-1} = O(1), (kL_U)^{-1} < (kL_w)^{-1}$ |
| Largo, profundidad intermedia, no en equilibrio | $(kL_w)^{-1} = O(1), r/\omega = O(1), L_w/L_U = O(1)$ |

2.2.2. Convergencia y equilibrio morfodinámico

La convergencia y equilibrio morfodinámico guardan relación respecto a los valores que pueden encontrarse en r/ω y $(kL_w)^{-1}(kL_b)^{-1}$ para el caso no canalizado). El valor de r/ω representa el cociente entre la magnitud de la fricción sobre la magnitud de aceleración de la onda de marea, y se interpreta en qué tan importante son los efectos friccionales de fondo debido a las corrientes inducidas por marea. Por definición de r al tener dimensiones de $[T^{-1}]$ (ver ecuación 4) implica que r/ω es adimensional. Del otro lado, el valor $(kL_w)^{-1}$ representa la evolución de la convergencia a lo largo del estuario adimensionalizado por el número de onda de marea. La convergencia corresponde a la disminución del ancho efectivo (o total) del estuario hacia aguas arriba, donde por lo general los estuarios ven disminuido su ancho hacia aguas arriba. Le Floch (1961) ha clasificado los sistemas estuarinos por medio de una comparación entre los efectos friccionales y la convergencia en tres tipos:

- **Hipersincrónico:** cuando la convergencia del estuario es mayor a la fricción, es decir que $r/\omega < (kL_w)^{-1}$, lo cual indica que existe una fuerte disminución del ancho del estuario hacia aguas arriba, lo cual por conservación de volumen la amplitud de la marea aumenta hacia aguas arriba, para luego disminuir por disipación energética por fricción.
- **Hiposincrónico:** cuando los efectos friccionales son mucho mayores a la convergencia ($r/\omega > (kL_w)^{-1}$), lo cual provoca que la onda de marea pierda su amplitud hacia aguas arriba, debido a que la disminución del ancho del estuario no es lo suficientemente grande como para contrarrestar los efectos de la pérdida energética debido a la fricción.
- **Sincrónico:** cuando existe una correlación entre la fricción y la convergencia ($r/\omega \approx (kL_w)^{-1}$) lo que indicaría un “equilibrio morfodinámico”, en donde el ancho del estuario disminuye a una tasa similar a la que los efectos friccionales afectan la amplitud de la onda de marea, manteniéndola prácticamente constante hacia aguas arriba, para luego disminuir bruscamente por la pérdida de energía.

De las definiciones anteriores, se puede decir que los estuarios hiposincrónicos e hipersincrónicos son sistemas en desequilibrio morfodinámico dado que la geometría del estuario no guarda directa relación con la disipación energética, por lo que es de esperar que el sistema cambie su geometría espacial, de donde podría o no llegar a un equilibrio. La Figura 2 muestra una representación de la amplitud de mareas y corrientes a lo largo del estuario en base a la clasificación anterior.

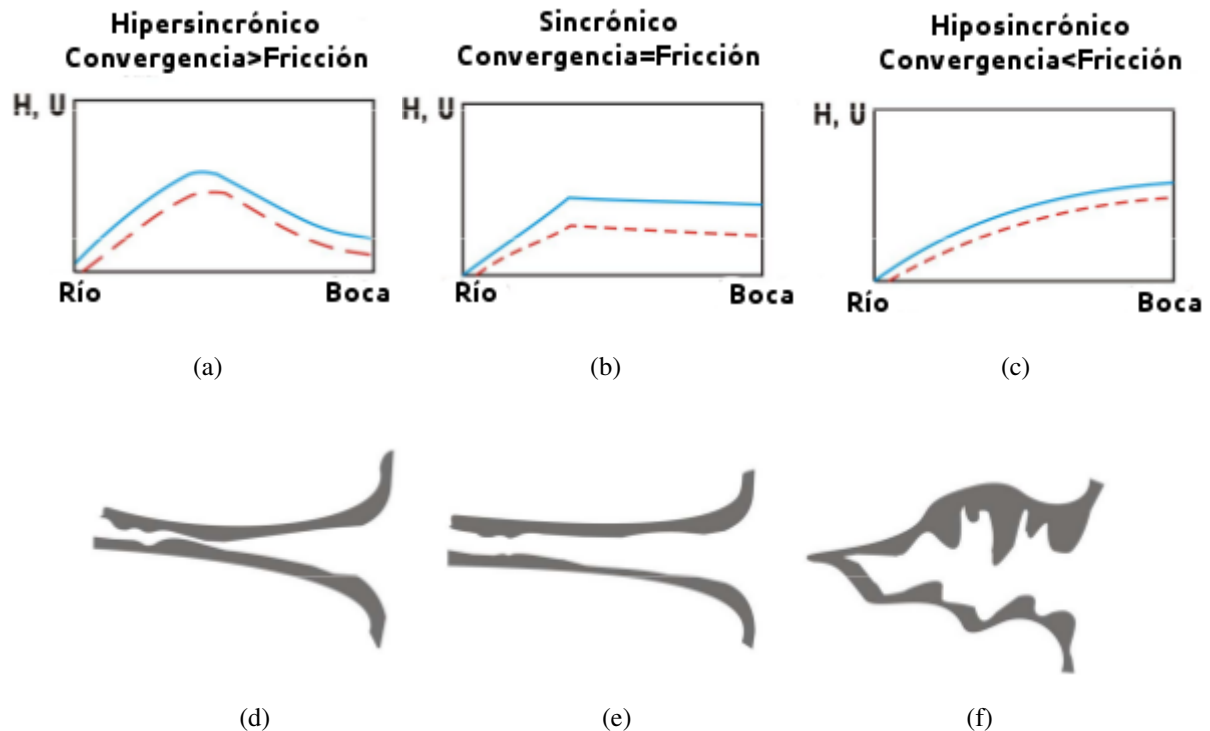


Figura 2: Clasificación de Le Floch. Las Figuras (a), (b) y (c) muestran la superficie libre (línea azul) y velocidad media (línea roja) para estuarios con comportamiento hipersincrónico, sincrónico e hiposincrónico, respectivamente. Las Figuras (d), (e) y (f) muestran la geometría típica para estuarios con comportamiento hipersincrónico, sincrónico e hiposincrónico, respectivamente. Fuente: Perillo (2012)

2.2.3. Ecuaciones derivadas de la teoría

Friedrichs (2010) efectúa ciertas simplificaciones a la ecuación (ver capítulo (2.2.1)), con el objetivo de determinar el comportamiento del estuario en base a su geometría. De su trabajo se extraen las ecuaciones para la magnitud de las corrientes, desfase entre marea y velocidad y celeridad de la onda, para luego efectuar una comparación de los resultados con los datos observados.

Estuarios pequeños y someros: Los estuarios pequeños corresponden a los sistemas en que el remanso de marea se comporta como una onda estacionaria, es decir, no existe un desfase espacial en su peak. Esto se debe a que la longitud del estuario es lo suficientemente pequeña ($Lk \ll 1$, con L el largo del estuario), en relación a la longitud de onda de marea, además de ello, la variación de amplitud de marea no debe ser significativa al interior del sistema ($L/L_a \ll 1$). Considerando que el estuario también es somero, significa que la amplitud de marea no es significativa respecto a la profundidad media de este, es decir, que $a/h \ll 1$. Luego, despreciando estos términos en la ecuación (10) es posible llegar a Friedrichs (2010):

$$U_1(x,t) = \frac{\partial \eta(t) A_b(x,t)}{\partial t A_c(x,t)} \quad (11)$$

donde U_1 corresponde a la velocidad media de un estuario pequeño y somero, $A_b = \int_x^L b dx$ es el área superficial del estuario hacia aguas arriba, $A_c = wh$ es el área de la sección transversal efectiva y η es la variación de la superficie libre. En el caso de que considerar el efecto del río se tiene:

$$U_{1q}(x,t) = \left[\frac{\partial \eta(t)}{\partial t} \cdot A_b(x,t) - Q_{rio}(t) \right] \frac{1}{A_c(x,t)} \quad (12)$$

donde el subíndice q indica la consideración del caudal medio del río en la ecuación. Como se menciona que la variación de la amplitud de la onda de marea es pequeña, se puede asumir que se desarrolla completamente a lo largo del estuario (sin desfase espacial). Adicionalmente de la ecuación anterior la velocidad y la marea presentan un desfase de -90° (desfase en tiempo es aproximadamente 3 horas para marea semidiurna), resultado de una onda estacionaria Friedrichs (2010).

$$c_1 = \infty \quad k_1 = 0 \quad \phi_1 = -90^\circ \quad (13)$$

donde c_1 y k_1 es la celeridad y número de onda de la marea respectivamente y ϕ_1 es el desfase entre la marea y la corriente. El subíndice 1 indica la clasificación para un estuario pequeño y somero.

Estuarios largos, someros y con forma de cono: Para estos estuarios los efectos espaciales de la amplitud de marea deben ser considerados. De ello se deriva una segunda ecuación para estuarios largos, someros y con forma de cono, donde este último concepto habla de que la variación hacia aguas arriba del estuario sigue una forma exponencial. Luego, simplificando la ecuación (10) suponiendo que w y b logran un ajuste exponencial, que $L_w \approx L_b$ (no), y además de despreciar los términos no lineales, se llega a Friedrichs (2010):

$$U_2 = \frac{\delta \eta}{\delta t} \cdot \frac{b \cdot L_w}{w \cdot h} \quad (14)$$

donde U_2 es la velocidad media de un estuario largo, somero y con forma de cono. Considerando el efecto del río:

$$U_{2q} = \frac{\delta \eta}{\delta t} \cdot \frac{b \cdot L_w}{w \cdot h} - Q_{rio}(t) \cdot \frac{A_b}{A_c} \quad (15)$$

donde el subíndice q indica la consideración del caudal medio del río en el cálculo. En este caso, a pesar de que la ecuación muestra un desfase de -90° , el autor demuestra que de todas formas existe un avance progresivo de la onda puesto que $k \neq 0$. Combinando la ecuación de escala (10) con la teoría lineal de ondas es posible llegar a Friedrichs (2010):

$$c_2 = \frac{\omega}{k_2} = \frac{g \cdot h \cdot w}{r \cdot b \cdot L_w} \phi_2 = -90^\circ \quad (16)$$

donde c_2 y k_2 es la celeridad y número de onda de la marea respectivamente y ϕ_2 es el desfase entre la marea y la corriente. El subíndice 2 indica la clasificación para un estuario largo, somero y con geometría cónica.

Estuarios largos, de profundidad intermedia y en equilibrio morfodinámico: Cumpliendo la condición de estuario largo, pero generalizando para los estuarios poco y fuertemente convergentes en donde es posible hallar una relación directa para sistemas en equilibrio, los efectos de la fricción y convergencia deben estar balanceados ($r/\omega = (L_w k)^{-1}$). Para lograr esto se utiliza una aproximación matemática de la solución de la onda de marea y velocidad de la forma Friedrichs (2010) :

$$\eta(x,t) = a \cdot \exp[i(\omega t - kx)], \quad u(x,t) = U \cdot \exp[i(\omega t - kx - \phi)] \quad (17)$$

Luego, reemplazando lo anterior sobre la ecuación de continuidad (7) y la ecuación linearizada (2), es posible desarrollar el siguiente resultado Friedrichs (2010):

$$U_3 = a\omega b \cdot \frac{1}{h \cdot k \cdot w [1 + 1/(kL_w)^{-2}]^{1/2}} \quad (18)$$

donde U_3 es la velocidad media para un estuario largo, de profundidad intermedia y en equilibrio morfodinámico. Considerando el efecto del río:

$$U_{3q} = a\omega b \cdot \frac{1}{h \cdot k \cdot w [1 + 1/(kL_w)^{-2}]^{1/2}} - Q_{rio}(t) \cdot \frac{A_b}{A_c} \quad (19)$$

donde el subíndice q indica la consideración del caudal medio del río en el cálculo. Para la celeridad, se derivan dos ecuaciones simultáneamente, lo cual se debe a que en este tipo de estuarios se cumple la misma relación de velocidad de fase para estuarios profundos y rectos que para someros con forma de cono Friedrichs (2010).

$$c_{3,1} = \sqrt{ghw/b} \quad c_{3,2} = \frac{ghwL_w^{-1}}{rb} \quad (20)$$

$$\phi_3 = -\arctan((kL_w)^{-1}) \quad (21)$$

donde $c_{3,1}$ y $c_{3,2}$ corresponden a la celeridad de la onda, calculada bajo distintas ecuaciones, las cuales deben dar un resultado similar si el estuario cumple con las condiciones anteriormente mencionadas y ϕ_3 es el desfase. El subíndice 3 indica la clasificación para un estuario largo, de profundidad intermedia y equilibrio morfodinámico.

Estuarios largos y en desequilibrio morfodinámico: En desequilibrio morfodinámico, se permite que la amplitud de la marea y de la velocidad cambien espacialmente, por lo cual ahora se tienen las siguientes ecuaciones:

$$\eta(x,t) = a_0 \exp(x/L_a) \cdot \exp[i(\omega t - kx)], \quad u(x,t) = U_0 \exp(x/L_a) \cdot \exp[i(\omega t - kx - \phi)] \quad (22)$$

Análogo al caso anterior, reemplazando esto en las propiedades conservativas del flujo es posible desarrollar el siguiente resultado Friedrichs (2010):

$$U_4 = \frac{g \cdot a \cdot k}{\omega} \left| \frac{i - (kL_a)^{-1}}{i + r/\omega} \right| \quad (23)$$

donde U_4 es la velocidad media para un estuario largo y en desequilibrio morfodinámico. Considerando el efecto del río:

$$U_{4q} = \frac{g \cdot a \cdot k}{\omega} \left| \frac{i - (kL_a)^{-1}}{i + r/\omega} \right| - Q_{rio}(t) \cdot \frac{A_b}{A_c} \quad (24)$$

donde el subíndice q indica la consideración del caudal medio del río en el cálculo. Para la celeridad se tiene las siguientes ecuaciones de escala Friedrichs (2010):

$$\frac{c_{4,1}^2}{(ghw/b)} = \frac{\omega}{r} \left| (kL_w)^{-1} - 2(kL_a)^{-1} \right| \quad (25)$$

$$\frac{c_{4,2}^2}{(ghw/b)} = 1 + \left| (kL_w)^{-1} \cdot (kL_a)^{-1} \right| - (kL_a)^{-2} \quad (26)$$

$$\phi_4 = -\arctan \left[(kL_w)^{-1} - (kL_a)^{-1} \right] \quad (27)$$

donde $c_{4,1}$ y $c_{4,2}$ corresponden a la celeridad de la onda, calculada bajo distintas ecuaciones, las cuales deben dar un resultado similar si se cumplen las condiciones para el tipo de estuario en cuestión y ϕ_4 es el desfase. El subíndice 4 indica la clasificación para un estuario largo y en desequilibrio morfodinámico.

2.3. Análisis clásico de mareas y corrientes

Según el SHOA (1992), se define marea como “el ascenso y descenso rítmico y alternado de la superficie del océano (o nivel del agua) y de los cuerpos de agua conectados con el océano, tales como: estuarios, golfos y canales, que ocurren dos veces al día sobre la mayor parte de la Tierra

y que resultan de la atracción gravitacional de la Luna y en menor grado de la del Sol, actuando desigualmente sobre partes diferentes de la Tierra en rotación”.

“La predicción de mareas y corrientes mareales es única en el mundo de la predicción geofísica. No hay otro fenómeno geofísico donde se sepa a priori toda la energía contenida en frecuencias específicas” (Parker, 2007). El análisis clásico de mareas permite descomponer la serie de tiempo de la superficie libre en un conjunto de constituyentes regulares sinusoidales, definidos por una amplitud, periodo y fase. Cada uno de estos constituyentes representa los diferentes esfuerzos gravitacionales involucrados en la generación de mareas. La teoría se basa en la siguiente serie:

$$h(t) = h_0 + \sum_i A_i \cos(\omega_i t + \phi_i) \quad (28)$$

donde h_0 es el nivel medio del mar asociado al datum desde donde se efectuó la proyección, A_i es la amplitud, ω_i la frecuencia angular igual a $2\pi/T$ con T el periodo en unidades de tiempo y ϕ_i el desfase asociado. La Tabla 2 muestra una recopilación de algunos de los armónicos utilizados en el análisis clásico de mareas. Para realizar un análisis armónico completo se pueden agregar docenas de constituyentes adicionales por medio de satélites, o se puede utilizar una serie de tiempo de 18.6 años, correspondiente al ciclo completo de variación del ángulo entre el plano lunar y el ecuador terrestre, o también 8.85 años correspondientes al ciclo de variación de la distancia entre la luna y la Tierra debido a la rotación longitudinal del perigeo lunar. No obstante, con una serie de tiempo de 30 días es posible obtener los armónicos más importantes.

Tabla 2: Algunos constituyentes típicos de marea.

(a) Banda diurna.

| Símbolo Darwin | | K_1 | O_1 | OO_1 | S_1 | M_1 | J_1 | ρ | Q_1 | $2Q_1$ | P_1 |
|----------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
| Periodo | [hr] | 23.93 | 25.82 | 22.31 | 24.00 | 24.84 | 23.10 | 26.72 | 26.87 | 28.01 | 24.07 |
| Frecuencia | [cpd] | 1.00 | 0.93 | 1.08 | 1.00 | 0.97 | 1.04 | 0.90 | 0.89 | 0.86 | 1.00 |

(b) Banda semidiurna.

| Símbolo Darwin | | M_2 | S_2 | N_2 | ν_2 | μ_2 | $2''N_2$ | λ_2 | T_2 | R_2 | $2SM_2$ | L_2 | K_2 |
|----------------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|----------|-------------|-------|-------|---------|-------|-------|
| Periodo | [hr] | 12.42 | 12.00 | 12.66 | 12.63 | 12.87 | 12.91 | 12.22 | 12.02 | 11.98 | 11.61 | 12.19 | 11.97 |
| Frecuencia | [cpd] | 1.93 | 2.00 | 1.90 | 1.90 | 1.86 | 1.86 | 1.96 | 2.00 | 2.00 | 2.07 | 1.97 | 2.01 |

(c) Banda de alta frecuencia(overtides).

| Símbolo Darwin | | M_4 | M_6 | MK_3 | S_4 | MN_4 | S_6 | M_3 | $2''MK_3$ | M_8 | MS_4 |
|----------------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-----------|-------|--------|
| Periodo | [hr] | 6.21 | 4.14 | 8.18 | 6.00 | 6.27 | 4.00 | 8.28 | 8.39 | 3.11 | 6.10 |
| Frecuencia | [cpd] | 3.86 | 5.80 | 2.94 | 4.00 | 3.83 | 6.00 | 2.90 | 2.86 | 7.73 | 3.93 |

(d) Banda de baja frecuencia(subtides).

| Símbolo Darwin | | Mm | Ssa | Sa | Msf | Mf |
|----------------|-------|--------|---------|---------|--------|--------|
| Periodo | [hr] | 661.31 | 4383.08 | 8766.15 | 354.37 | 327.86 |
| Frecuencia | [cpd] | 0.036 | 0.005 | 0.003 | 0.068 | 0.073 |

En la actualidad existen variadas rutinas para el análisis armónico de mareas y corrientes. Uno

de ellos es el desarrollado por Pawlowicz et al. (2002), el cual mediante un ajuste por mínimos cuadrados encuentra todos los constituyentes posibles dentro de una serie de tiempo, incorporando también intervalos de confianza en la estimación mediante un análisis del ruido de la señal. Los algoritmos utilizados se basan en las rutinas FORTRAN descritas en Godin (1972), Foreman (1977) y Foreman (1978), pero incorporando la notación compleja la cual condensa vectorialmente la amplitud y la fase de los constituyentes. De lo anterior Pawlowicz et al. (2002) confeccionan la rutina computacional TTIDE en Matlab®. Este código también incorpora el cálculo de armónicos de corrientes, de donde estima la amplitud y fase de las elipses de corriente con los resultados de las componentes este y norte de las corrientes.

2.4. Transformada de Fourier

La transformada de Fourier permite representar en las bases de Fourier (frecuencia) una señal que originalmente está representada en el espacio o tiempo. Esta representación guarda relación con el estudio de las series de Fourier, útil para señales periódicas. Uno de los primeros estudios basados en series de Fourier para la predicción de armónicos se encuentra en los trabajos de Schureman en 1924 y 1958, donde sus procedimientos permiten predecir armónicos de marea sobre series de tiempo de un mes. Sin embargo en la actualidad tales consideraciones astronómicas no responden a ciertos errores en la estimación, donde se sabe que la hidrodinámica tiene una influencia mayor (Parker, 2007).

El uso de la transformada de Fourier dio paso al estudio de señales no periódicas al considerar un continuo de frecuencias (periodo infinito). A lo largo de los años se ha utilizado principalmente en la estimación de armónicos de amplitud reducida, en lo que se llama el *método de concordancia de especies* o simplemente un análisis espectral de los datos (Parker, 2007). El desarrollo de la transformada de Fourier dio paso a la transformada rápida de Fourier o FFT, algoritmo desarrollado para obtener la transformada discreta de Fourier (DFT) de una forma más rápida y eficiente. Esta reducción en el número de operaciones se logra básicamente a través de la descomposición del vector x_n (o $x(n)$) sucesivamente en varias secuencias de menor tamaño aplicándoles DFT a cada una de ellas (Irrarázaval, 1999). El programa computacional Matlab® ya incorpora rutinas para el cálculo de la FFT, donde básicamente resuelve:

$$X(k) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x(n) \omega_N^{(n-1)(k-1)} \quad (29)$$

donde $\omega_N = e^{-2\pi i/N}$, N es el número de potencia de 2 más cercano al total de la muestra y $X(k)$ es la FFT de la serie $x(n)$. El dominio de frecuencias se calcula según el teorema de Nyquist-Shannon:

$$f(k) = \frac{k}{N\Delta j} \quad n = 0, \dots, \frac{N}{2} \quad (30)$$

donde $f(k)$ es la frecuencia asociada a $X(k)$ y Δj es el intervalo de muestreo de la señal. En la práctica, para representar la amplitud en el espacio de frecuencias, basta con saber que:

$$|X(k)| = \frac{1}{2} \sqrt{a_k^2 + b_k^2} = \frac{1}{2} \cdot A(k) \quad (31)$$

donde $A(k)$ es la amplitud asociada a la frecuencia de muestreo $f(k)$. Así, es posible estimar la amplitud de los armónicos en el espacio de las frecuencias.

2.5. Transformada Wavelet

“El Análisis Wavelet se está convirtiendo en una herramienta común para analizar las variaciones localizadas de potencia dentro de una serie de tiempo. Donde al descomponerla en un espacio tiempo-frecuencia, es capaz de determinar tanto sus modos oscilatorios como también su variación en el tiempo” (Torrence y Compo, 1998). En las últimas dos décadas autores han incorporado la transformada continua Wavelet (CWT) a sus estudios de procesos no estacionarios, con el objetivo principal de entender mejor la interacción mar-río. Un ejemplo de ello se puede encontrar en los estudios en donde se analiza la influencia del río sobre la marea barotrópica mediante wavelets (Jay y Flinchem, 1997), comparaciones entre CWT con el análisis clásico de mareas (Jay y Flinchem, 1999) o mostrando la utilidad de los métodos de análisis de marea para procesos no estacionarios (Jay y Kukulka, 2003).

La transformada continua wavelet de una serie discreta x_n se forma a través de una señal base o *función wavelet*. Esta función es generada a partir de la wavelet madre, ψ_0 , por traslaciones y dilataciones discretas. Para que esta función sea “admisibles” como wavelet, debe tener un promedio igual a cero y debe estar localizada en el espacio de tiempo-frecuencia (Farge, 1992). Un ejemplo es la *Wavelet Morlet*, consistente en una señal modulada por una Gaussiana:

$$\psi_0[\eta] = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (32)$$

$$\psi\left[\frac{(n' - n)\Delta t}{s}\right] = \left(\frac{\Delta t}{s}\right)^{1/2} \cdot \psi_0\left[\frac{(n' - n)\Delta t}{s}\right] \quad (33)$$

donde ω_0 es una frecuencia adimensional, igual a 6 para la onda de tipo Morlet, esto con el propósito de cumplir con la condición de admisibilidad (Farge, 1992) y η es el tiempo adimensional dada una escala s y tiempo localizado, n , según el tiempo de muestreo, Δt . Notar que esta Wavelet ha sido normalizada por $(\frac{\Delta t}{s})^{1/2}$ para asegurarse de que esta función no aporte energía adicional a la onda en estudio, esto es, que. Luego, la transformada Wavelet se define como:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^*\left[\frac{(n' - n)\Delta t}{s}\right] \quad (34)$$

donde superíndice * indica el complejo conjugado. La Figura 3 muestra una representación de la función Wavelet y su convolución gaussiana con una serie sinusoidal de amplitud constante.

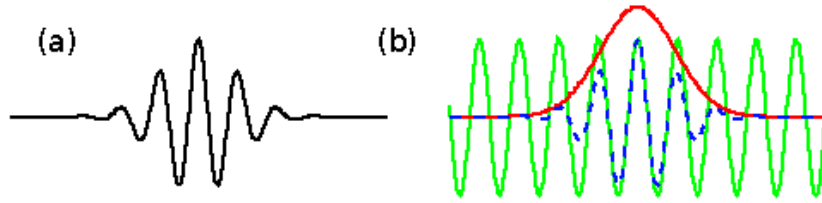


Figura 3: (a) Señal Morlet. (b) Modulación con una onda sinusoidal a cierta escala y tiempo dadas.

2.6. Estimación de los parámetros de las elipses de corriente

Con la información de la amplitud (fase) de las corrientes $u(\phi_u)$ y $v(\phi_v)$ de cada armónico, correspondientes a la velocidad Este y Norte respectivamente, es posible estimar los parámetros de corriente, los cuales son de gran utilidad para estimar la magnitud máxima que rige un flujo de rotación periódica. Esta conversión entre la amplitud y desfase entre corrientes es un problema netamente geométrico. Una descomposición entre el espacio complejo puede encontrarse en la rutina desarrollada por Xu (2000). Las fórmulas siguientes son la descomposición de las mismas en el espacio real:

$$Q_c = 0.5\{u^2 + v^2 - 2uv \cdot \text{sen}(\phi_u - \phi_v)\}^{0.5} \quad (35)$$

$$Q_{cc} = 0.5\{u^2 + v^2 + 2uv \cdot \text{sen}(\phi_u - \phi_v)\}^{0.5} \quad (36)$$

$$\theta_c = \text{atan}\left\{\frac{u \cdot \text{sen}(\phi_u) + v \cdot \text{cos}(\phi_v)}{u \cdot \text{cos}(\phi_u) - v \cdot \text{sen}(\phi_v)}\right\} \quad (37)$$

$$\theta_{cc} = \text{atan}\left\{\frac{-u \cdot \text{sen}(\phi_u) + v \cdot \text{cos}(\phi_v)}{u \cdot \text{cos}(\phi_u) + v \cdot \text{sen}(\phi_v)}\right\} \quad (38)$$

$$M = Q_{cc} + Q_c \quad (39)$$

$$m = Q_{cc} - Q_c \quad (40)$$

$$P = -0.5(\theta_{cc} - \theta_c) = \omega \cdot t \quad (41)$$

$$O = 0.5(\theta_{cc} + \theta_c) \quad (42)$$

donde Q_c y Q_{cc} son la amplitud de la componente giratoria en sentido horario y antihorario respectivamente, θ_c y θ_{cc} son la fase de la componente giratoria en sentido horario y antihorario respectivamente, M y m son la amplitud del eje mayor y menor respectivamente, P es la fase en la cual se encuentra la elipse y O es la orientación de la elipse. La Figura 4 muestra gráficamente estos componentes en el espacio u y v .

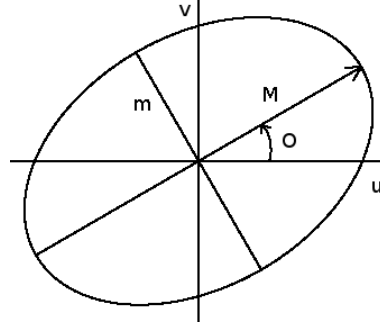


Figura 4: Parámetros de la elipse de corriente.

2.7. Efectos no lineales sobre la marea en cuerpos de agua someros

Este acápite da cuenta del trabajo desarrollado por Parker (2007) sobre los efectos no lineales que son generados por los términos no lineales contenidos en la ecuación de continuidad y momentum. La ecuación 1-D de continuidad y momentum pueden escribirse como:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial}{\partial x} (b(h + \eta)u) = 0 \quad (43)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{h + \eta} u |u| C_f \quad (44)$$

donde η es la variación de la superficie libre respecto al nivel medio del mar, b al ancho transversal, h la profundidad, u la velocidad y C_f es el coeficiente de fricción (el cual puede determinarse empíricamente, el cual es del orden de 0.0025) (Parker, 2007). Aquí existen tres componentes no lineales:

1. $u \frac{\partial u}{\partial x}$: el término inercial o advectivo en la ecuación de momentum.
2. $\frac{\partial (b\eta u)}{\partial x}$: en la ecuación de continuidad; y
3. $\frac{1}{h + \eta} u |u| C_f$: el término friccional en la ecuación de momentum.

La descomposición detallada que da cuenta de la generación de armónicos compuestos (compound tides) y de alta frecuencia (overtides) al descomponer la velocidad en constituyentes puede verse en Parker (2007).

El efecto del río sobre los armónicos puede revisarse al descomponer la velocidad en un componente constante en el tiempo (velocidad del río) y un constituyente principal (por ejemplo M_2):

$$u(x,t) = u_R(x) + u_{M_2}(x)\cos(\omega_{M_2}t - \phi_{M_2}) ; \omega_{M_2} = 2\pi/T_{M_2} \quad (45)$$

donde u_R es la velocidad del río, u_{M_2} es la amplitud de la corriente de M_2 , ω_{M_2} , T_{M_2} y ϕ_{M_2} son la frecuencia angular, periodo y fase del constituyente M_2 .

Una descomposición en series de Fourier de $u|u|$ suponiendo la generación de otros armónicos además del principal, quedaría como:

$$u|u| = \frac{a_R}{2} + \sum_{n=0}^{\infty} [a_n(x)\cos(n\theta_{M_2}) + b_n(x)\sen(n\theta_{M_2})] , \theta_{M_2} = \omega_{M_2}t - \phi_{M_2} \quad (46)$$

donde a_R y a_n corresponden a los coeficientes de Fourier (en $[m^2/s^2]$). Estos componentes guardan relación con la variación de momentum asociado a $u|u|$. Los coeficientes de Fourier asociados al constituyente M_2 quedan representados como:

$$a_n = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} (u_R + u_{M_2}\cos\theta)|(u_R + u_{M_2}\cos\theta)|\cos(n\theta)d\theta \quad (47)$$

$$b_n = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} (u_R + u_{M_2}\cos\theta)|(u_R + u_{M_2}\cos\theta)|\sen(n\theta)d\theta \quad (48)$$

La Figura 5 muestra el valor del coeficiente a_n (el coeficiente b_n tiende a cero) a medida que aumenta la velocidad del río u_R . La representación de estos valores se asocia a la ganancia de momentum sobre la fricción, donde los más importantes se hayan en a_1 , a_2 y a_3 , asociados al constituyente principal M_2 , al constituyente secundario M_4 y al constituyente terciario M_6 , respectivamente. El aumento de a_1 se asocia directamente a la transferencia de momentum desde la componente barotrópica de la M_2 hacia la fricción, lo que se traduce directamente en una pérdida en la amplitud de este constituyente, mientras que M_4 y M_6 se producen por el efecto friccional, lo que se traduce en una ganancia en la amplitud de éstos.

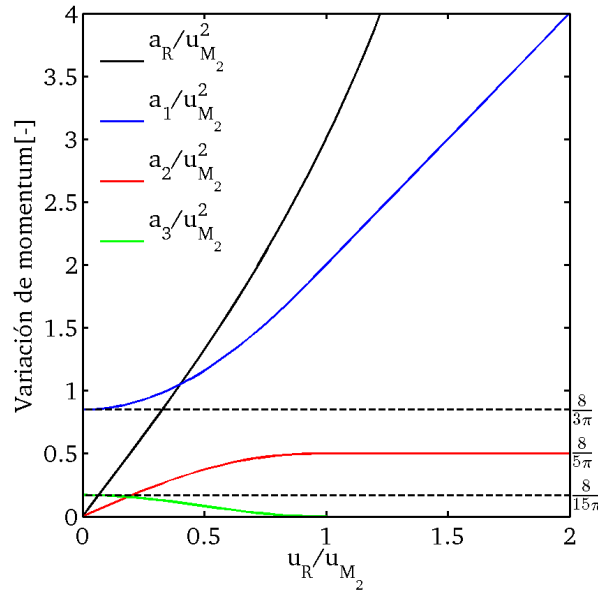


Figura 5: El efecto del río sobre los constituyentes $M_2(a_1)$, $M_4(a_2)$ y $M_6(a_3)$, visto desde la variación de momentum de la componente friccional $u|u|$. Fuente: Parker (2007).

Al aumentar la velocidad u_R se observa que la ganancia de M_4 aumenta hasta un valor de $\frac{8}{5\pi}$, cuando la velocidad de la marea se iguala a la del río, mientras que la M_6 comienza a disminuir hasta llegar a cero. En el caso de la M_2 , la pérdida de momentum es monótonicamente creciente, lo cual es lógico debido a que el río se contrapone al sentido de las corrientes mareales.

2.8. Dispersión salina

El estudio de la circulación estuarina requiere del conocimiento de los procesos de mezcla asociados a la salinidad debido a la influencia que tienen las altas concentraciones sobre el perfil vertical de velocidad, modificando notoriamente las corrientes internas. La teoría clásica de la circulación estuarina utiliza promedios mareales sobre las ecuaciones conservativas de momentum, continuidad y balance de sal para generar ecuaciones de “intecambio de flujo” en todo el sistema (Hansen y Rattray, 1965), sin incluir otros efectos como circulaciones secundarias, Coriolis, entre otros. Recientes investigaciones sobre los procesos no lineales de marea intentan sacudir las fundaciones de la teoría clásica de la circulación estuarina (MacCready y Geyer, 2010), no obstante recientemente se ha dado soporte en observaciones de Geyer et al. (2000) al éxito de la teoría clásica. En base lo anterior, resulta útil para el estudio considerar un esquema promediado simple en el ciclo de marea, como también transversal y verticalmente para obtener el coeficiente de dispersión K . Este valor representa la acción combinada de la velocidad (advección) a través de la sección de flujo y los procesos difusivos que actúan radialmente (Taylor, 1954).

2.8.1. Estimación con información externa

Utilizando el promedio vertical de salinidad en la longitudinal, es posible estimar el coeficiente de dispersión K . Para tales efectos se supone un estado de régimen permanente del estuario, aunque se sabe que esto no es del todo cierto, es con fines estimativos. Con ello, se estima el coeficiente de dispersión longitudinal considerando que la salinidad decae exponencialmente hacia aguas arriba, por lo cual la ecuación de balance de sal queda escrita como:

$$K \frac{\delta^2 \bar{S}}{\delta x^2} = \bar{u} \frac{\delta \bar{S}}{\delta x} \quad (49)$$

donde los valores $\bar{\quad}$ representan la media transversal, notación omitida para efectos del cálculo. Luego su solución queda del modo:

$$S(x) = S_0 \cdot \exp\left(\frac{\int_0^x u dx}{K}\right) = S_0 \cdot \exp\left(\frac{\int_0^x u dx}{K}\right) \approx S_0 \cdot \exp\left(\frac{u(x,t) \cdot x}{K}\right) = A \cdot \exp(B \cdot x) \quad (50)$$

$$K \approx \frac{u(x,t)}{B} \Rightarrow K = \frac{U(x)}{B} \quad (51)$$

donde S_0 es la salinidad en la boca del estuario y $u(x,t)$ la velocidad representativa de la sección transversal, mientras que A y B son los coeficientes asociados a la regresión.

2.8.2. Estimación con fórmulas empíricas

La dispersión en estuarios es un proceso difícil de modelar, debido a que está influenciado en gran medida por la distribución de velocidades que se ve modificada por los gradientes de salinidad y geometría del sistema. La primera fórmula para la estimación de K proviene de una simplificación de la fórmula dada por Fischer (1979), donde utiliza valores medios dados por el caudal del río y el promedio de la profundidad de la sección transversal:

$$K_0 \approx 0.011 \cdot \frac{\bar{u}^2 b^2}{\bar{h} u_*} \quad (52)$$

donde \bar{u} es la velocidad media del río dada por Q_{rio}/A_c , \bar{h} es la profundidad media de la sección, A_c es la superficie de la sección y u_* es la velocidad friccional, la cual no se conoce a priori pero es posible estimar de dos maneras:

$$u_{*1} = 0.1 \cdot \bar{u} \quad (53)$$

$$u_{*2} = \sqrt{g \cdot h \cdot J} \quad (54)$$

donde J es la pendiente del plano de carga, la cual se puede estimar suponiendo escurrimiento uniforme, por lo cual J es igual a i . Luego, con la fórmula de Resistencia de Manning se despeja su valor

$$\frac{Q \cdot n}{\sqrt{J}} = R_h^{2/3} \cdot A_c, \quad R_h \approx \frac{A_c}{b} \Rightarrow \sqrt{J} = \frac{Q \cdot n \cdot b^{2/3}}{A_c^{5/3}}$$

$$J = \left\{ \frac{Q \cdot n \cdot b^{2/3}}{A_c^{5/3}} \right\}^2 \quad (55)$$

donde n es el coeficiente de Manning y Q el caudal del río. En la zona de estudio se ve que la profundidad media h se mantiene aproximadamente constante, por lo cual es válido suponer escurrimiento uniforme ($\partial h / \partial x \approx 0$).

La ecuación (52) no considera el efecto que tiene la oscilación de corriente provocada por la marea, donde la inversión en el sentido del flujo provoca una disminución de la dispersión longitudinal. Para considerar este efecto Fischer (1979) incorpora una función dependiente del tiempo asociado a la mezcla transversal y el periodo de marea:

$$K = K_0 \cdot f(T/T_c) \quad (56)$$

donde T_c es el tiempo asociado a la mezcla transversal igual a b^2/ε_t , donde el coeficiente difusivo transversal se puede estimar como $\varepsilon_t = C \cdot h \cdot u_*$, donde el valor de C es una constante que varía dependiendo de la uniformidad del río.

2.9. Simulación numérica

Para las simulaciones numéricas en este trabajo, se emplea el modelo FVCOM (Finite Volume Coastal Ocean Model) versión 2.7.1 (Chen et al., 2006). Éste resuelve por medio de volúmenes finitos las ecuaciones promediadas de Reynolds en tres dimensiones (RANS en sus siglas en inglés), utilizando una grilla triangular no estructurada en la horizontal y σ en la vertical. La Figura 6 muestra la distribución de la grilla. Para el espaciamiento σ se utiliza la siguiente fórmula:

$$\sigma(k) = \left[\frac{k-1}{kb-1} \right]^P \quad (57)$$

donde k es el nivel, kb es el total de niveles σ ($\text{capas} = kb - 1$) y P es un parámetro que define la uniformidad de la grilla. Para $P = 1$ es una grilla uniforme, y $P = 2$ es una grilla parabólica, con una resolución mayor en la superficie y el fondo.

Básicamente el modelo resuelve la integral de las ecuaciones de momentum, continuidad, temperatura, salinidad y densidad:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(p_H + p_a)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u \quad (58)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(p_H + p_a)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v \quad (59)$$

$$\frac{\partial(p_a + p_H)}{\partial z} = -\rho g \quad (60)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (61)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T \quad (62)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad (63)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (64)$$

donde x , y y z son los ejes este, norte y vertical; u , v y w son las componentes de velocidad este, norte y vertical, respectivamente; T , S y ρ son la temperatura, salinidad y densidad respectivamente; p_a y p_H son la presión atmosférica e hidrostática respectivamente; f es el parámetro de Coriolis, g es la aceleración de gravedad, K_m es el coeficiente de viscosidad vertical, K_h es el coeficiente de difusión turbulento termal; F_u , F_v , F_T y F_S representan términos de difusión de momentum en x e y , de temperatura y de salinidad respectivamente.

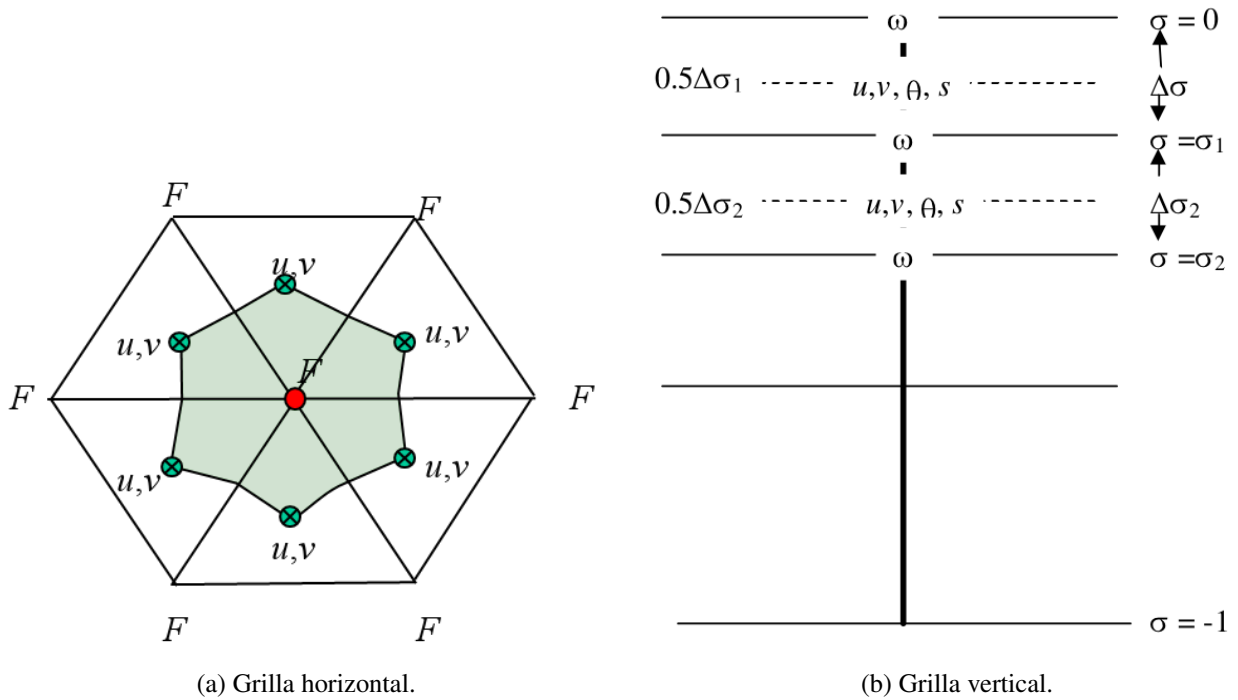


Figura 6: Definición de la grilla modelo FVCOM. Los centroides de cada elemento contienen solo la información de las corrientes u y v , mientras que los vértices contienen la elevación, temperatura, salinidad, densidad, energía, coeficientes de difusión, entre otros. *Fuente:* Chen et al. (2006).

Para la discretización temporal, el método de cálculo se divide básicamente en dos modos, el tiempo (o modo) interno y externo. El tiempo externo resuelve las ecuaciones de Saint-Venant (integración vertical) para calcular las ondas superficiales gravitatorias de baja frecuencia, lo cual permite tener un resultado del nivel de la superficie libre en cada elemento. Luego de este cálculo, el tiempo interno resuelve las variables de cada una de las capas verticales. El propósito de este tratamiento es reducir el costo computacional en el caso de las variables que no necesiten a priori las condiciones del flujo interno para ser calculadas.

Los coeficientes de difusión de momentum, temperatura y salinidad son estimados a partir del modelo de Smagorinsky (1963), mientras que la difusión vertical se basa en el modelo de Mellor y Yamada (1982) nivel 2.5 (MY-2.5).

Para la estimación inicial del coeficiente de rugosidad de Manning se utilizan tres fórmulas empíricas. La Tabla 3 muestra las fórmulas con sus respectivos autores.

Tabla 3: Ecuaciones utilizadas para el cálculo del coeficiente de rugosidad de Manning. los valores de d_{50} y d_{90} están en metros. *Fuente:* Yen (1992).

| Autores | Fórmula |
|----------------------------------------|----------------------------------|
| Garde & Raju (1978), Subramanya (1982) | $n = 0.047 \cdot d_{50}^{1/6}$ |
| Meyer-Peter & Müller (1948) | $n = 0.038 \cdot d_{90}^{1/6}$ |
| Bray (1979) | $n = 0.0495 \cdot d_{50}^{0.16}$ |

Para calibrar el modelo con los datos observados se utiliza un índice de desempeño, d , y error cuadrático medio, $RMSE$ (Willmott et al., 2012) . Las ecuaciones de estos dos parámetros se presentan a continuación:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^k (P_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^k (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} , \quad i = 1, \dots, k = \frac{T}{\Delta t} \quad (65)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k (P_i - \bar{O})^2}{k}} \quad (66)$$

donde P_i y O_i corresponden al valor de la serie simulada y observada respectivamente, \bar{O} es la media temporal de la serie de tiempo y T es el periodo total que comprende la serie a comparar.

3. Capítulo 3: Estudio preliminar del estuario

3.1. Descripción del estuario del río Maule

El río Maule, ubicado entre las latitudes $35^{\circ} 10'$ y $36^{\circ} 30'$ Sur (ver Figura 7), tiene una hoya hidrográfica que abarca una superficie de $20.295 [km^2]$ (DGA, 2004). El estuario propiamente tal se encuentra al norte de la ciudad de Constitución, en la desembocadura del río Maule, Provincia de Talca, Región del Maule.

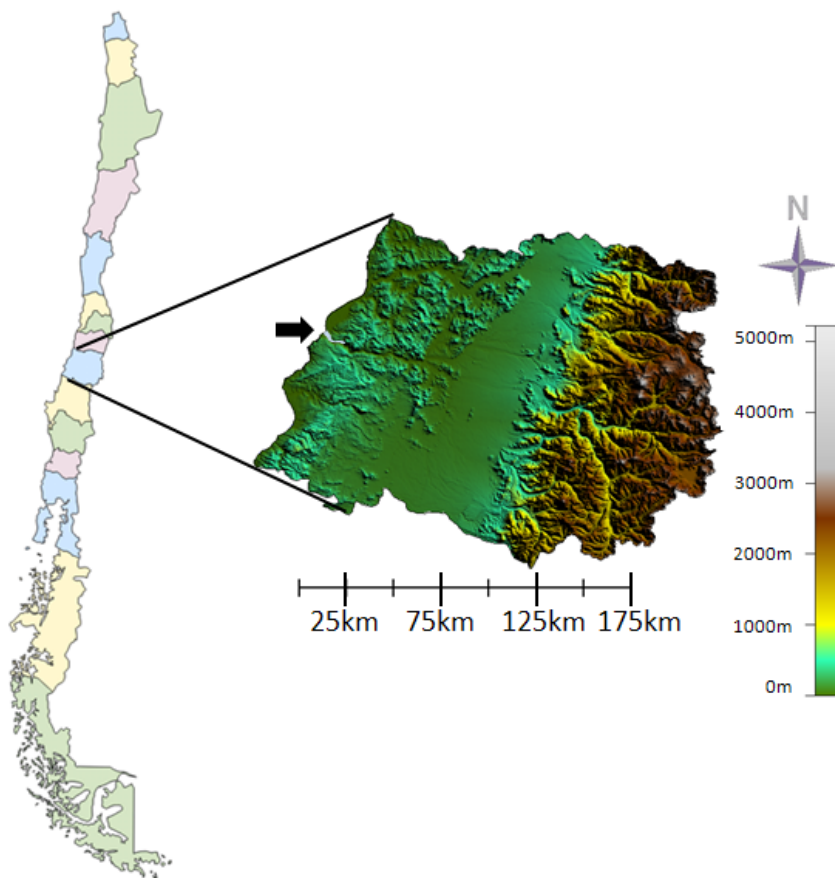


Figura 7: Ubicación del estuario. Fuente: *Elaboración propia con DEM proporcionado por la USGS.*

Dada la interacción que presenta la desembocadura del río con el océano, en cuanto a procesos hidrodinámicos, sedimentológicos y geomorfológicos, tales como procesos de mezcla entre el agua salina y agua dulce, además de la formación notoria de una barra, producto de la marea y el oleaje a través de la depositación sedimentaria, alterando la geomorfología del lugar, se da claro énfasis en que el cuerpo de agua presenta las características propias y únicas de un estuario. La alteración antrópica desde comienzos de siglo está ligada al crecimiento de la ciudad de Constitución, el cual fue el mayor puerto existente hasta 1883. Ya en 1906 todavía permitía la recalada en el estuario de barcos de hasta 637 toneladas. Con posterioridad, la formación de la barra en su boca impidió la entrada de barcos y el tráfico expedito de lanchas marinas (Stuardo y Valdovinos, 1989).

3.2. Hoya hidrográfica

El estuario del río Maule perteneciente a la cuenca del río Maule, un 30% de su superficie se halla por sobre la línea de nieve. Dada la extensión del río Maule, éste posee una gran cantidad de afluentes, siendo los principales el río Puelche, río Loncomilla y río Claro, los cuales confluyen a 20[km] al poniente de la ciudad de Talca. La Figura 8 muestra la hoya hidrográfica de los afluentes del río Maule, desde su nacimiento hasta su desembocadura.

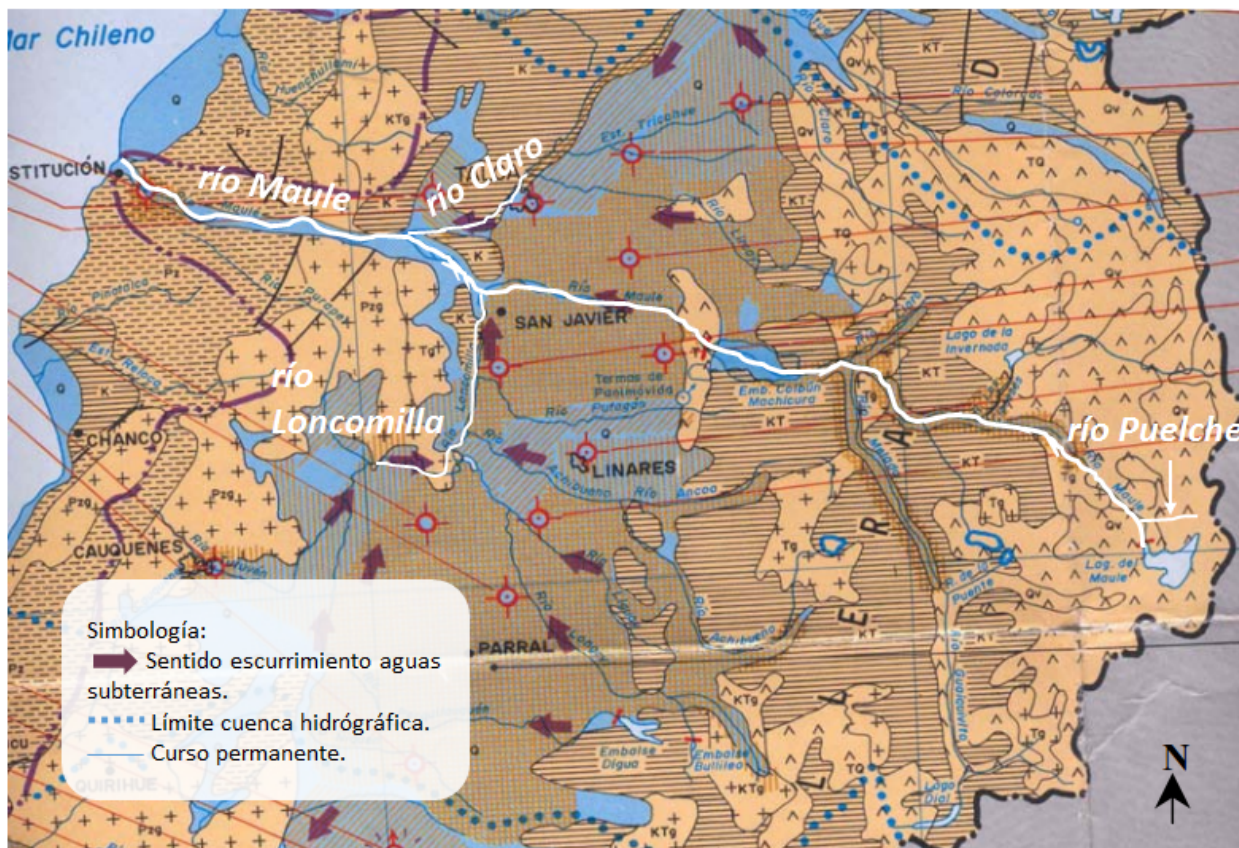


Figura 8: Mapa hidrogeológico de la región del Maule. Fuente: DGA (1989)

Según los datos existentes en la estación DGA Maule en Forel, se puede concluir que la desembocadura del río posee un fuerte aporte de origen pluvial, lo cual puede observarse en la Figura 9.

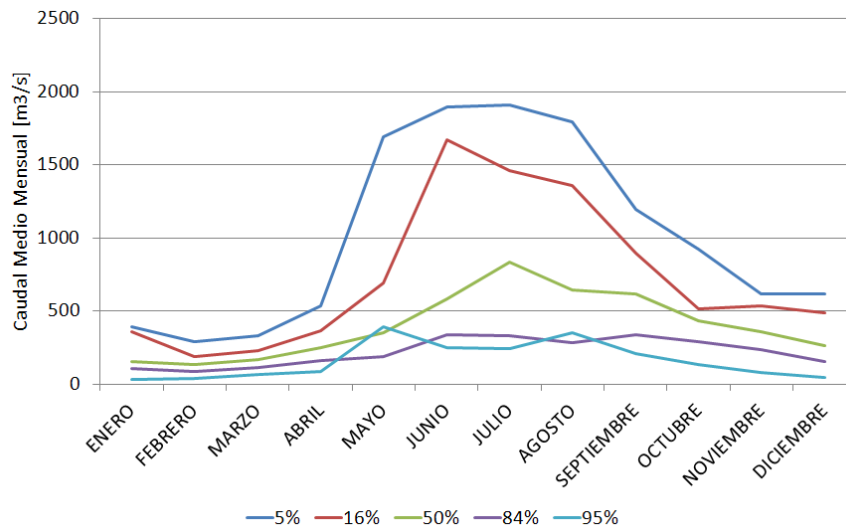


Figura 9: Hidrograma anual de caudales medios mensuales desde 1985 a la fecha, con distintas probabilidades de excedencia. Fuente: *Elaboración propia con información de la DGA.*

3.3. Morfología

A primera vista el estuario, con un largo aproximado de 16 km (Araya-Vergara, 1981), presenta una forma cónica en toda su extensión, con la formación de una barra en su desembocadura, lo cual produce un angostamiento significativo a la salida. Además de ello, producto de la intervención humana la morfología de la barra se ha visto modificada notoriamente, con el objetivo de facilitar el acceso al puerto cercano a la ciudad, como también evitar inundaciones ante eventuales crecidas. La Figura 10 da cuenta de las obras antrópicas instaladas actualmente en las cercanías de la boca del estuario del río Maule:

- Molo Rehbock: Ubicado justo en frente de la Celulosa Arauco, termina justo a la boca del estuario, siendo entonces una importante protección frente al oleaje presente en el lugar.
- Espigón Quivolgo: Deteriorado luego del tsunami del 27 de Febrero de 2010, en la actualidad está siendo reparado, donde se proyecta con una longitud de 410 m. Se encuentra ubicado justo aguas arriba del estero Quivolgo, a un costado de la localidad de Quivolgo, ribera norte del río Maule.
- Espigón Orrego: Ubicado al costado este de la Isla Orrego y deteriorado luego del tsunami del 27 de Febrero de 2010, ha sido nuevamente puesta en pie gracias a obras de reconstrucción y conservación. Su función principal es el control de inundación de crecidas provenientes del río Maule.
- Espigón Puntilla El Dique: Ubicado actualmente al costado Este del puente Cardenal Raúl Silva Henríquez, en la ribera sur del río. Se emplaza junto a obras pesqueras, para la protección de éstas frente a crecidas del río.
- Espigón El Fiscal: A unos cuantos metros aguas abajo del espigón Puntilla El Dique y del puente, cumple la misma función de protección ribereña.

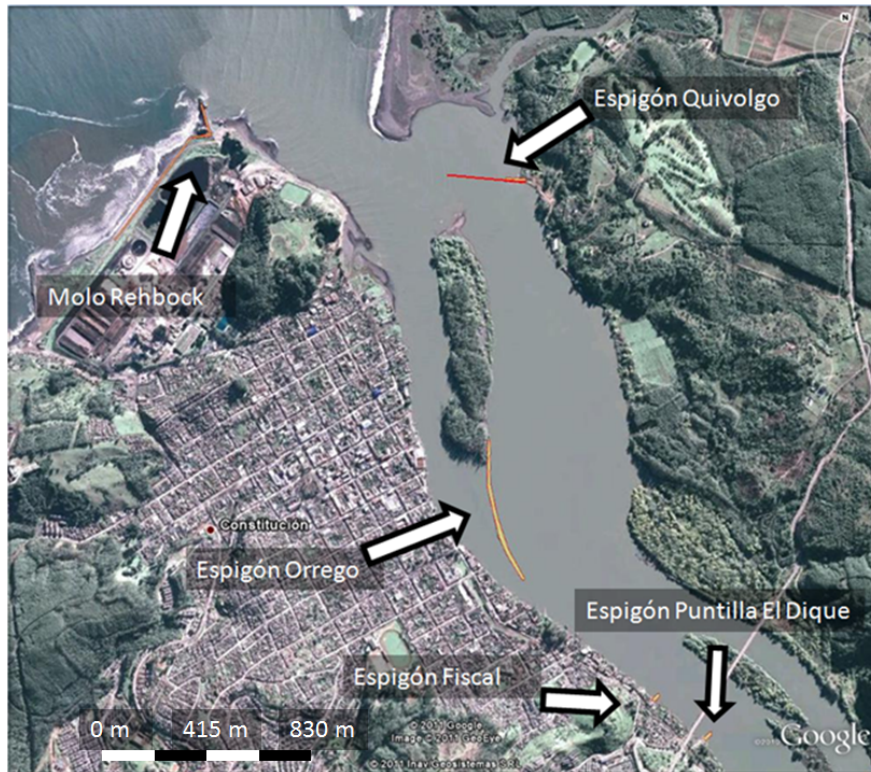


Figura 10: Obras existentes en la desembocadura del río Maule.

En relación al largo del estuario, estudios muestran que el remanso de marea llegaría a los 16 *km* (Araya-Vergara, 1981). La Tabla 4 muestra parámetros geométricos representativos del estuario, los cuales fueron estimados, en parte, con la información recopilada en terreno.

Tabla 4: Parámetros morfológicos del estuario del río Maule.

| Parámetro | Valor | Unidad |
|-------------|-------|----------------------------|
| Largo | 16.0 | [<i>km</i>] |
| Ancho | 358.9 | [<i>m</i>] |
| Profundidad | 5.9 | [<i>m</i>] |
| Superficie | 5.99 | [<i>km</i> ²] |
| Volumen | 899.3 | [<i>Hm</i> ³] |

3.4. Mareografía

La mayoría de las costas de Chile presenta una marea semidiurna (mixta en el sur del país), donde en Constitución se presentan amplitudes que no llegan a superar el metro de altura, por lo que el sector costero del estuario reúne condiciones micromareales. La Tabla 5 muestra los principales constituyentes energéticos de marea.

Tabla 5: Principales constituyentes energéticos de marea, sector oceánico del estuario del río Maule.

| Constituyente | Periodo[hrs] | Amplitud[m] |
|---------------|--------------|-------------|
| Q_1 | 26.9 | 0.023 |
| O_1 | 25.8 | 0.108 |
| NO_1 | 24.8 | 0.017 |
| K_1 | 23.9 | 0.171 |
| MU_2 | 12.9 | 0.031 |
| N_2 | 12.7 | 0.109 |
| M_2 | 12.4 | 0.444 |
| S_2 | 12.0 | 0.139 |

3.5. Climatología y meteorología

La cuenca del río Maule se encuentra bajo la influencia de un clima mediterráneo, es decir, existen al menos dos meses consecutivos del verano con déficit hídrico. La condición geomorfológica general determina la existencia de ombroclimas que varían de húmedo a subhúmedo, dependiendo de los montos de precipitación, donde en el caso del sector costero, el estuario se encuentra dentro del conjunto bioclimático del tipo Mediterráneo pluviestacional.

Las características de continentalidad hacia el interior (Valle Longitudinal y Precordillera) hacen que los contrastes térmicos sean más acentuados que en el litoral. La temperatura media anual es de 14,9° C, con una máxima de 22,8° C y una mínima de 8° C. El período seco es de seis meses y la precipitación promedio anual es de 735 mm. En la Figura 11 se presentan los montos de precipitación y temperaturas medias mensuales en la ciudad de Talca.

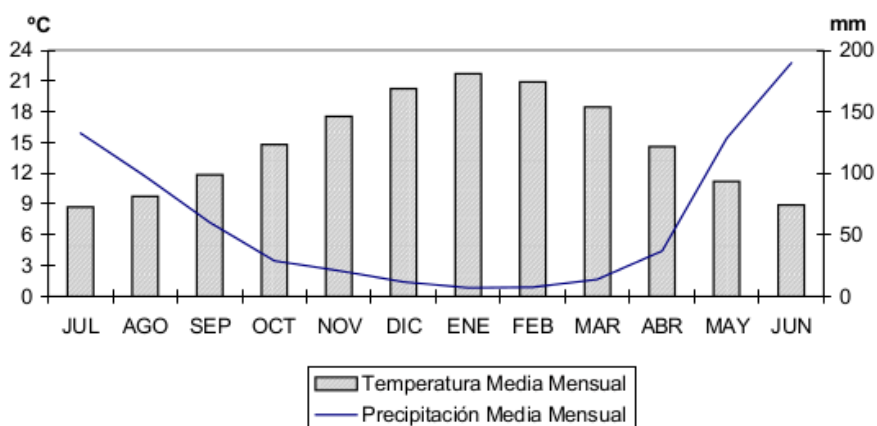


Figura 11: Diagrama Ombrotérmico, sector ciudad de Talca. Fuente: DGA (2004).

4. Capítulo 4: Medición de campo

El INH efectuó una serie de mediciones de campo durante el periodo del 25 de Mayo al 24 de Junio de 2011, en donde el alumno estuvo trabajando durante esa fecha en el instituto, como también participó en las campañas a terreno para la toma de muestras sedimentológicas y sondeo con perfiladores de temperatura y conductividad (más conocidos como CTD). Los objetivos del estudio de campo se resumen en los siguientes puntos:

- Registro completo de la geomorfología del sector.
- Monitoreo temporal del nivel de la superficie libre.
- Monitoreo temporal del campo de velocidades en distintos puntos a lo largo del estuario.
- Medición espacial de las variables de estado de salinidad, temperatura y densidad del cuerpo de agua.
- Toma de muestras sedimentológicas para estimar el coeficiente de rugosidad del lecho.

Para el cumplimiento de los objetivos propuestos se utiliza una serie de mareógrafos distribuidos a lo largo del estuario, perfiladores de corriente (ADCP) para registrar las corrientes en distintos puntos representativos del estuario, y levantamiento topobatimétrico a lo largo del estuario incluyendo parte del océano. Se contó con un CTD para medir las variables de estado importantes como la temperatura y salinidad.

También se tienen mediciones de caudal instantáneo aguas arriba del estuario, proporcionado por la estación DGA Maule en Forel, código BNA 07383001-K, ubicado en 35° 24' 29.27" latitud Sur y 72° 12' 37.89" longitud Oeste.

Adicionalmente se solicita a la Dirección Meteorológica de la Armada información de la estación meteorológica del Faro Cabo Carranza, ubicado en 35° 33' 36" latitud Sur y 72° 36' 48" longitud Oeste; la información obtenida corresponde a datos de viento, precipitación, temperatura del aire y temperatura de punto de rocío, para el periodo del 01/06/2011 hasta el 01/07/2011.

4.1. Topobatimetría

Resumen

El levantamiento batimétrico realizado considera un sector de playa frontal en una extensión aproximada de 4500 *m* en la entrada a la desembocadura por ambas riberas y un tramo de río de aproximadamente 16 *km* de extensión desde la desembocadura hacia el interior. La Tabla 6 muestra la instrumentación utilizada para lograr registrar las cotas de fondo del cuerpo de agua, las cuales consideran las especificaciones establecidas en SHOA (1998).

Para el levantamiento topográfico, se considera una extensión de la playa norte en 2260 *m*, mientras que la playa sur se extiende por 2220 *m*, utilizando una estación total, la cual se detalla en la Tabla 6.

La Figura 12 muestra los dos sectores principales donde se extrae la información de la cotas superficiales y de fondo. La planimetría está expresada en coordenadas pertenecientes al huso 18 de la proyección UTM, con referencia al datum, WGS-1984, mientras que la altimetría se vincula al nivel de reducción de sondas del lugar (NRS).

Tabla 6: Instrumentación utilizada para el levantamiento topobatimétrico.

| Equipo | Marca | Modelo |
|---------------------|---------|--------------|
| Ecosonda inscriptor | ODOM | Hydrotac |
| GPS | Trimble | R6 |
| Estación Total | Trimble | 5503 DR 200+ |

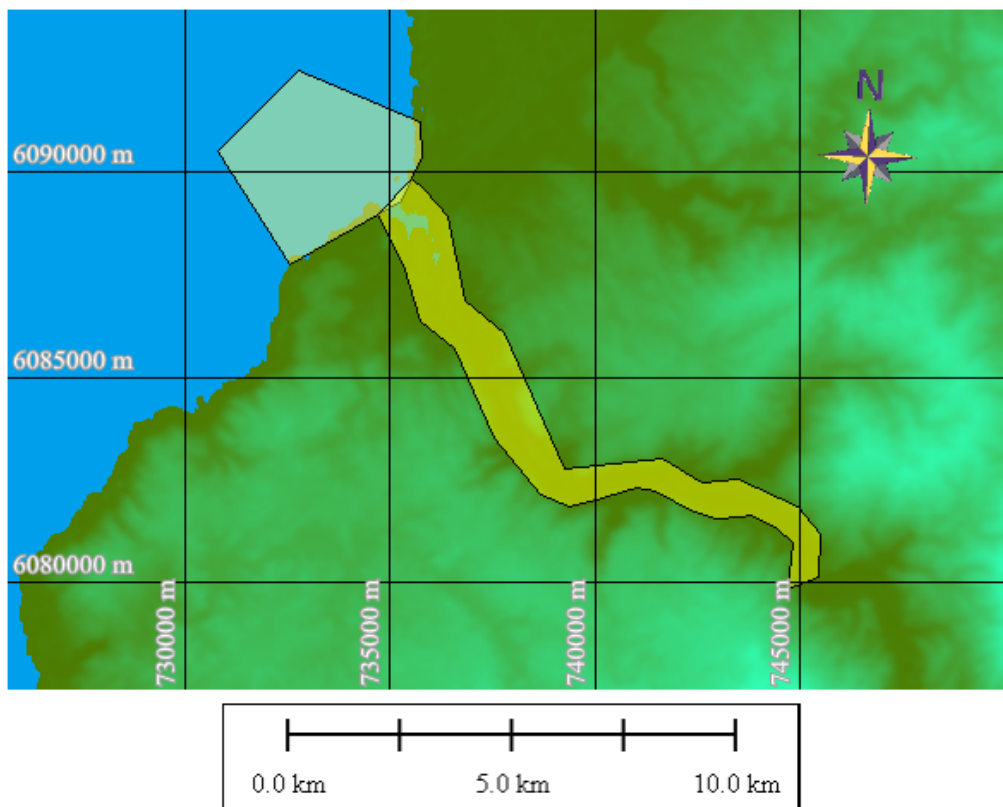


Figura 12: Levantamiento topobatimétrico. El área en amarillo corresponde al sector donde se realizaron las mediciones.

Resultados

Con la información obtenida del levantamiento topobatimétrico del lugar fue posible confeccionar un modelo digital de terreno. Los resultados del procesamiento se presentan en la Figura 13 donde se muestra el DEM generado. La planimetría está expresada en coordenadas pertenecientes al huso 18 de la proyección UTM, con referencia al datum, WGS-1984, mientras que la altimetría se vincula al nivel de reducción de sondas del lugar (NRS).

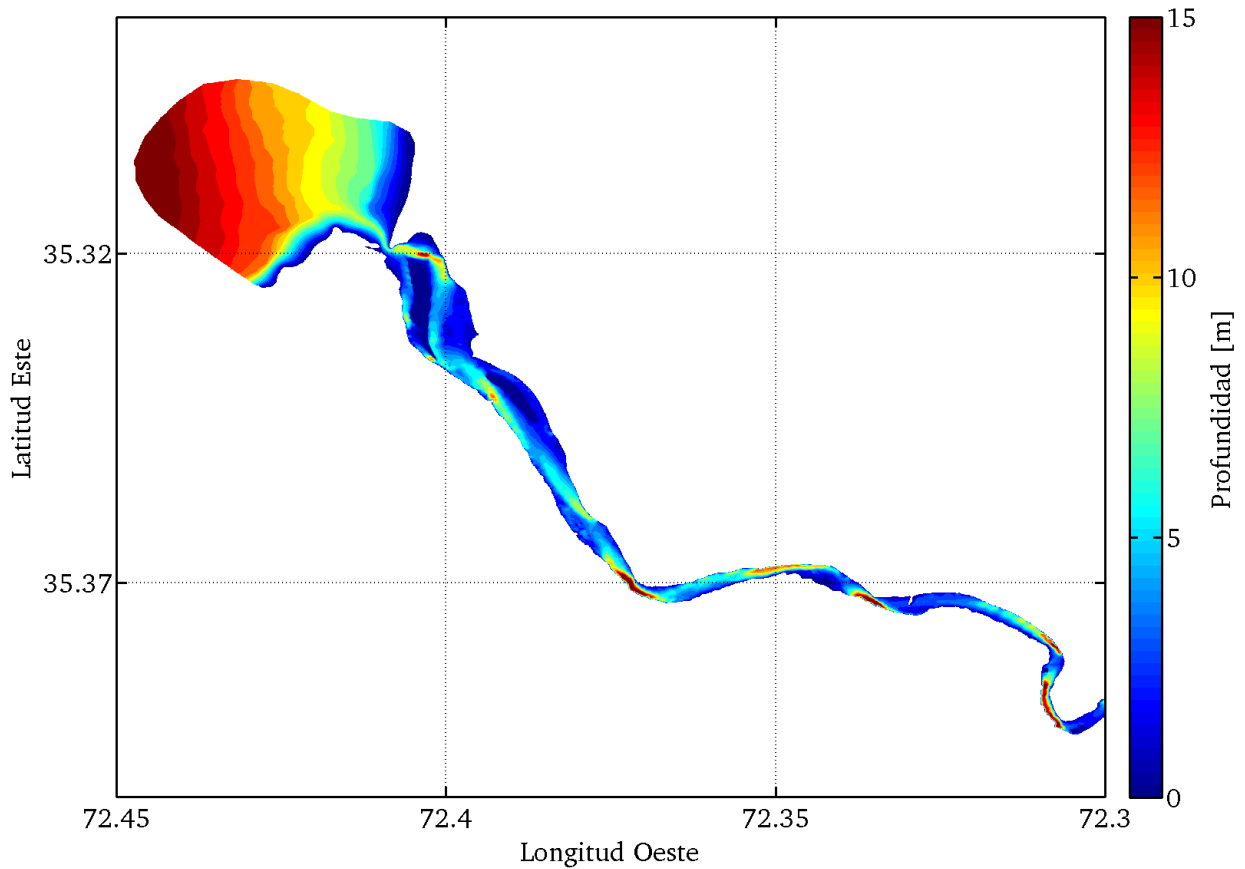


Figura 13: Modelo digital de terreno, generado con el levantamiento de terreno sobre el estuario.

4.2. Nivel de la superficie libre

Resumen

La medición de marea y niveles de río, se realiza utilizando mareógrafos marca Valeport, modelo TideMaster, los cuales fueron configurados para obtener un registro cada 10 minutos. La Tabla 7 y Figura 14 indican la ubicación de éstos.

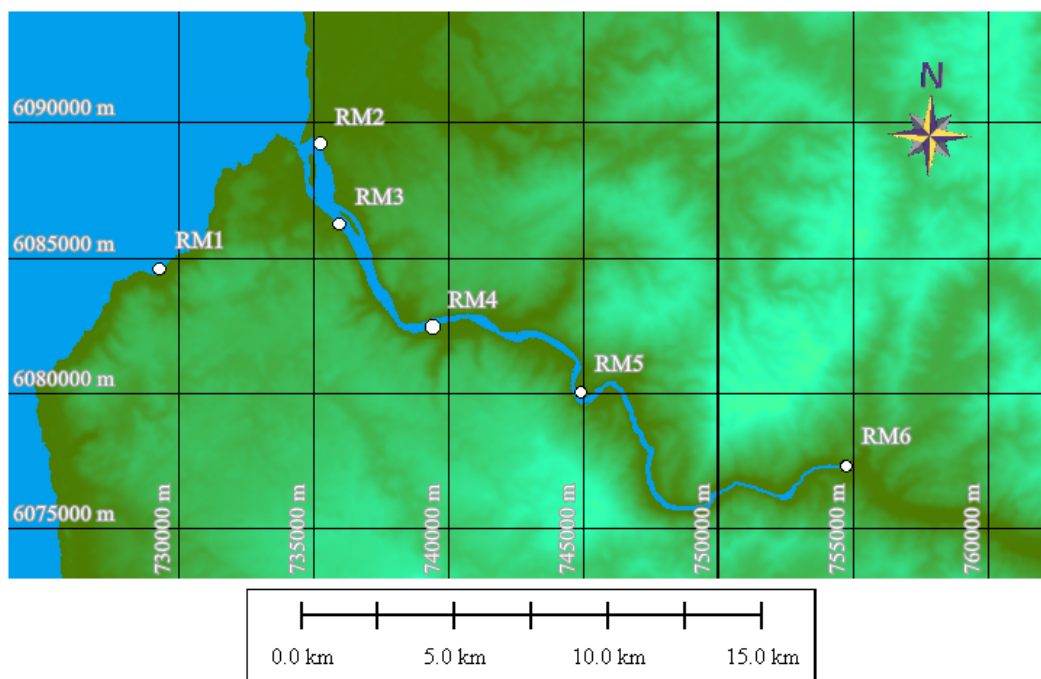


Figura 14: Ubicación geográfica de los mareógrafos.

Tabla 7: Ubicación geográfica de mareógrafos.

| Mareógrafo | Coordenadas UTM [m] | | Sector |
|------------|---------------------|--------|--------------------------------------|
| | Norte | Este | |
| RM 1 | 6084518 | 730977 | Muelle Maguillines |
| RM 2 | 6088502 | 736189 | Espigón Quivolgo |
| RM 3 | 6085900 | 736840 | Puente Cardenal Raúl Silva Henríquez |
| RM 4 | 6082564 | 739852 | Cabañas La Palmilla |
| RM 5 | 6080498 | 744532 | Piedra del Lobo |
| RM 6 | 6078121 | 753307 | Estación DGA Forel |

Adicional a la información anterior, colindante al RM1 se encuentra un mareógrafo monitoreado por el SHOA y su información es publicada por la UNESCO en su programa de monitoreo mundial *Sea Level Station Monitoring Facility* (UNESCO, 2013).

Resultados

De los mareógrafos instalados en terreno, no fue posible obtener la información del RM1 instalado por el INH producto de un fuerte temporal que azotó la costa el día 08 de Junio de 2011. En reemplazo se utiliza la información proporcionada por la UNESCO (2013). La Figura 15 muestra el registro del INH de la superficie libre, ya nivelados según el NRS del sector.

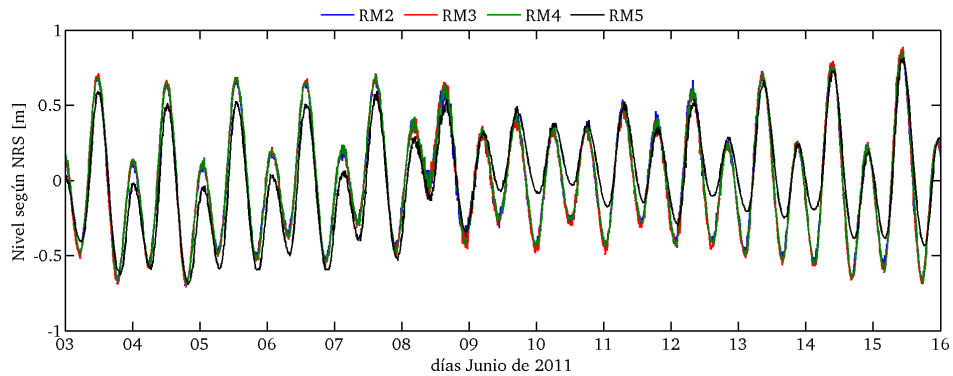


Figura 15: Registro de los mareógrafos.

4.3. Registro del caudal afluente

Se rescata la información de caudales horarios instantáneos de la estación Maule DGA en Forel con el objetivo de tener información sinóptica en el tiempo con los otros parámetros que son registrados en el estuario. La Figura 14 presenta la ubicación en el punto RM6. La Figura 16 muestra el caudal horario instantáneo en el periodo del estudio de campo.

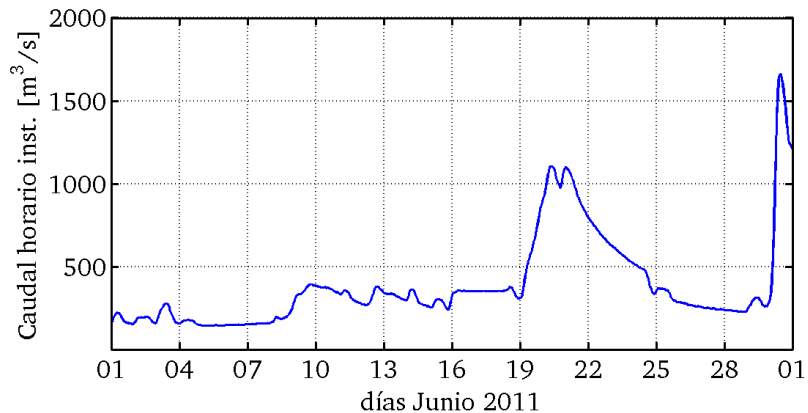


Figura 16: Caudal horario instantáneo en el periodo de mediciones, en RM6. *Fuente: Elaboración propia con datos de la estación Maule DGA Forel.*

4.4. Registro de corrientes

Resumen

La medición del campo de velocidades en el río se realiza utilizando para este propósito cinco ADCP marca Tele Dyne: dos modelo WHSW600, de 600 khz de frecuencia instalados en la zona costera; y tres modelos WHSW1200, de 1200 khz de frecuencia instalados al interior del estuario. Los instrumentos fueron configurados para un muestreo del promedio de 20 segundos. La Tabla 8 muestra la ubicación de los instrumentos instalados, mientras que la Figura 17 muestra en planta tales posiciones.

Tabla 8: Posicionamiento de perfiladores de corriente.

| ADCP | COORDENADAS UTM (m) | |
|------|---------------------|--------|
| | NORTE | ESTE |
| 1 | 6089713 | 731728 |
| 2 | 6090965 | 734439 |
| 3 | 6088445 | 735894 |
| 4 | 6082985 | 738527 |
| 5 | 6080862 | 744467 |

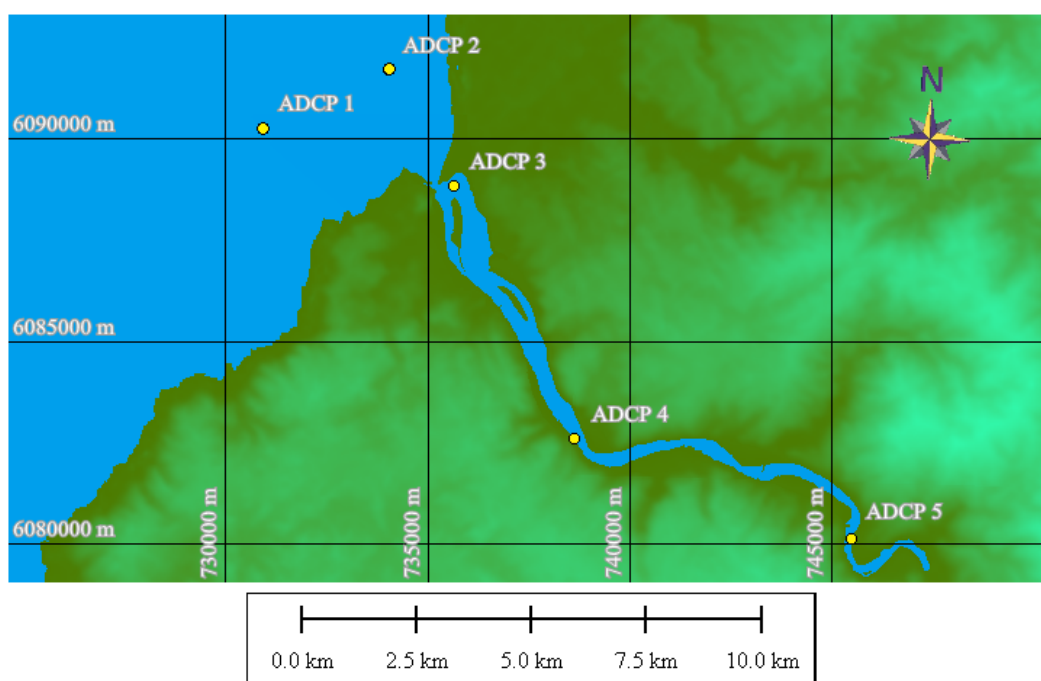
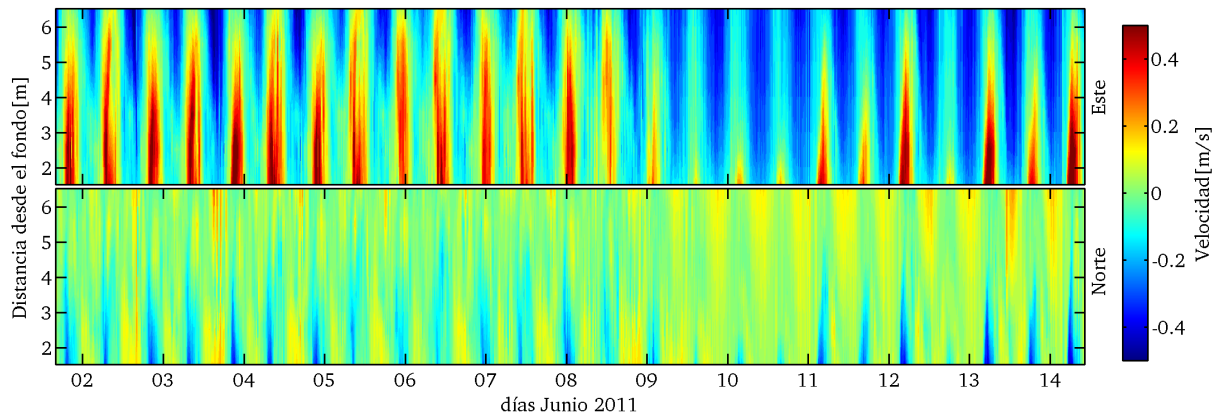


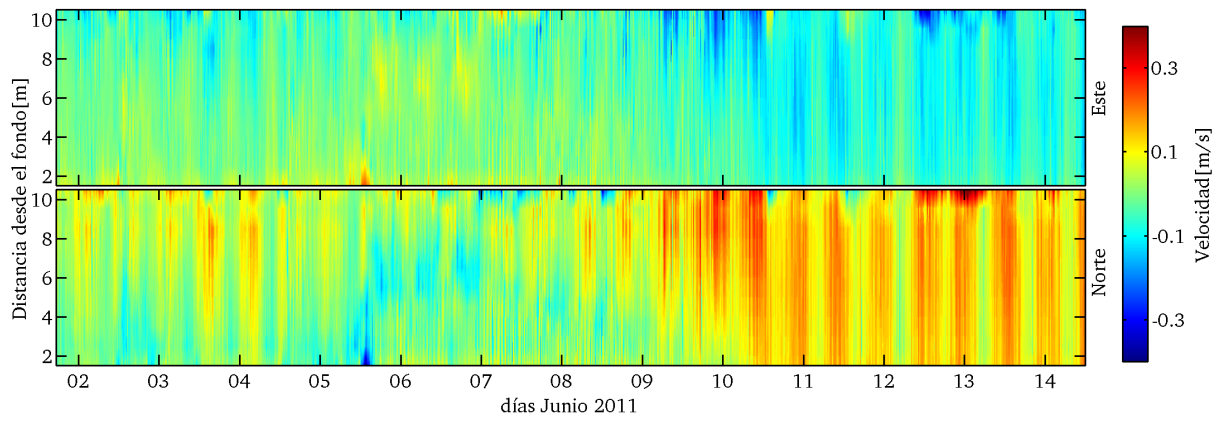
Figura 17: Ubicación geográfica de perfiladores de corriente.

Resultados

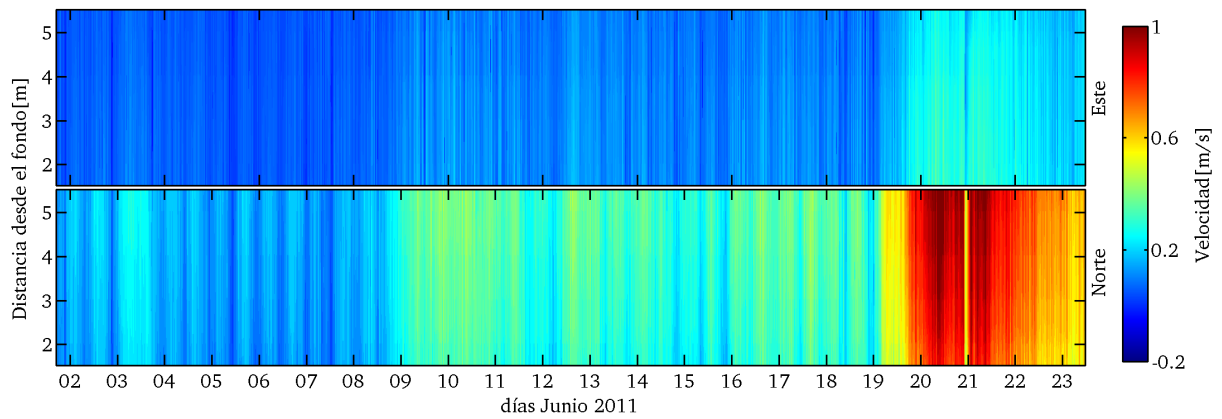
El registro de corrientes en el mar se vio intervenido producto de un embancamiento excesivo de los instrumentos ubicados en el mar, con el mismo temporal que afectó al mareógrafo RM1. De lo anterior se tiene sólo la información de corrientes en el río para la condición de estiaje. La Figura 18 da cuenta de los escalares de velocidad en la dirección Este y Norte de los ADCP 3, 4 y 5.



(a) ADCP 3



(b) ADCP 4



(c) ADCP 5

Figura 18: Registro del campo de velocidades sobre el estuario.

4.5. Medición con CTD

Resumen

Para el registro de las variables de estado se escoge medir a lo largo de todo el río, considerando 3 a 4 puntos de muestreo por sección transversal. En una primera campaña, se realizan mediciones

en profundidad de la conductividad, densidad y temperatura mediante un perfilador CTD modelo SEACAT PROFILER V3.1, de propiedad de la Dirección General de Aguas, configurado para efectuar mediciones de campo en profundidad cada 0.5 segundos, los días 04 y 05 de Junio de 2011. En una segunda campaña, se realizan mediciones con perfilador miniCTD marca Valeport, configurado para efectuar mediciones de campo en profundidad con una frecuencia de muestreo de 8 Hz. El periodo de medición corresponde a los días 25 y 26 de Junio de 2011. Los instrumentos utilizados, periodo y frecuencia de muestreo, se presentan en la Tabla 9. Las Figuras 19 y 20 dan cuenta de la ubicación de los puntos de muestreo.

Tabla 9: Resumen de registro con perfiladores CTD en periodo de estiaje.

| Campaña | Periodo de medición | Instrumento | Frecuencia muestreo | Nº de perfiles | Nº perfiles válidos |
|---------|---------------------------|----------------------|---------------------|----------------|---------------------|
| 1 | 04 al 05 de Junio de 2011 | Seacat Profiler V3.1 | 2 Hz | 149 | 73 |
| 2 | 25 y 26 de Junio de 2011 | Valeport miniCTD | 8 Hz | 96 | 93 |

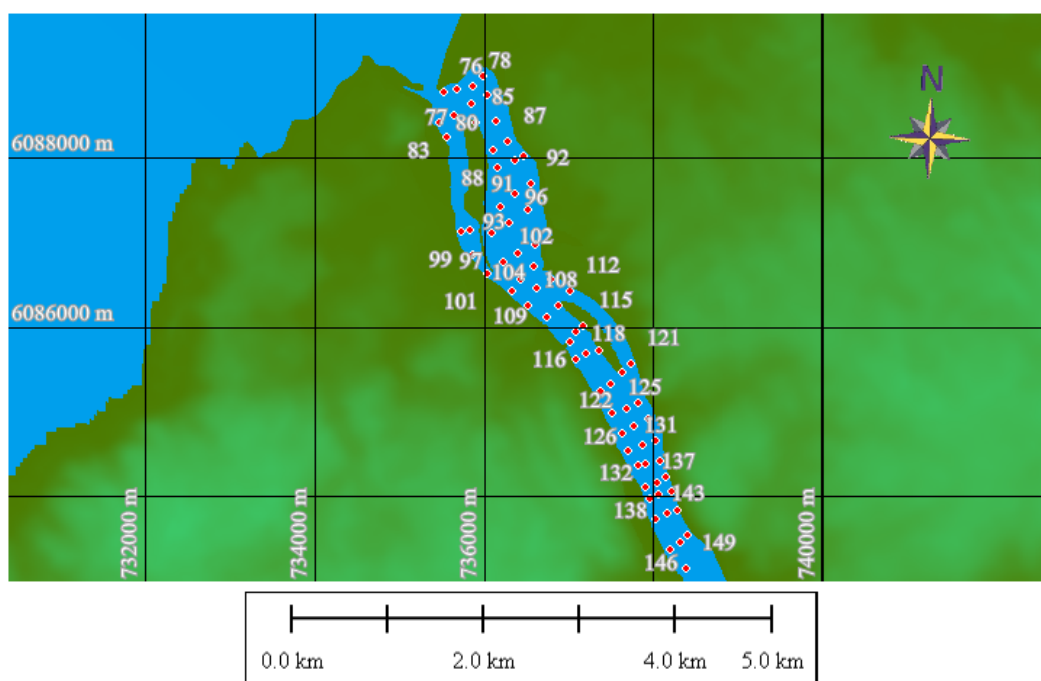


Figura 19: Ubicación en planta de perfiles con CTD efectuados en primer muestreo.

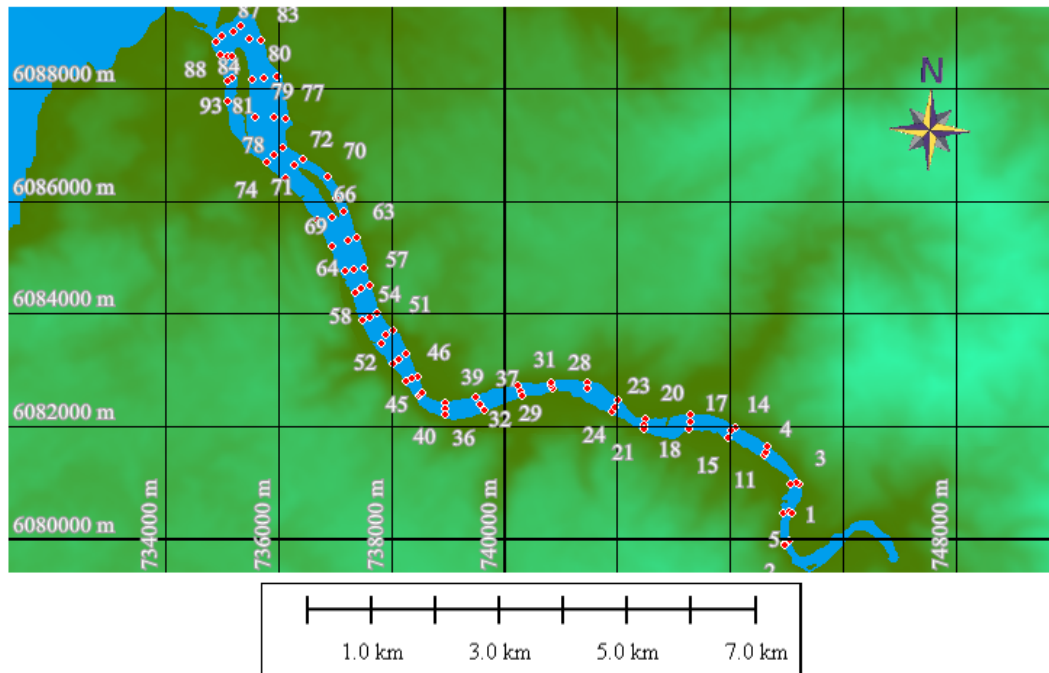


Figura 20: Ubicación en planta de perfiles con CTD efectuados en segundo muestreo.

Resultados

Durante la primera campaña de terreno, el instrumento estaba configurado para agua dulce, por lo cual la salinidad encontrada no supera el umbral de $7[PSU]$, lo cual no permite establecer valores mayores de salinidad que ese máximo. Se analiza la información que puede rescatarse de la medición de salinidad, donde se observa que al promediar la vertical omitiendo la porción de información faltante, el gradiente de salinidad a lo largo del estuario logra ser representado de forma efectiva. La Figura 21 muestra la información extraída de los perfiles de salinidad, temperatura y densidad.

La Figura 22 muestra los datos obtenidos durante la segunda campaña a terreno, en donde se observa salinidad nula en todo el estuario. Se cree que el aumento brusco del caudal de río durante el 21 al 25 de Junio (ver Figura 16) provocaron que el sistema limpiara por completo la salinidad de mar, por lo cual se midió prácticamente agua dulce. En el acápite 5.10 mediante simulaciones numéricas se pretende comprobar esta hipótesis.

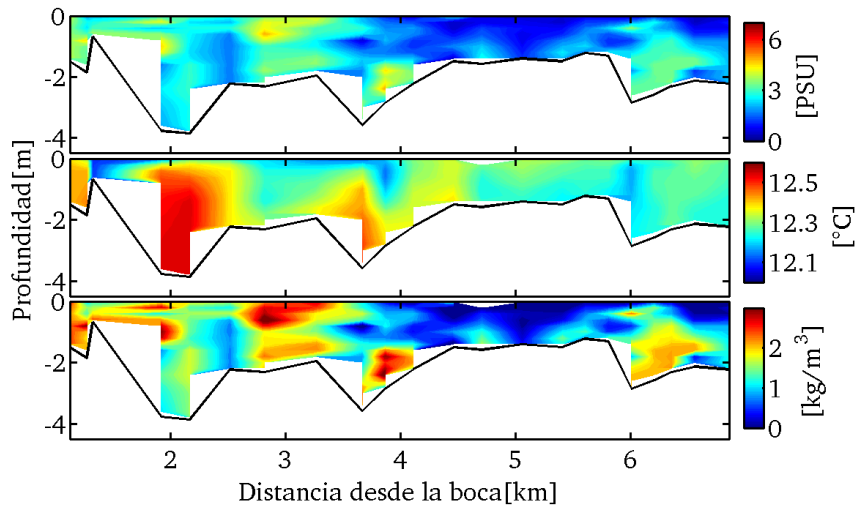


Figura 21: Registro de salinidad, temperatura y densidad relativa para el primer muestreo.

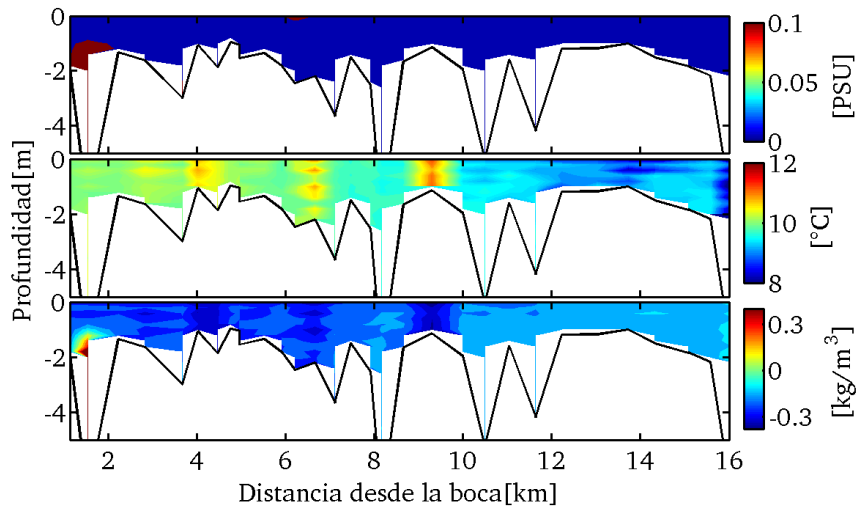


Figura 22: Registro de salinidad, temperatura y densidad relativa para el segundo muestreo.

4.6. Variables meteorológicas disponibles

El INH no instaló instrumentos con medición meteorológica dado que los estudios del proyecto no fueron en calidad de investigación. Para solucionar esto, se solicitó información directamente al Servicio Meteorológico de la Armada, donde se cuenta con el Faro Cabo Carranza (35°33'38.8''S,

72°37'4.5"W), ubicado aproximadamente a 58 km al sur de la ciudad de Constitución. La información meteorológica tales como precipitación, temperatura del aire, temperatura de punto de rocío y vientos. El periodo corresponde desde el 01/06/2011 hasta el 01/07/2011, con registros diarios a las 8, 11, 14, 17 y 20 horas, horario local. Las Figura 23 da cuenta de estas mediciones.

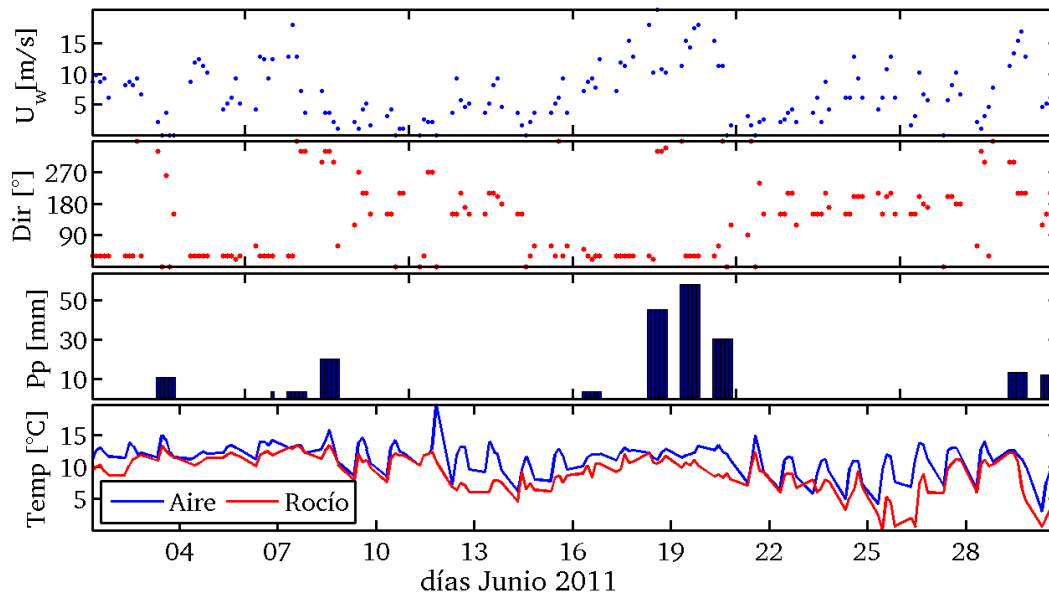


Figura 23: Magnitud del viento, Dirección del viento, Precipitación diaria y Temperaturas del aire y de punto de rocío en faro Cabo Carranza.

4.7. Toma de muestras sedimentológicas

Resumen

Se efectúa un muestreo sedimentológico a lo largo del estuario, el cual fue procesado mediante un tamizado para luego efectuar un análisis granulométrico y así encontrar los diámetros representativos de cada sector. Lo anterior con el objetivo de determinar el coeficiente de rugosidad de fondo, el cual es un condicionante importante en el comportamiento de cuerpos de agua fluviales. La Figura 24 da cuenta del lugar de extracción de las muestras.

Tabla 10: Diámetros representativos promedio para cada sector, según análisis granulométrico realizado por el INH.

| Sector | $D_{90}[mm]$ | $D_{84}[mm]$ | $D_{65}[mm]$ | $D_{50}[mm]$ | $D_{16}[mm]$ |
|---------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Río | 60.26 | 55.16 | 41.77 | 31.62 | 8.81 |
| Costero | 0.56 | 0.50 | 0.40 | 0.35 | 0.24 |

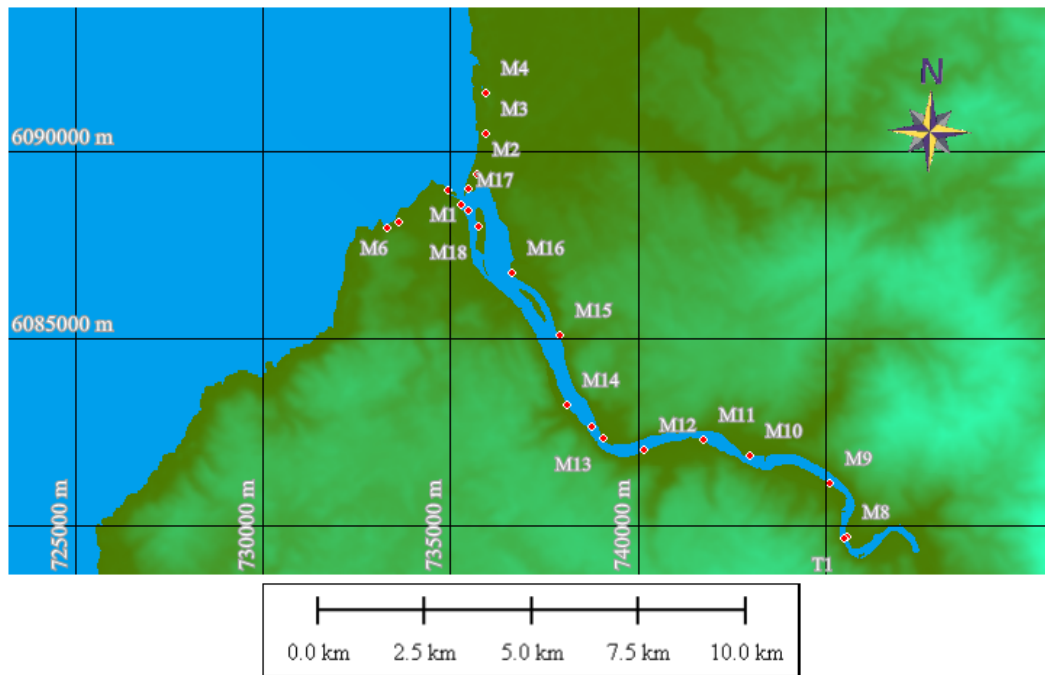


Figura 24: Ubicación de extracción de muestras sedimentológicas.

Resultados

Del análisis granulométrico realizado por el INH con la información de las muestras sedimentológicas, se desprende lo siguiente:

- Las muestras *M1* a *M7*, *M17* y *M18* presentan una composición similar debido a que todas fueron tomadas en el borde costero. Luego se efectúa un promedio representativo de la zona.
- Hacia aguas arriba el muestreo indica un aumento del diámetro de las muestras de forma significativa, donde se logra identificar a las muestras de la *M8* a la *M16* (exceptuando *M9*, *M10* y *M15*), que poseen una composición similar con sólidos gruesos.
- Las muestras *M9*, *M10* y *M15* presentan sedimentos con características costeras, lo cual indicaría que en zonas donde el río posiblemente presenta bajas corrientes, estos sedimentos quedan atrapados localmente. El hecho de que estos sedimentos tengan características muy similares a las tomadas en el borde costero significa que el río estaría aportando desde aguas arriba sólidos suspendidos, los cuales quedan depositados en la barra y en la costa colindante del sistema estuarino.

La Tabla 10 muestra los resultados del análisis granulométrico efectuado por el INH, donde el sector costero corresponde a la media de las muestras que se encuentran colindantes al mar, mientras que el sector del río corresponden a las muestras al interior del estuario.

5. Capítulo 5: Análisis de la información medida en terreno

5.1. Análisis dimensional del estuario

Comenzando con el estudio hidrodinámico, el estudio se centra en primer lugar en la caracterización de las corrientes utilizando solo la información geométrica obtenida de las mediciones topobatómicas. Esta información es utilizada para estimar longitudes de escala asociadas a la geometría y la marea, los que luego son empleados para analizar ecuaciones simplificadas derivadas del escalamiento de momentum y continuidad. Extrayendo la velocidad promediada vertical y transversalmente de estas ecuaciones, su valor es comparado las mediciones en terreno, observando cuál simplificación se adecúa mejor a los datos reales.

5.1.1. Escalas de longitud asociadas a la geometría del estuario

Los parámetros geométricos del estuario que guardan relación con la hidrodinámica corresponden a: profundidad h , ancho total b , ancho efectivo w , área de la sección transversal $A_c = w \cdot h$, y la superficie mojada hacia aguas arriba $A_b = \int b \, dx$. Se discretiza la información mediante perfiles transversales a lo largo del estuario, la Figura 25 da cuenta de ello. De la teoría dada en el acápite Como no se tiene certeza si el estuario se comporta como un cuerpo de agua canalizado o no, se realiza un análisis para ambas situaciones. El valor de w es estimado como las zonas donde existe una notoria profundización del lecho y consecuentemente un mayor flujo de momentum.

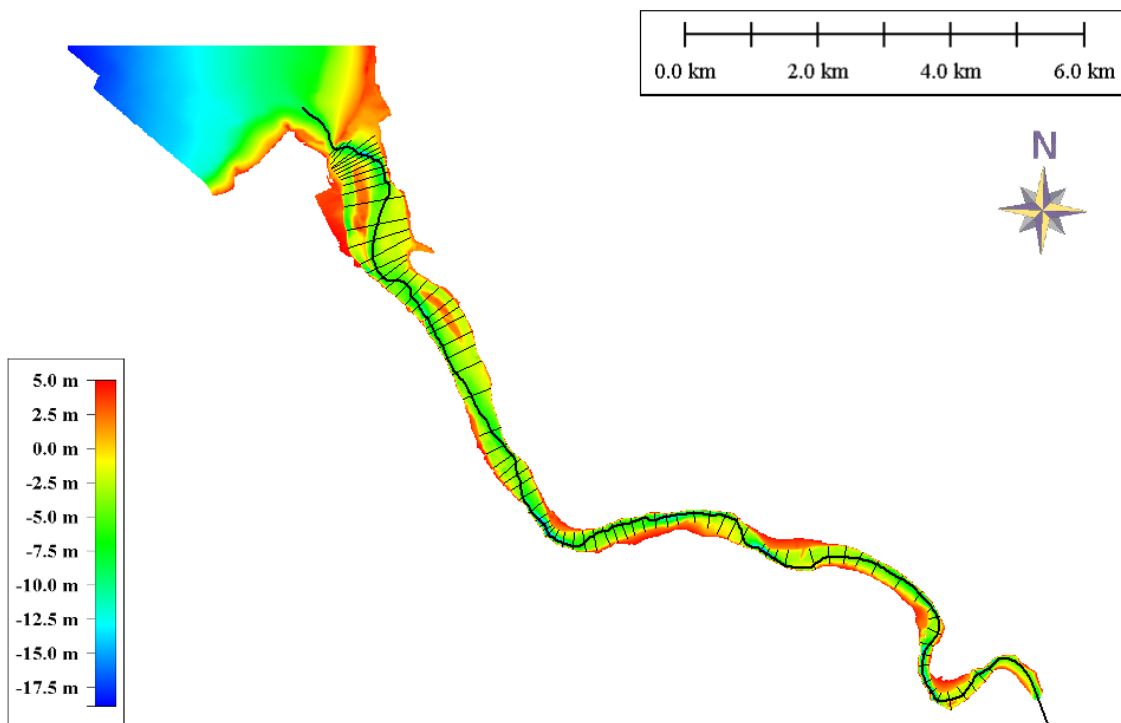


Figura 25: Trazado de perfiles a lo largo del estuario y trazado del Thalweg.

Se efectúa una regresión de los valores, encontrando que las variables w y b se ajustan adecuadamente a regresiones exponenciales, mientras que h se promedió en la longitudinal. La regresión exponencial es de utilidad para estimar las escalas de longitud de una variable s cualquiera, la cual se define como:

$$L_s = \frac{s}{\delta s / \delta x} \quad (67)$$

Si L_s es mayor, entonces la variación en el espacio de la variable s es menor, y viceversa. La Figura 26 da cuenta de los ajustes efectuados a las variables, mientras que la Figura 27 representa cómo se comporta A_c y b a lo largo del estuario, donde se observa un aceptable ajuste exponencial lo que indica que el estuario tiene una clara geometría de forma de cono, donde existe un mejor ajuste al considerar al estuario como no canalizado.

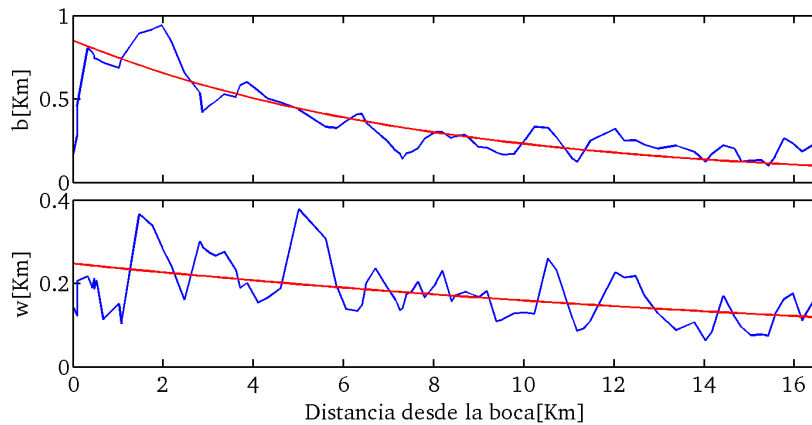


Figura 26: Ajustes a las variables geométricas del estuario.

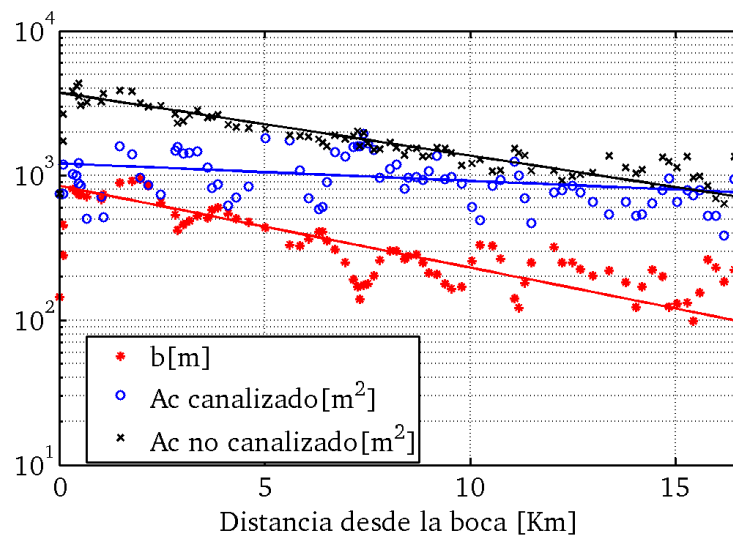


Figura 27: Variación a lo largo del estuario de A_c y b . Se excluyen los primeros perfiles asociados a la barra del estuario.

Finalmente, la Tabla 11 muestra las escalas de longitud encontradas en base a la geometría. Estos valores son de utilidad para estimar resultados en función de ecuaciones derivadas de la teoría. Cabe mencionar que se estimaron valores tanto para la condición de canalizado, como la de no canalizado.

Tabla 11: Escalas de longitud asociadas a la geometría del estuario, en kilómetros.

| L_b | L_w | L_h | L_{A_c} Canalizado | L_{A_c} No canalizado |
|-------|-------|-------|----------------------|-------------------------|
| 7.68 | 22.5 | 20.6 | 36.0 | 99.8 |

5.1.2. Escalas de longitud asociadas a la marea

Las escalas de longitud asociadas a la marea corresponden a las que guardan relación con su amplitud a , como también a las variaciones del ancho total Δb producto de la oscilación mareal. El valor de a se obtiene mediante los mareógrafos instalados a lo largo del estuario, y por medio de la rutina computacional TTIDE (Pawlowicz et al., 2002) la cual realiza un análisis armónico de mareas según mínimos cuadrados, se obtienen las amplitudes significativas de los principales constituyentes de marea del sector. Para efectos prácticos de este acápite, se utiliza como amplitud de marea los constituyentes principales más energéticos de ésta:

$$a = O_1 + K_1 + M_2 \quad (68)$$

La Tabla 12 muestra los principales armónicos de marea por cada mareógrafo instalado. Se observa que prácticamente no existen diferencias en los primeros tres mareógrafos con respecto al mar, esto indica que la onda de marea no posee perturbaciones significativas asociadas a la geometría del estuario. Sin embargo, en el mareógrafo RM5 se observa una disminución apreciable. También es importante señalar que la estimación de los armónicos fuera del estuario (Mar), se usó una longitud temporal de 3 meses, a diferencia de los mareógrafos instalados en terreno donde se cuenta un intervalo aproximado de 14 días de medición, sin embargo esta longitud de medición es suficiente para cumplir con el criterio de Rayleigh, esto es, poder separar correctamente los principales constituyentes de marea.

Tabla 12: Amplitudes de principales armónicos de marea y amplitud estimada, en metros.

*: Se utilizaron datos de la estación de la UNESCO (2013).

| Mareógrafo | O_1 | K_1 | M_2 | a |
|------------|-------|-------|-------|------|
| Mar* | 0.11 | 0.17 | 0.44 | 0.72 |
| RM2 | 0.10 | 0.20 | 0.42 | 0.73 |
| RM3 | 0.10 | 0.21 | 0.44 | 0.74 |
| RM4 | 0.10 | 0.21 | 0.43 | 0.73 |
| RM5 | 0.10 | 0.19 | 0.34 | 0.63 |

El resultado anterior sirve para estimar el valor de la tasa de cambio de la amplitud de marea. Estudios anteriores muestran una extensión del estuario de hasta 16[km] (Araya-Vergara, 1981), por

lo cual el orden del largo es de $O(L) \sim 10^4 m$. Con este valor es posible obtener una estimación de L/L_a , escala adimensional que permite dilucidar si el estuario se comporta como uno “pequeño o corto” frente a la marea. La Tabla 13 da cuenta de los resultados del cálculo, donde se observa que los bajos órdenes de magnitud indican que el estuario se comporta como un sistema pequeño ante el remanso de marea.

Tabla 13: Tasa de cambio L/L_a .

| Instrumento | RM2 | RM3 | RM4 | RM5 |
|-------------|---------------|---------------|-----------------|-----------------|
| $L_a[km]$ | 2030 | 603 | -824 | -105 |
| $L/L_a[-]$ | 0.010 a 0.012 | 0.017 a 0.041 | -0.012 a -0.030 | -0.095 a -0.237 |

Para obtener la variación del ancho total, se traza la curva de nivel de la superficie libre, η , como $NMM \pm a$, con NMM el nivel medio del mar, con un valor de $1.05 m$ respecto al NRS, calculado como el promedio de la superficie libre registrada en el periodo de estudio. Por simplicidad se utiliza el valor del mareógrafo RM2 para a . La variación del ancho total se calcula como:

$$\Delta b = (b_{M.Alta} - b_{M.baja})/2 \quad (69)$$

La Figura 28 da cuenta del valor de los adimensionales $\Delta b/b$ y a/h , donde se deduce la existencia de dos sectores (ver línea segmentada). En los primeros $6 - 7 km$ se observa un marcado aumento de ancho, lo cual se debe principalmente a que se encuentra la isla Orrego, con un ancho de $180[m]$ en promedio, el cual divide el flujo en dos, aumentando notoriamente el valor de b .

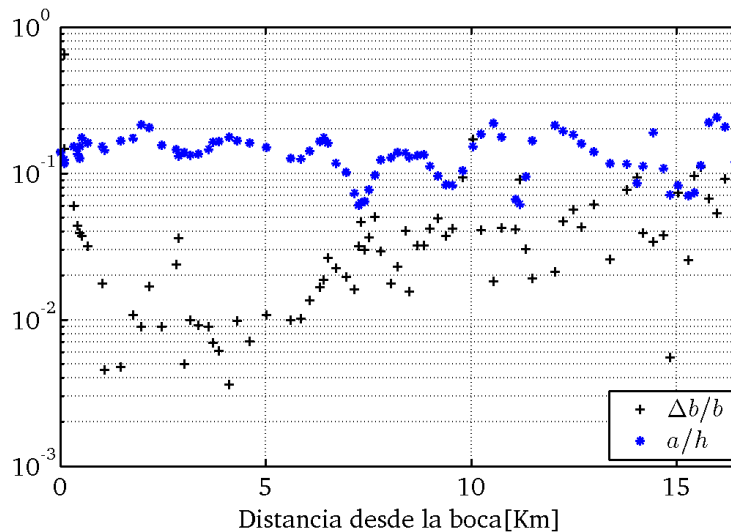


Figura 28: Valor de $\Delta b/b$ y a/h a lo largo del estuario.

Dentro de las escalas de longitud importantes, también se encuentra el número de onda k , el cual puede estimarse en función del desfase de marea y la frecuencia asociada. El valor de k se calcula como:

$$k = \frac{\omega}{c} = \frac{\omega}{\Delta x} \Delta t \quad (70)$$

Donde ω es la frecuencia del armónico, c es la celeridad de la onda, Δx es la distancia entre los mareógrafos y Δt es el desfase del peak entre mareógrafos. Lamentablemente con la frecuencia de muestreo de los instrumentos no es posible estimar adecuadamente este valor, por lo cual se utiliza solamente la teoría para aguas someras para calcular la celeridad ($c = \sqrt{gh}$), y utilizando la frecuencia del armónico M_2 , correspondiente a $\omega = \frac{2\pi}{12.42} [cph]$, se obtiene un valor para k . La Tabla 14 da cuenta de los resultados.

Tabla 14: Número de onda estimado desde el mareógrafo RM2.

| Parámetro | Valor |
|---------------|-------|
| $k^{-1} [km]$ | 54.23 |
| $kL [-]$ | 0.37 |

En relación a las corrientes dentro del estuario, se calcula la serie de tiempo de las velocidades en la dirección del Thalweg promediada en la vertical, con sentido positivo hacia aguas arriba, para luego utilizar la rutina TTIDE para extraer la amplitud de la corriente. Luego con ello se estima la escala de longitud asociada en función de la distancia entre los mareógrafos. Los resultados se presentan en la Tabla 15.

Tabla 15: Escala de longitud asociada al cambio de la corriente a lo largo del estuario.

| Parámetro | ADCP 3 | ADCP 4 | ADCP 5 |
|------------|--------|--------|--------|
| $U [mm/s]$ | 246 | 88 | 57 |
| $L_u [km]$ | -6.98 | | |

La Tabla 16 muestra todas las escalas de longitud estimadas como también adimensionales que son utilizados en el siguiente acápite, con el objetivo de determinar cómo se comportan las corrientes del estuario, tanto por su geometría como por una de las forzantes importantes como lo es la onda de marea. Los valores de cada tramo se estiman según un promedio ponderado en la longitudinal.

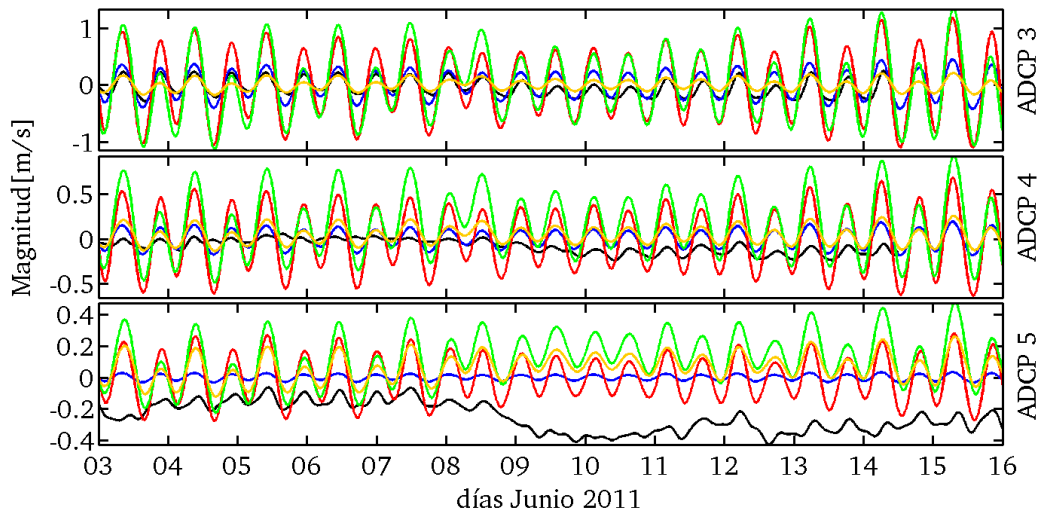
Tabla 16: Escalas de longitud y adimensionales estimados para cada tramo.

| Condición | Canalizado | No Canalizado |
|------------------|------------|---------------|
| $1/k[km]$ | 54.23 | |
| $c[m/s]$ | 7.62 | |
| $a/h[-]$ | 0.12 | |
| $r/\omega[-]$ | 1.94 | |
| $\Delta b/b[-]$ | 0.046 | |
| $L_a[km]$ | 1065 | |
| $L_b[km]$ | -7.68 | |
| $L_w[km]$ | -22.53 | -7.68 |
| $L_u[km]$ | -6.98 | |
| $(kL_a)^{-1}[-]$ | 0.051 | |
| $(kL_b)^{-1}[-]$ | -7.06 | |
| $(kL_w)^{-1}[-]$ | -2.41 | -7.06 |
| $(kL_u)^{-1}[-]$ | -7.77 | |
| $kL[-]$ | 0.37 | |
| $L/L_a[-]$ | 0.019 | |
| $L_w/L_u[-]$ | 3.23 | 1.10 |

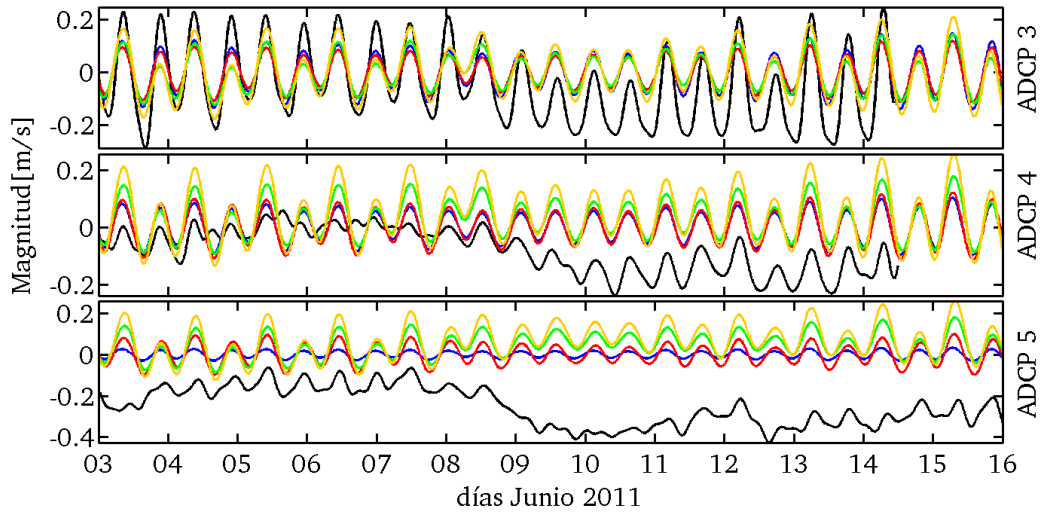
5.1.3. Comparación con el registro del campo de velocidades

Realizado el cálculo de las escalas de longitud, utilizando las ecuaciones de la sección 2.2.3 y las series de tiempo de la marea, se efectúa una comparación entre los resultados teóricos y las mediciones de terreno, con el objetivo de ver el comportamiento del estuario según su geometría.

La Figuras 29 y 30 muestran los resultados de las distintas ecuaciones, para los tres ADCP con y sin considerar el río. De los resultados se observa que la influencia del río es significativa pues cambia el sentido de las corrientes, siendo fundamental este forzante aguas arriba del estuario, por lo cual de aquí en adelante se analiza los resultados considerando su influencia. Este efecto es más amplio, pues si bien modifica el sentido del flujo, aguas abajo en profundidad produce un



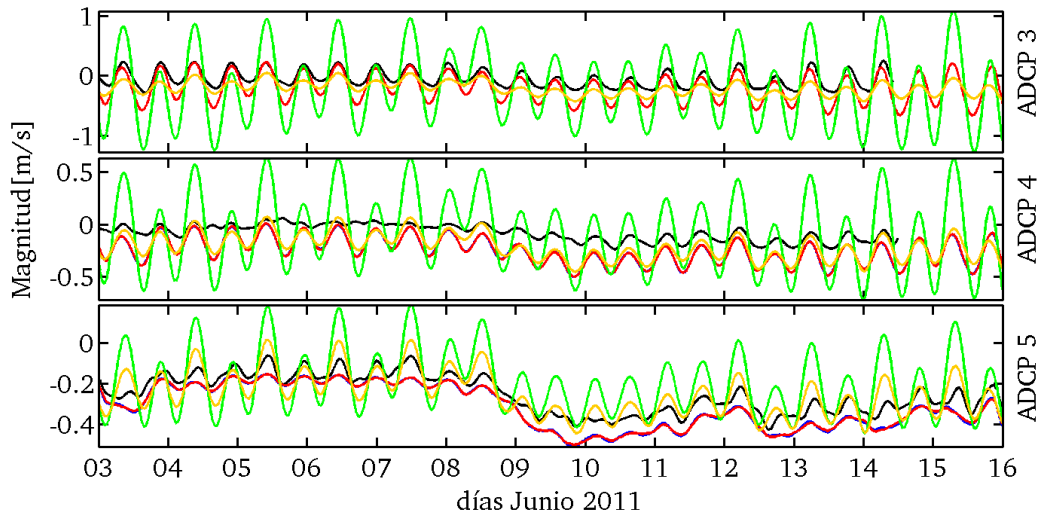
(a) Estuario canalizado.



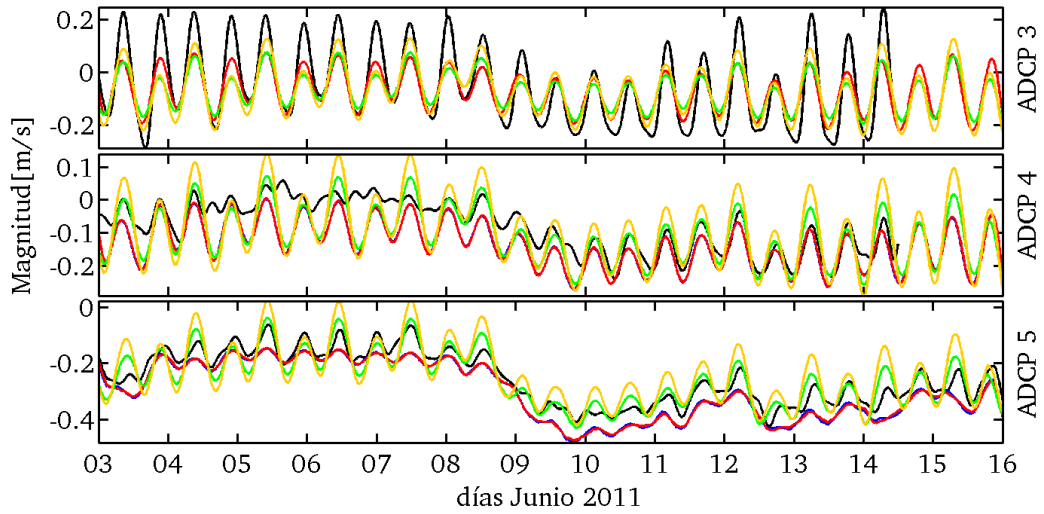
(b) Estuario no canalizado.

— Terreno — Largo y somero — Sin Equilibrio morfodinámico
 — Corto y somero — Equilibrio morfodinámico

Figura 29: Comparación de velocidades de cada ADCP con las teorías presentadas, sin considerar el efecto del río.



(a) Estuario canalizado.



(b) Estuario no canalizado.

— Terreno — Largo y somero — Sin Equilibrio morfodinámico
 — Corto y somero — Equilibrio morfodinámico

Figura 30: Comparación de velocidades de cada ADCP con las teorías presentadas, considerando el efecto del río.

También se calcula el error cuadrático medio ($RMSE$) y el índice de desempeño (d), por medio de las fórmulas (66) y (65) respectivamente.

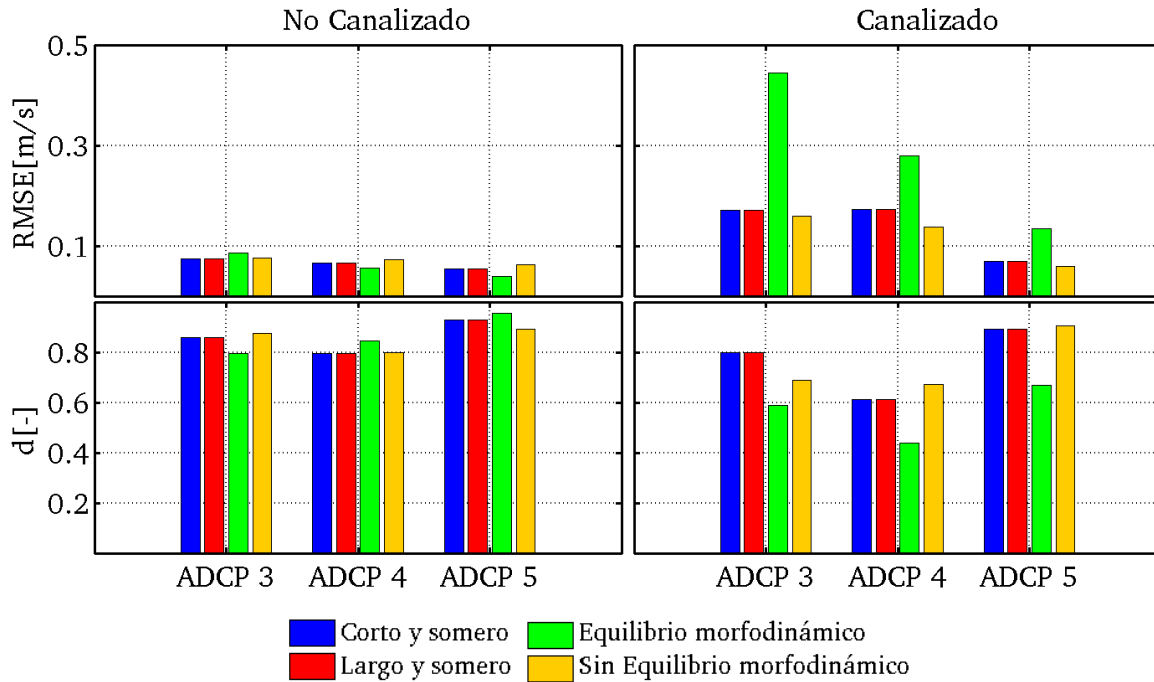


Figura 31: Valores de $RMSE$ y d , para las distintas ecuaciones del cálculo de la velocidad media en el estuario.

En la Figura 31 se observa existen mejores resultados al considerar al estuario como no canalizado, por lo cual se descartan los que tienen esta condición. Cercano a la boca (ADCP 3), las cuatro condiciones teorías se adecúan de manera muy similar, por lo no es claro concluir cuál es la que más se adecua al estuario. Sin embargo, el ajuste exponencial del ancho del estuario da cuenta de una marcada forma cónica (mencionado en acápite 3.3), sumado a que las dimensiones lo han de considerar pequeño, el sistema reúne las características de un estuario con geometría cónica. En relación al equilibrio morfodinámico, la ecuación (24) se ajusta mejor que (19), lo cual indica que el sistema en su inicio no estaría en equilibrio morfodinámico en la boca.

Hacia aguas arriba, los otros instrumentos dan cuenta de que el sistema tiende al equilibrio, es por ello que en el ADCP 4 y 5 la ecuación (19) posee un mejor ajuste. Estos resultados guardan relación con r/ω y $|(kL_w)^{-1}|$, donde en la boca del estuario la convergencia le ganaría a los efectos friccionales, aumentando levemente la amplitud de la marea. Luego se observa que entre el ADCP 4 y 5 la relación de estos dos parámetros debería ser más cercana, esto se confirma al sectorizar el estuario, donde la Tabla 17 confirma lo anterior. La separación se hace a 7.6 km de la desembocadura, escogido de la relación $\Delta b/b$ (ver línea cortada en Figura 28).

Tabla 17: Escalas de longitud y adimensionales por tramos.

| Tramo | 1 | 2 |
|---------------------|-------|--------|
| $L_a [km]$ | 1065 | -508 |
| $L_b [km]$ | -6.56 | -16.13 |
| $r/\omega [-]$ | 1.66 | 2.14 |
| $ (kL_w)^{-1} [-]$ | 7.86 | 3.52 |

Según la relación efectuada por Le Floch (1961), el estuario debería ser catalogado como hipersincrónico, pues la tasa con la cual disminuye el ancho del estuario es mayor respecto a la fricción en el primer tramo. El análisis anterior se resume en la siguiente sectorización (ver Figura 32):

- Tramo aguas abajo: notoria geometría con forma de cono cerca de la desembocadura, con lo cual el estuario presenta localmente características de una hipersincronía, ya que comienza una fuerte convergencia. Esto podría atribuírsele a la intervención de la isla Orrego que provoca una bifurcación del flujo, lo que aumenta localmente el ancho. Debido a esta hipersincronía, la convergencia domina por sobre la fricción, por lo cual no existe un equilibrio morfodinámico entre estos parámetros.
- Tramo aguas arriba: desaparece completamente la forma de cono, con un ancho aproximadamente constante, esto podría atribuírsele a que el sistema va alcanzando un equilibrio morfodinámico, por lo cual la convergencia disminuiría hasta llegar a una escala parecida a la fricción, esto indica que el estuario pasaría a transformarse en sincrónico. Esta hipótesis es reforzada con los valores de r/ω y $|(kL_w)^{-1}|$ los cuales son similares en el segundo tramo.

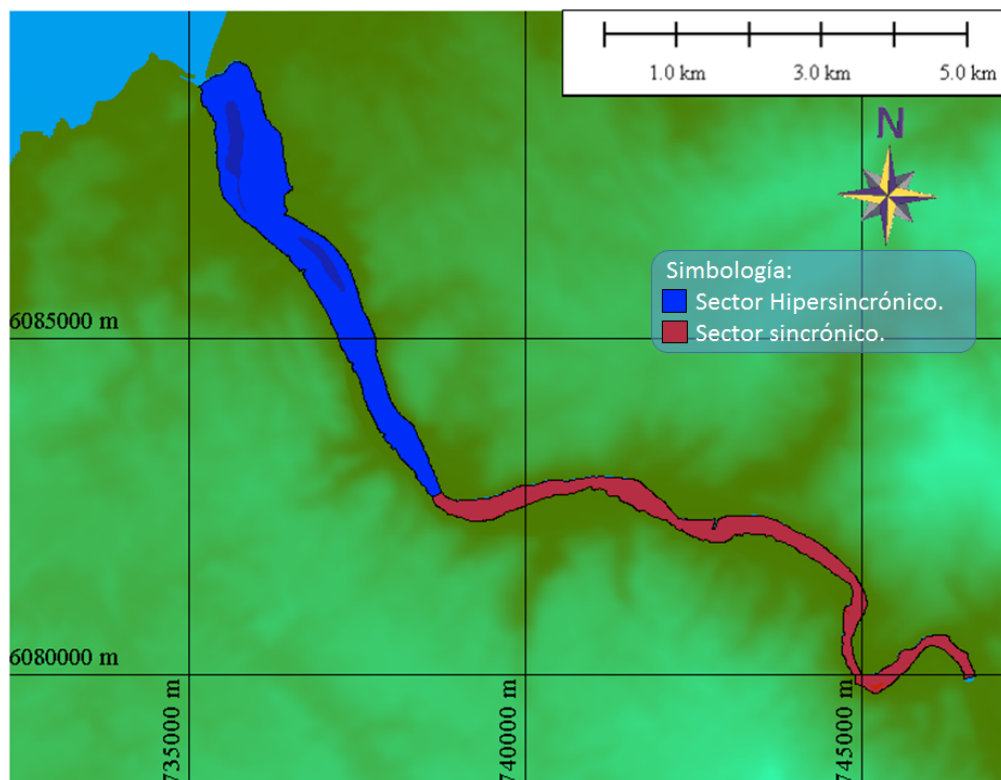


Figura 32: Esquema en planta de los dos tramos.

5.1.4. Desfase entre la marea y las corrientes

Éste cálculo sirve para conocer cómo avanza la onda de marea a lo largo del estuario. En el caso de que los grados de desfase sean $\phi = -90^\circ$, es equivalente a $T/4 = 3.105[\text{hrs}]$ considerando el

armónico M_2 . Para estimar el desfase se utilizan los datos del ADCP, que cuenta con un medidor de presión del cual se extrae la profundidad a la cual se encuentra. Normalizando los datos de la corriente y la marea, se establece una correlación cruzada entre las dos series de tiempo, de donde se extrae el máximo valor de la correlación, el cual correspondería al desfase entre las dos series. Los resultados se presentan en la Tabla 18, los valores indican que la onda de marea es cuasi-estacionaria hacia aguas arriba, excluyendo la desembocadura.

Tabla 18: Desfase entre marea y corriente, según datos medidos en terreno.

| ϕ | ADCP 3 | ADCP 4 | ADCP 5 |
|-----------|--------|--------|--------|
| En horas | 2.7 | 3.3 | 3.3 |
| En grados | -77 | -97 | -97 |

La Tabla 19 muestra los resultados del cálculo de desfase con las ecuaciones (21) y (27). Se observa que con estos resultados se puede concluir que la onda es prácticamente estacionaria. Como sabemos que el Tramo 2 se encuentra en equilibrio, la ecuación más adecuada es ϕ_3 ((21)) con un valor de -90° , del mismo modo el Tramo 1 no posee equilibrio morfodinámico, siendo la mejor ecuación ϕ_4 ((27)) con un valor de -86° . Se logra establecer con ello la misma tendencia de onda estacionaria, producto de la casi nula variación de la amplitud de marea hacia aguas arriba.

Tabla 19: Desfase entre marea y corriente, según ecuaciones de escala.

| Desfase | Tramo 1 | Tramo 2 |
|----------|-------------|-------------|
| ϕ_3 | -90° | -90° |
| ϕ_4 | -86° | -85° |

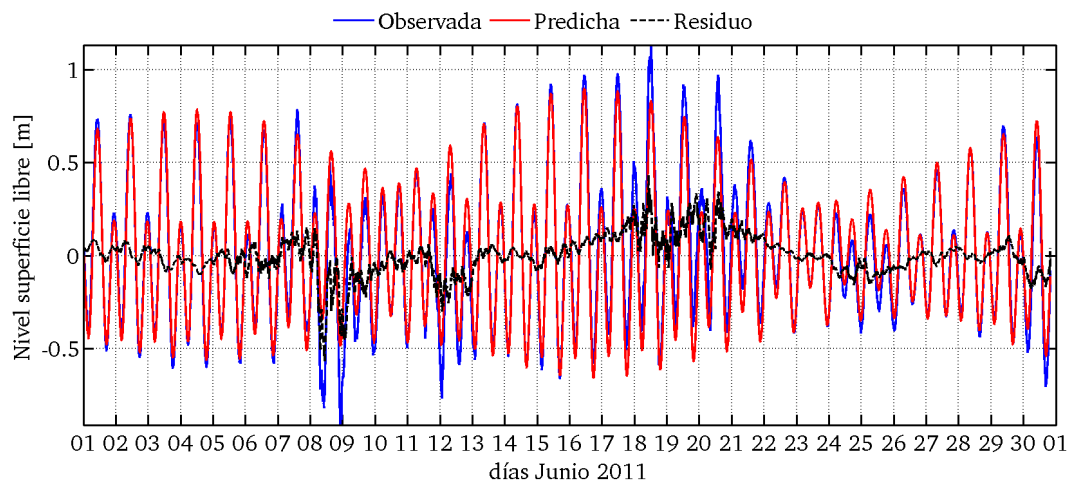
5.2. Análisis armónico de mareas

Conocido el comportamiento hidrodinámico basado en la geometría del estuario, a continuación se estudia con mayor detalle las corrientes registradas al interior del estuario. Por medio de un análisis armónico se desglosan las mareas y corrientes, con el objeto de estudiar las modulaciones típicas generadas en sistemas someros. Esto es de utilidad para observar de forma desagregada los componentes energéticos producidos principalmente por las corrientes inducidas por la marea y cómo estas se comportan dentro del estuario del río Maule.

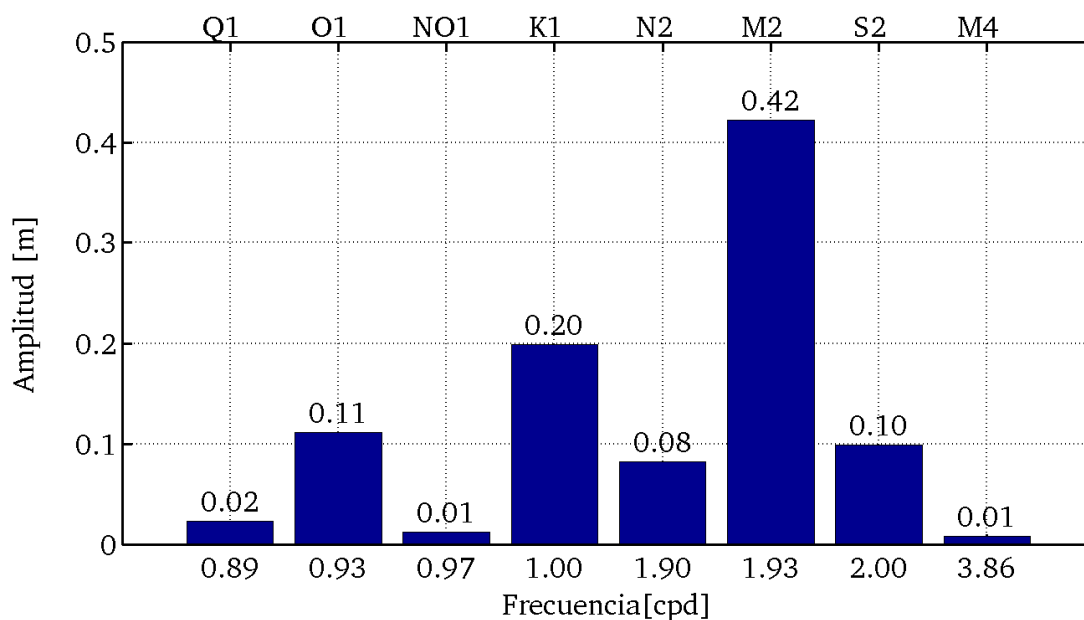
5.2.1. Análisis clásico de marea (TTIDE)

El análisis armónico de mareas es de utilidad para conocer los componentes energéticos importantes que provocan una modificación periódica del nivel de la superficie libre dentro del estuario. Estos efectos tienen una influencia directa sobre la hidrodinámica del estuario, donde tales modulaciones dentro de un sistema más somero generan nuevos constituyentes, debido a comportamientos no lineales.

Del análisis efectuado en el acápite 5.1.2 se utilizan los armónicos estimados, como también se extrae del cómputo la predicción de marea y consecuentemente el residuo, con el objetivo de hallar efectos asociados de otras forzantes. Para mejorar el análisis, se utiliza la información continua del nivel de la superficie libre en el puerto Maguillines (UNESCO, 2013), donde fue necesario efectuar un filtrado de frecuencia de 12 ciclos por día para eliminar el ruido y luego efectuar el análisis por TTIDE. La Figura 33 muestra los resultados, donde se compara la señal sintética (o predicha) con la original y adicionalmente se presenta la amplitud de los constituyentes significativos (amplitud mayor que el error en la estimación). En la serie de tiempo se logra observar dos eventos de perturbaciones de alta frecuencia, asociadas a marejadas los días 08 y 18 de Junio de 2011, las cuales provocaron un aumento en el ruido de la señal original de la marea.



(a) Series de tiempo de marea observada, predicha y su residuo.



(b) Constituyentes con un 95% de significancia en la predicción.

Figura 33: Análisis armónico de marea del mes de Junio 2011, de la serie de tiempo de la UNESCO (2013).

Se utilizan los niveles de superficie libre registrados con los mareógrafos presentados en la Tabla 7, de donde se extrae la amplitud de cada armónico mediante TTIDE. La Figura 34 muestra una comparación de la serie real con la predicha incluyendo el residuo, donde se logra observar que la serie predicha se adecua de manera aceptable a los datos observados. Sin embargo, el residuo da cuenta de una cierta periodicidad, la cual se le atribuye a que existe un pequeño desfase entre la serie real y la predicha.

La Figura 35 muestra una comparación de los armónicos significativos donde se observa la presencia de los típicos constituyentes más energéticos de marea M_2 y K_1 , como también la presencia de componentes someros de alta frecuencia M_3 , M_4 , M_6 y $2MK_5$. Sin embargo, se descartan las dos últimas por no ser significativas en su estimación. El programa TTIDE determina si un constituyente de marea es o no significativo, comparando la energía de tal componente con la energía de la banda asociada al ruido cercana a esa amplitud. Luego estima el valor de la tasa del ruido de la señal (SNR en sus siglas en inglés) calculada como $SNR = (amp/error)^2$, si este valor es menor a 2, entonces el valor resulta ser “significativo”.

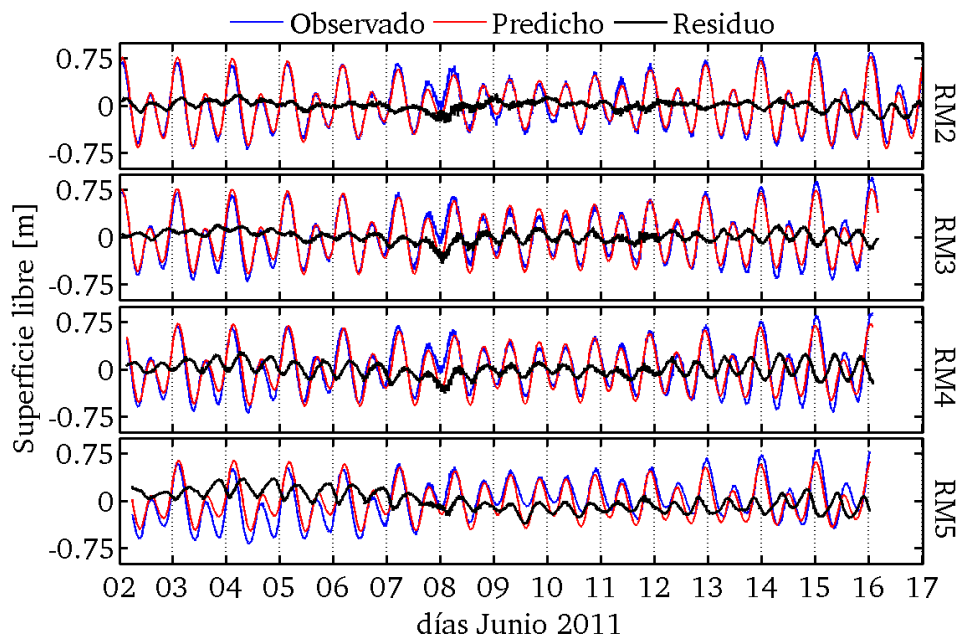


Figura 34: Series de tiempo de mareas sintéticas calculadas con análisis clásico de marea.

Los resultados de las amplitudes significativas son comparadas con los datos de la UNESCO en la Figura 35. Se logra apreciar una similitud de las magnitudes, a excepción del mareógrafo RM5, donde la amplitud del M_2 disminuye notoriamente. Esto es atribuible a la disipación energética de la onda a medida que la marea viaja hacia aguas arriba, donde por continuidad, la disminución del ancho del estuario no es suficiente para mantener la misma amplitud, disminuyendo progresivamente hasta desaparecer.

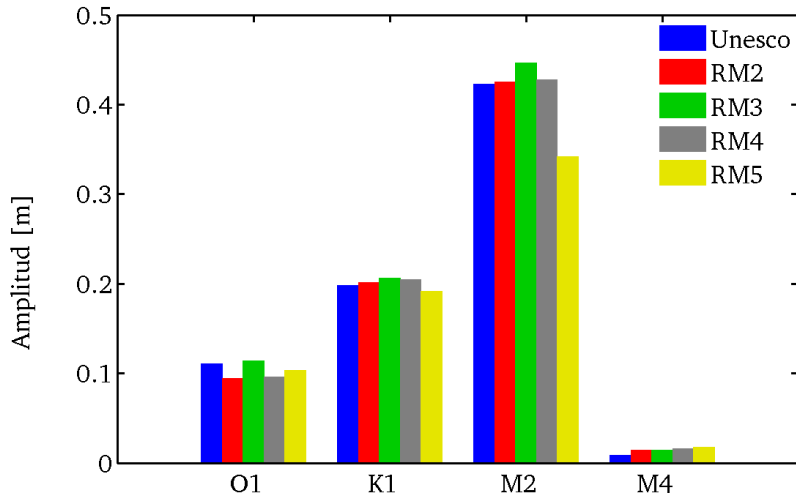


Figura 35: Constituyentes de la superficie libre estimados con análisis clásico de mareas.

5.2.2. Análisis por medio de la transformada de Fourier (FFT)

La Figura 36 muestra el espectro de frecuencias extraído por transformada de Fourier. En él se observa que los pulsos de mayor energía se encuentran alrededor de las frecuencias de M_2 y K_1 , análogo al resultado de TTIDE. Estos espectros de amplitud son comparados con la línea roja correspondiente al espectro de los datos de la UNESCO (2013). Se observa que prácticamente no existe disipación significativa en la amplitud a medida que la onda ha entrado al estuario. Observando frecuencias más altas, surge un peak de amplitud cercano a los 4 *cpd*, propio del armónico M_4 que es generado dentro del cuerpo de agua estudiado y que no existe en la señal del puerto de Maguillines. La Figura 37 muestra una comparación de los componentes significativos.

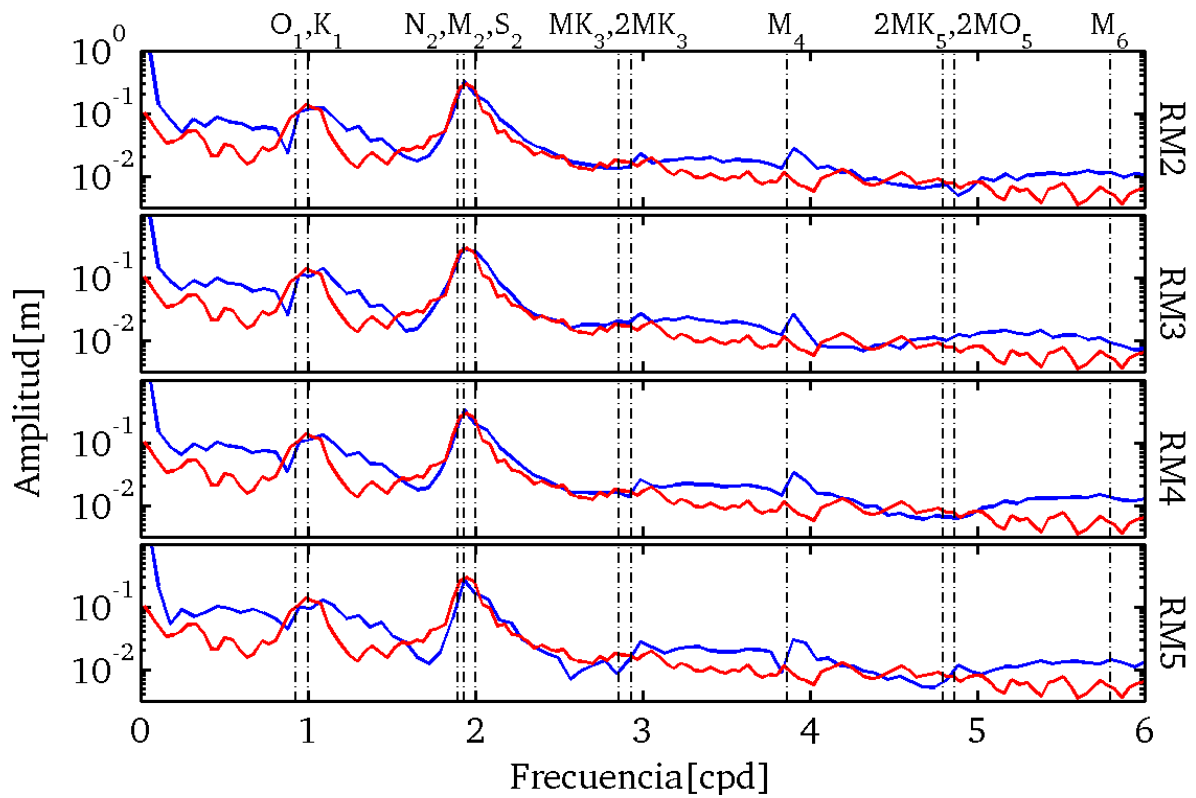


Figura 36: Espectros de amplitud de los mareógrafos, mediante transformada de Fourier. La línea azul corresponde a los espectros de cada mareógrafo. La línea roja corresponde al espectro generado con información de la UNESCO (2013).

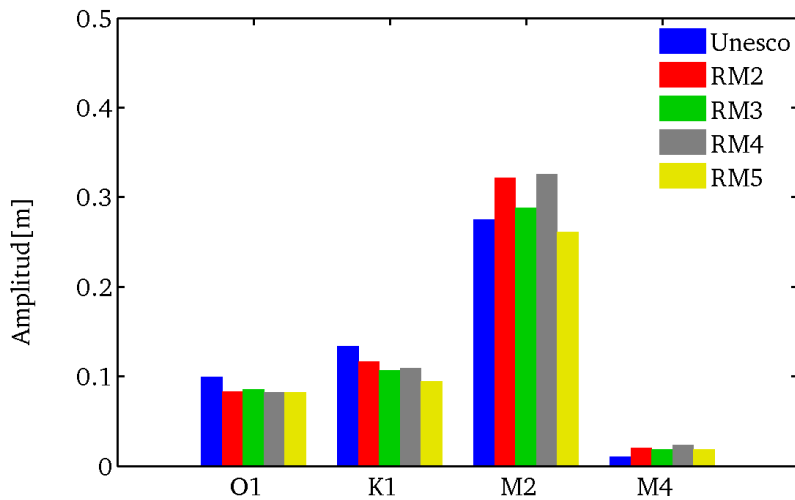
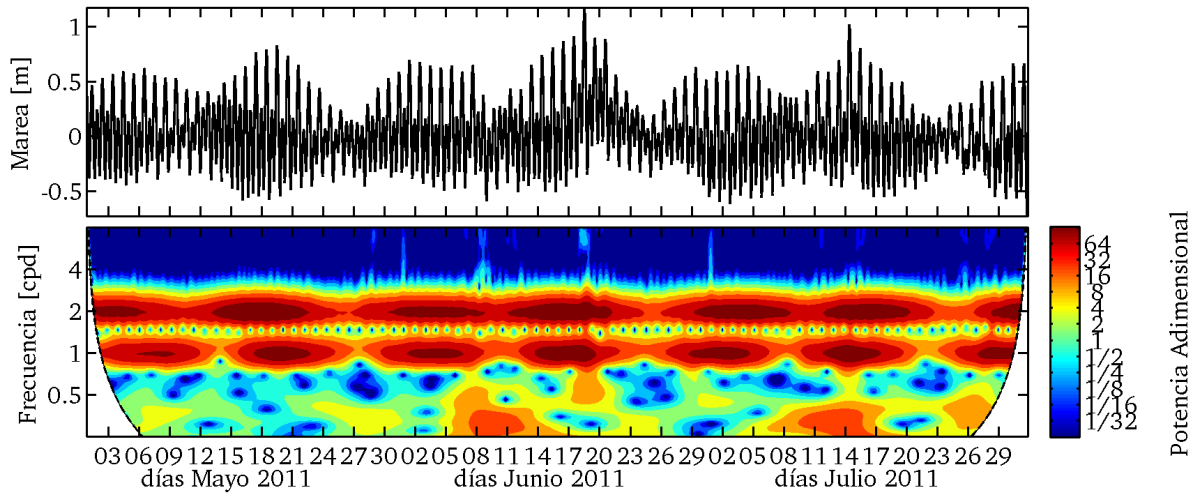


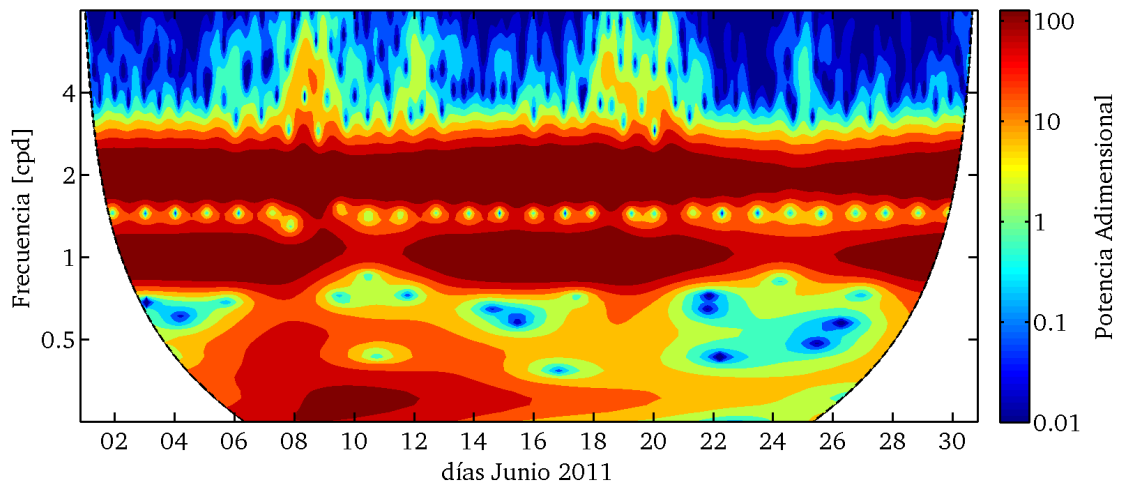
Figura 37: Constituyentes de la superficie libre estimados con análisis espectral de la transformada de Fourier.

5.2.3. Análisis por medio de la transformada wavelet (WT)

Con el objetivo de observar la evolución tiempo-frecuencia de la onda de marea, se calcula su transformada Wavelet en un periodo más extenso que el medido en terreno gracias a la información del puerto de Maguillines (UNESCO, 2013), calculando la WT para los meses de Mayo, Junio y Julio de 2011. La Figura 38a y 38b muestra las WT adimensionalizados por su varianza para simplificar la escala, durante los tres meses y en el mes de junio respectivamente, donde se ha graficado en escala logarítmica con el propósito de ver las perturbaciones de todo el espectro de frecuencias. Se logra observar que existe una disminución del componente energético K_1 (1.00 *cpd*) y M_2 (1.93 *cpd*) en ciertos intervalos. Esta disminución se le atribuye al periodo de cuadratura, correspondiente a la interacción entre M_2 y S_2 (2.00 *cpd*), donde se interfieren entre sí cada 14.8 días, lo cual la transformada Wavelet lo interpreta como una disminución de estos componentes en el tiempo. En la Figura 38a, se observan 6 periodos de cuadratura, lo que con un intervalo total de 90.96 días da un equivalente de $90.96/14.8 = 6.21$ cuadraturas, lo cual coincide con las 6 disminuciones observadas en la transformada. Para la Figura 38b durante los días 09 al 11 y 21 al 23 de Junio 2011 existe una disminución del M_2 y K_1 , lo cual es coincidente con los intervalos de cuadratura y explica tal disminución en el espacio tiempo-frecuencia.



(a) Espectro adimensional de potencia, para los meses de Mayo, Junio y Julio de 2011.



(b) Espectro adimensional de potencia, para el mes de Junio de 2011.

Figura 38: Espectros de potencias adimensionales, según la información proporcionada por la UNESCO (2013).

La Figura 39 muestra las WT adimensionales para las series de tiempo medidas en terreno. En ellas se observa que los dos principales armónicos no presentan una disminución en su energía hacia aguas arriba. Sin embargo si existe una disminución entre el 09 y el 13 de Junio para M_2 y K_1 , lo cual es coincidente con los resultados de la información externa, correspondiente al periodo de cuadratura.

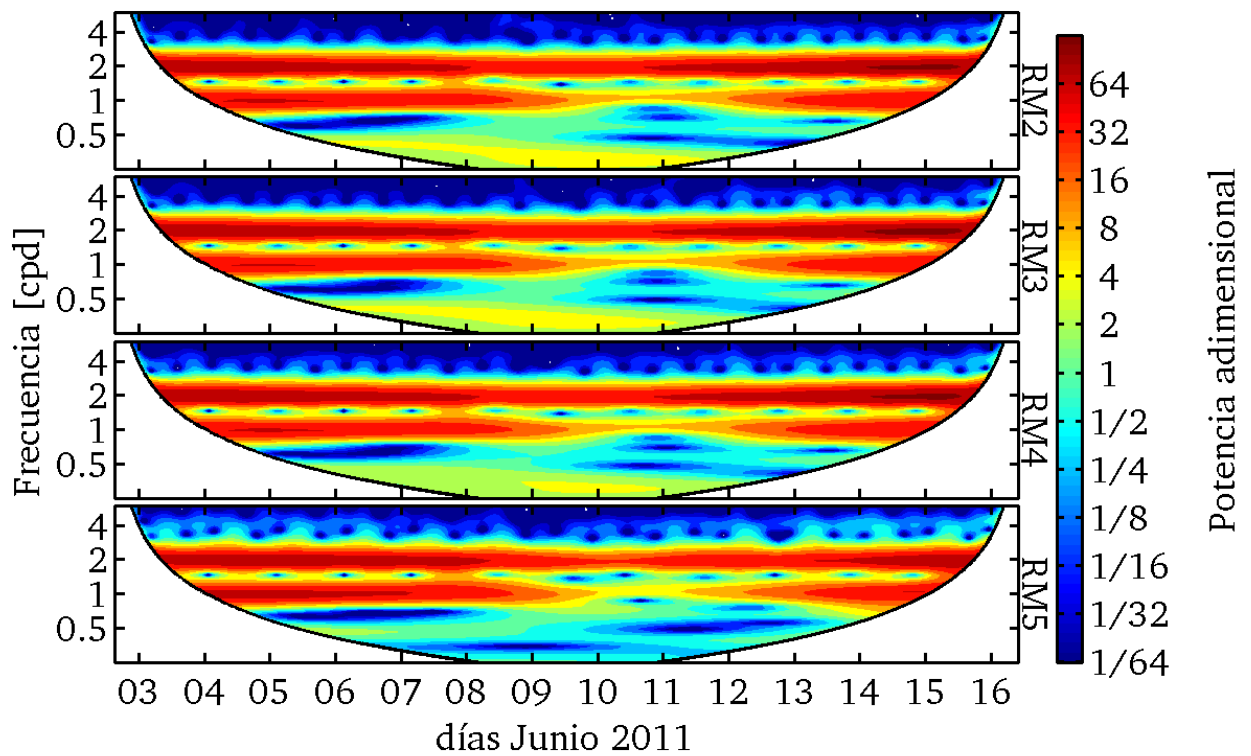


Figura 39: WT de potencia adimensional de la superficie libre.

Para homologar el estudio con los otros armónicos, se efectúa un promedio en el tiempo de la amplitud de la transformada y se estima la amplitud de los armónicos significativos. La Figura 40 muestra tales valores.

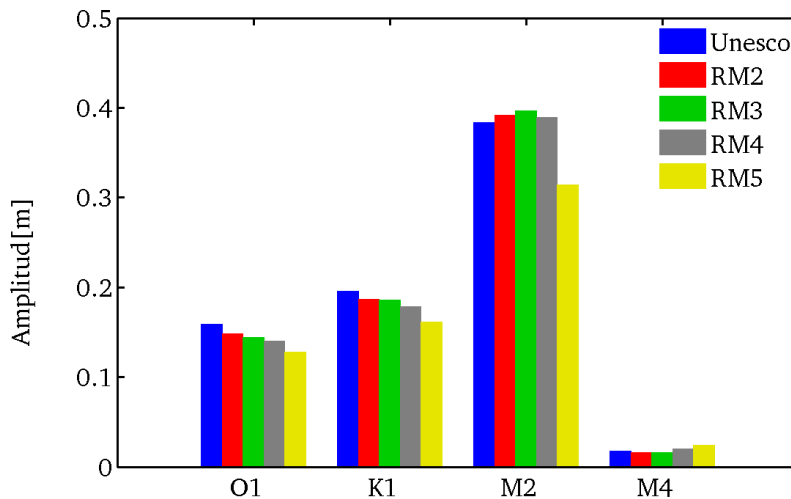


Figura 40: Constituyentes significativos de la superficie libre estimados con análisis espectral de la transformada de Wavelet.

La Tabla 20 muestra los valores de las Figuras 35, 37 y 40, para cada uno de los análisis.

Tabla 20: Amplitudes significativas, determinadas por los tres métodos, en metros.

| | | | | | |
|--------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| <i>TTIDE</i> | Mareógrafo | <i>O1</i> | <i>K1</i> | <i>M2</i> | <i>M4</i> |
| | <i>UNESCO</i> | 0.111 | 0.199 | 0.422 | 0.008 |
| | <i>RM2</i> | 0.094 | 0.202 | 0.425 | 0.014 |
| | <i>RM3</i> | 0.114 | 0.207 | 0.446 | 0.014 |
| | <i>RM4</i> | 0.096 | 0.205 | 0.428 | 0.016 |
| | <i>RM5</i> | 0.104 | 0.191 | 0.342 | 0.017 |
| <i>FFT</i> | Mareógrafo | <i>O1</i> | <i>K1</i> | <i>M2</i> | <i>M4</i> |
| | <i>UNESCO</i> | 0.099 | 0.133 | 0.275 | 0.010 |
| | <i>RM2</i> | 0.083 | 0.117 | 0.321 | 0.020 |
| | <i>RM3</i> | 0.086 | 0.107 | 0.288 | 0.018 |
| | <i>RM4</i> | 0.082 | 0.109 | 0.326 | 0.023 |
| | <i>RM5</i> | 0.082 | 0.095 | 0.261 | 0.019 |
| <i>WT</i> | Mareógrafo | <i>O1</i> | <i>K1</i> | <i>M2</i> | <i>M4</i> |
| | <i>UNESCO</i> | 0.159 | 0.196 | 0.384 | 0.018 |
| | <i>RM2</i> | 0.148 | 0.187 | 0.392 | 0.016 |
| | <i>RM3</i> | 0.145 | 0.186 | 0.396 | 0.016 |
| | <i>RM4</i> | 0.141 | 0.179 | 0.389 | 0.020 |
| | <i>RM5</i> | 0.128 | 0.162 | 0.314 | 0.024 |

Se observa que el constituyente M_2 y K_1 estimado con FFT es menor en un factor de 0.70 y 0.57 en promedio respectivamente en comparación con TTIDE. Esto se refleja en todos los mareógrafos, lo cual indica que el método estaría captando menores amplitudes en relación al análisis clásico.

Comparando los resultados de WT con TTIDE, los armónicos K_1 y M_2 presentan una disminución en un factor de 0.90 en promedio, lo cual es atribuible al método, mientras que O_1 y M_4 aumentaron en 1.40 y 1.85 respectivamente, siendo estas últimas diferencias más significativas. Esto es atribuible a que pueden existir errores en la propia estimación debido al ruido del propio instrumento, pues el orden de M_4 es de $10^{-2} m$, en donde WT no estaría separando adecuadamente todos los términos, incorporando la energía del ruido sobre algunos componentes de baja amplitud.

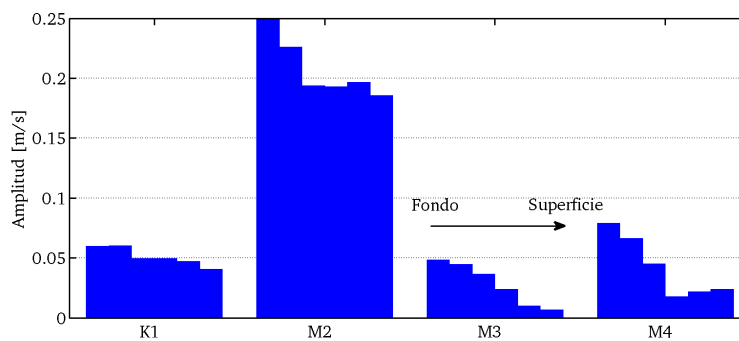
5.3. Análisis armónico de corrientes

Análogo al análisis de la superficie libre, se efectúa una inspección de los constituyentes de marea asociados a las velocidades, esto pues se observó de que las corrientes en el cuerpo de agua en estudio en su mayoría son inducidas por la marea, por lo que es de esperar encontrar pulsos oscilatorios de corrientes a lo largo de éste. Es por ello que se estiman las amplitudes de los elipsoides de corriente (ver acápite 2.6) asociados a los armónicos inducidos por la marea.

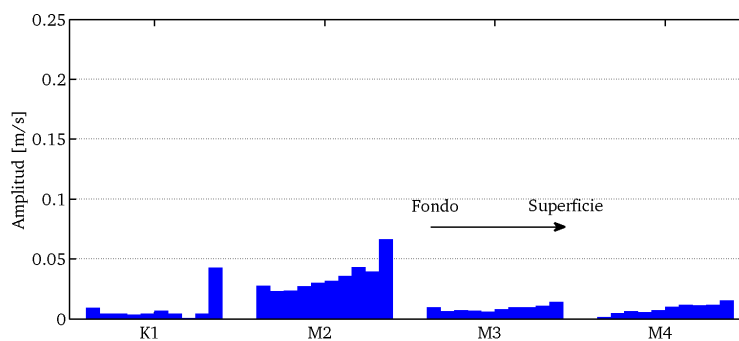
5.3.1. Análisis clásico de corrientes (TTIDE)

La Figura 41 muestra los armónicos significativos encontrados con TTIDE. Tales magnitudes corresponden al eje mayor de la elipsoide. Las barras consecutivas de izquierda a derecha son

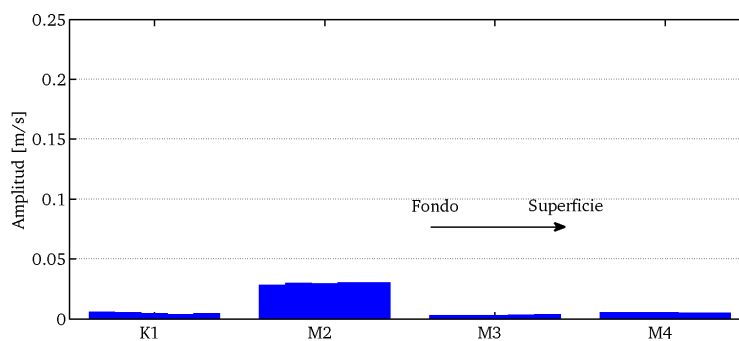
las capas desde el fondo hacia la superficie medidas por el instrumento. Puede observarse en el ADCP 3 mayores magnitudes para el M_2 , M_3 y M_4 , lo cual se debe a la existencia de corrientes de densidad que aumentan las corrientes de vaciado y llenado, pero principalmente porque estos dos últimos son generados por los efectos no lineales asimétricos de la fricción de fondo. Las amplitudes en el ADCP 4 han disminuido notoriamente en magnitud, pero algo interesante de notar es la presencia de mayores amplitudes en superficie para K_1 y M_2 , lo cual se le atribuye a que en superficie existe una mayor interacción entre el río y la marea, donde en profundidad las corrientes de densidad producto de la salinidad ya no existen. Sobre el ADCP 5 la interacción en la vertical es prácticamente uniforme, con magnitudes muy bajas producto de la distancia a la cual se encuentra de la costa.



(a) ADCP 3

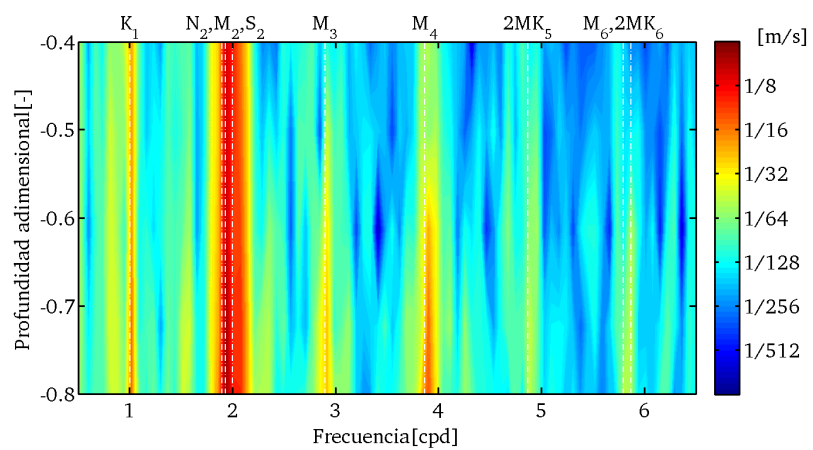


(b) ADCP 4

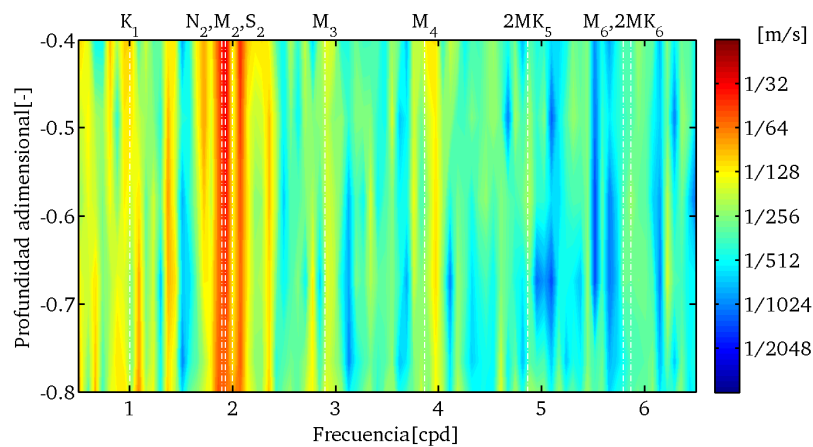


(c) ADCP 5

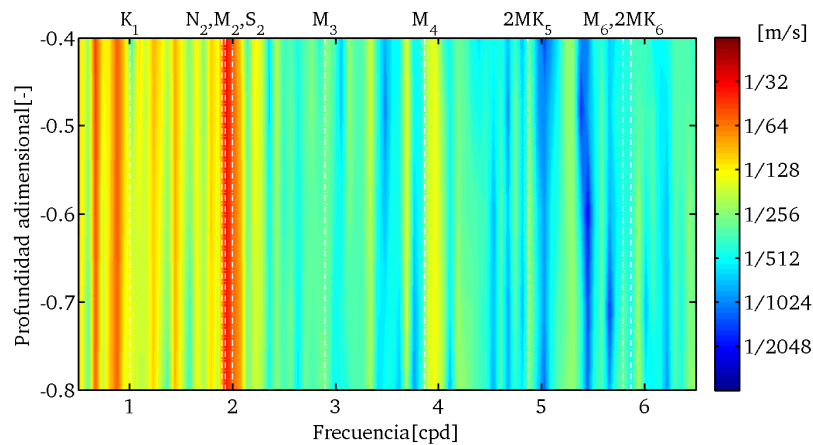
Figura 41: Constituyentes de la corriente estimados con TTIDE.



(a) ADCP 3



(b) ADCP 4



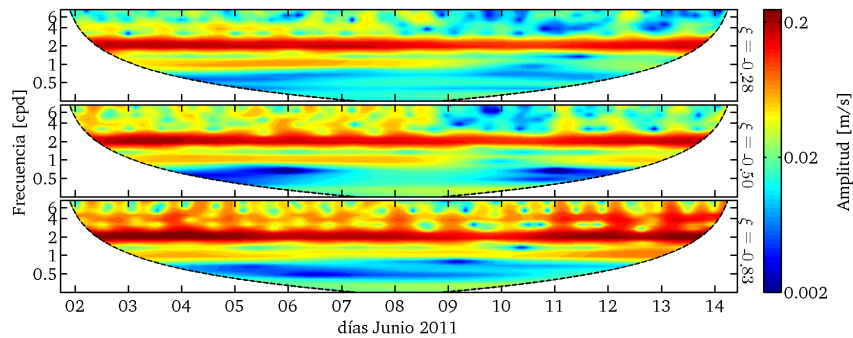
(c) ADCP 5

Figura 42: Espectro de amplitudes de corriente en la vertical, según FFT.

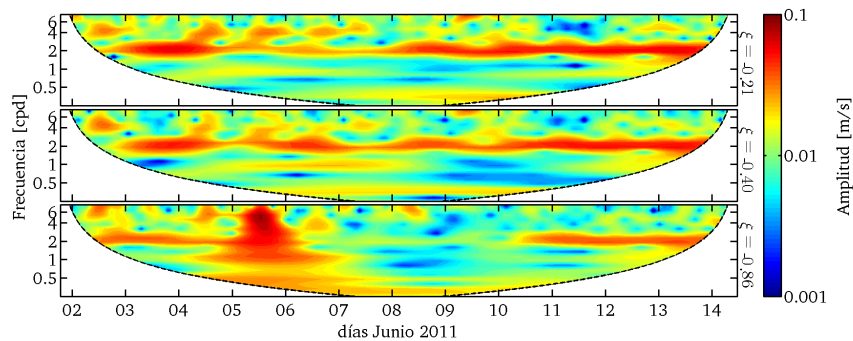
5.3.2. Análisis por medio de la transformada de Fourier (FFT)

La Figura 42 muestra el espectro de amplitudes extraído de FFT en profundidad. La profundidad fue adimensionalizada en función del valor medio de la superficie libre medida con el ADCP, $\xi = z/h$,

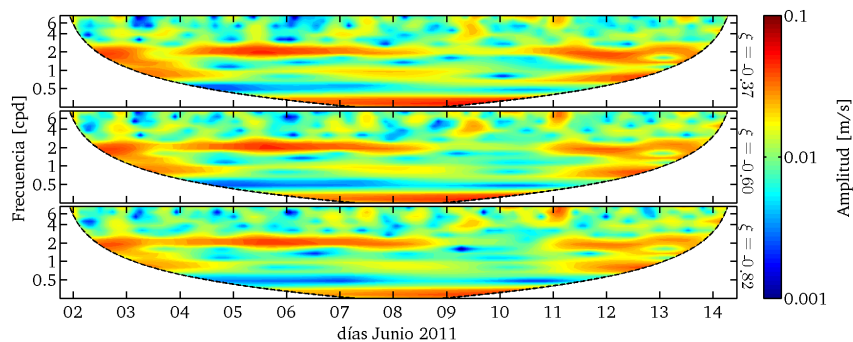
donde ξ la profundidad adimensional, z la profundidad de la capa y h la profundidad media. Esta representación es útil para darse cuenta de la existencia de armónicos de alta frecuencia generados en la vertical. Se aprecian los constituyentes M_3 y M_4 , con resultados similares en tendencia, mostrando una mayor amplitud el M_4 .



(a) ADCP 3



(b) ADCP 4



(c) ADCP 5

Figura 43: Espectros de amplitudes de corriente en el espacio Tiempo-Frecuencia, para tres profundidades $\xi = z/h$ medidas con cada instrumento.

5.3.3. Análisis por medio de la transformada wavelet (WT)

Utilizando la WT podemos observar los efectos no estacionarios acaecidos en terreno. La Figura 43 muestra los espectros frecuencia-tiempo de las capas del fondo, mitad y superficie de las corrientes. En el Anexo 8.1 se muestran todos los espectros de cada capa registrada para cada uno de los ADCP. En el ADCP 3 se observa un cambio para las frecuencias de 4 y 6 cpd desde el día 9 de

Junio en adelante, lo cual podría estar asociado al aumento de caudal de ese día, esto se verá en más detalle en el punto 5.5. El constituyente M_2 no presenta cambios significativos, solo una leve disminución en su magnitud durante el día 9 de Junio. Lo mismo con K_1 , pero con una variación más significativa. Este cambio se le atribuye al periodo de cuadratura que modifica la interpretación de la amplitud resultante en la WT. Respecto a los otros ADCP, no existe una tendencia clara al respecto, pues el orden de magnitud de los armónicos se confunde con el ruido existente en las mediciones. Para el ADCP 4, entre el día 5 y 6 de Junio ocurre un aumento de magnitud en todo el espectro de frecuencia en la capa más profunda. Analizando la serie de esta capa, se determina la presencia de un aumento localizado de la velocidad, pero no representativa del fenómeno a estudiar.

5.4. Comparación de resultados

Finalmente se comparan los resultados de los tres métodos, en donde la WT es promediada en el tiempo para ser contrastada con las amplitudes de TTIDE y FFT. La Figura 44 compara la amplitud de los armónicos significativos promediados verticalmente, mientras que la Figura 45 muestra el perfil. En este último se observan interesantes similitudes en los métodos respecto a la forma del perfil vertical de velocidad. El ADCP 3 presenta un notorio aumento de amplitud en profundidad, lo cual está asociado a las corrientes de densidad inducidas por el gradiente de salinidad cercano a la boca del estuario mientras que el agua dulce del río intenta salir por el estrato más superficial. Hacia aguas arriba, el ADCP 4 muestra un cambio en la forma del perfil, disminuyendo en profundidad, lo cual se asocia a un perfil típico de río sin influencia de la salinidad. El ADCP 5 presenta en perfil mucho más lineal, en donde para M_2 no existen diferencias significativas, mientras que para los otros armónicos la amplitud aumenta, análogo al ADCP 4. En el acápite 5.5 se analiza en detalle cada armónico, y el cambio eventual por el aumento del caudal del río.

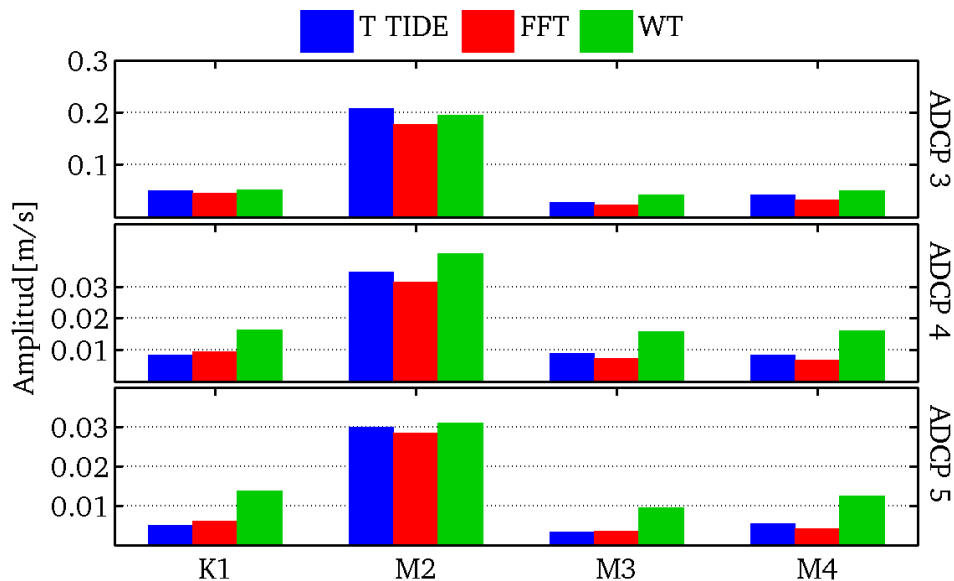
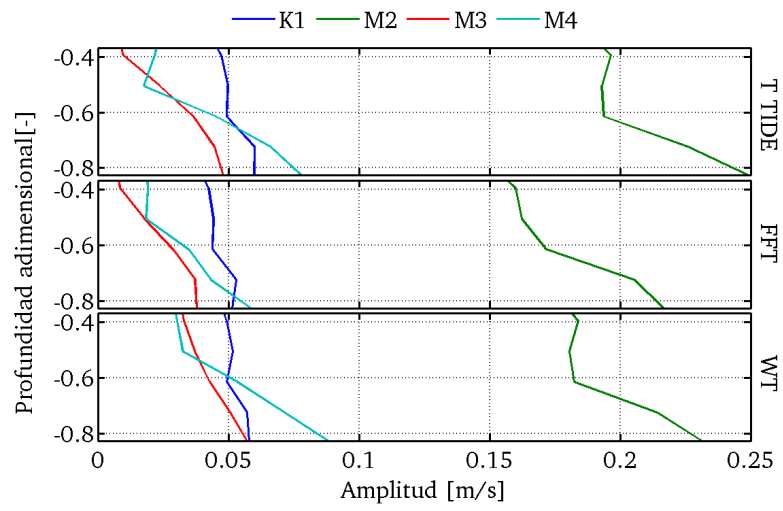
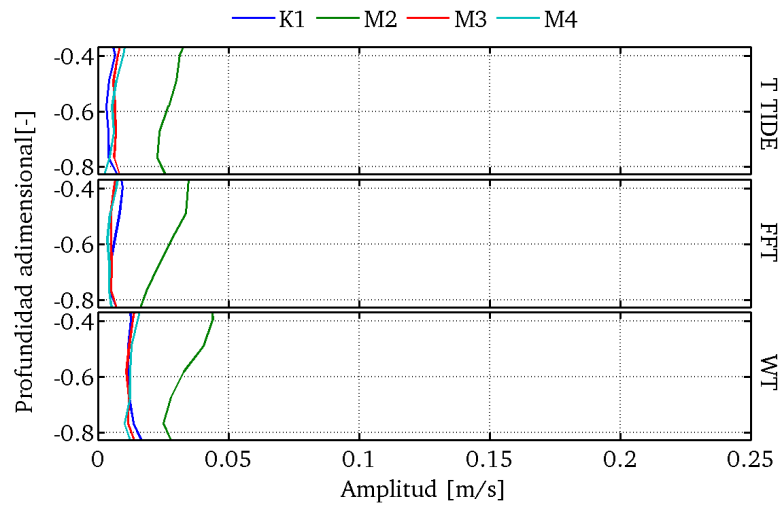


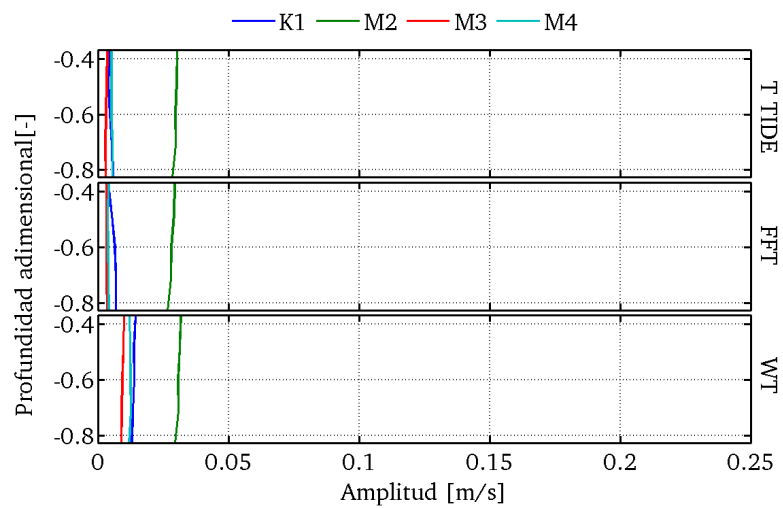
Figura 44: Comparación de amplitudes de corrientes promediadas verticalmente, según los tres métodos, en condición de estiaje.



(a) ADCP 3



(b) ADCP 4



(c) ADCP 5

Figura 45: Perfil vertical de amplitudes de corriente según los tres métodos.

5.5. Influencia del río en los armónicos de marea asociados a la corriente

En el punto 5.3.3 se observó un cambio para el día 09 de Junio de 2011 sobre todos los constituyentes analizados. Durante ese tiempo hubo un aumento de caudal que coincide con el periodo de cuadratura, por lo cual no se tiene del todo claro si este cambio en la amplitud de los armónicos se deba al efecto del aumento del caudal del río y/o a la propia disminución de la amplitud de la marea.

Se analizan dos intervalos de tiempos asociados al periodo antes y después del aumento de caudal. La Figura 46 da cuenta de estos intervalos, los cuales son llamados A y B, para el tiempo antes y después de la crecida respectivamente. De tales intervalos se estima de manera desagregada las amplitudes de los constituyentes significativos según cada método, análogo a lo realizado en el periodo completo. Los promedios verticales son presentados en la Figura 47.

Se observa que el armónico principal M_2 presenta una disminución similar tanto en el ADCP 3 como en el ADCP 5, lo cual está asociado a que el componente principal transfiere parte de su energía a las modulaciones de alta frecuencia. Sin embargo, en el ADCP 4 se observa un aumento de este constituyente después de la crecida en el estrato más superficial. La Tablas 21, 22 y 23 da cuentan de la comparación de los resultados entre ambos intervalos según cada estrato medido, calculado como el cociente entre B y A . Estos resultados coinciden al considerar al estuario de profundidad intermedia, puesto que la relación $\eta/h \sim 0.1$ no es lo suficientemente grande como para que el fondo afecte de manera significativa las corrientes. No obstante a lo anterior, el cambio observado el día 09 de Junio respecto al aumento del caudal medio sí estaría modificando los flujos en gran parte del perfil vertical de velocidades. La Figura 48, 49 y 50 muestran el contorno de amplitudes de las corrientes derivado del análisis con WT, en donde se desagregó cada uno de los armónicos para su análisis.

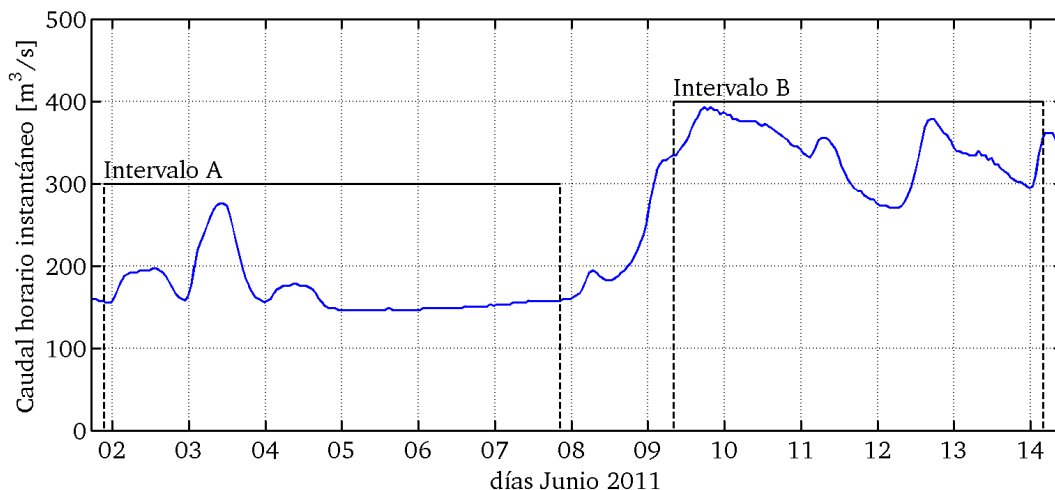


Figura 46: Intervalos de análisis armónico para estudiar la influencia del río en los constituyentes de marea.

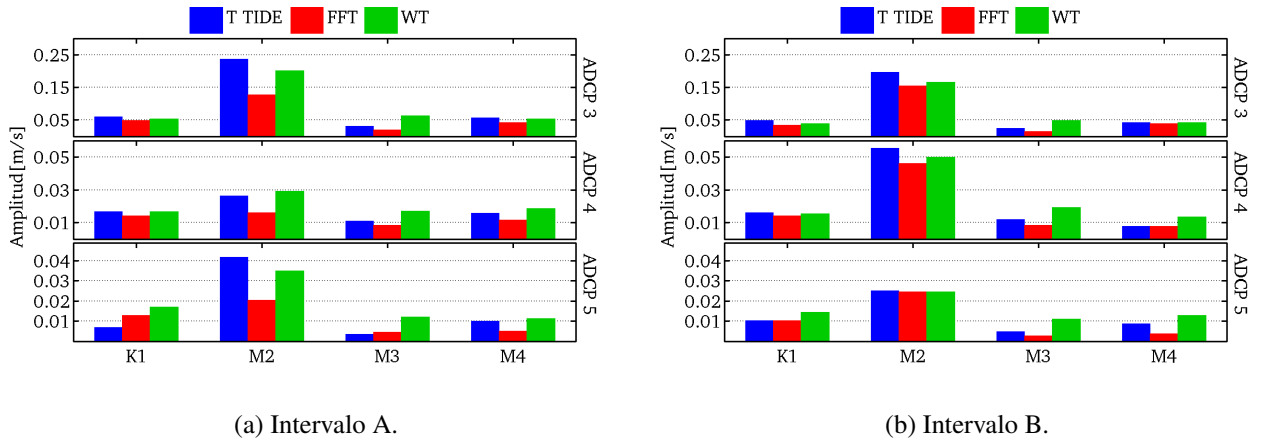


Figura 47: Amplitud de armónicos de corriente por intervalos promediados en la vertical, en condición de estiaje.

Tabla 21: Razón de amplitud de corrientes en profundidad del ADCP 3, entre intervalos (B/A) para las mediciones en terreno.

| $z/h[-]$ | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 |
|----------|-------|-------|-------|-------|
| -0.28 | 0.33 | 0.89 | 0.79 | 0.23 |
| -0.39 | 0.49 | 0.89 | 0.86 | 0.44 |
| -0.50 | 0.66 | 0.97 | 0.54 | 0.57 |
| -0.61 | 0.95 | 1.04 | 0.59 | 0.49 |
| -0.72 | 1.08 | 0.96 | 0.85 | 1.04 |
| -0.83 | 1.26 | 1.01 | 1.01 | 1.60 |

Tabla 22: Razón de amplitud de corrientes en profundidad del ADCP 4, entre intervalos (B/A) para las mediciones en terreno.

| $z/h[-]$ | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 |
|----------|-------|-------|-------|-------|
| -0.03 | 1.11 | 2.50 | 1.42 | 0.52 |
| -0.12 | 1.08 | 2.63 | 1.76 | 0.65 |
| -0.21 | 1.00 | 2.12 | 0.98 | 0.45 |
| -0.30 | 0.85 | 2.40 | 0.86 | 0.48 |
| -0.40 | 0.90 | 2.51 | 0.98 | 0.60 |
| -0.49 | 1.15 | 2.64 | 1.25 | 0.93 |
| -0.58 | 1.09 | 2.56 | 1.19 | 0.91 |
| -0.67 | 1.05 | 2.69 | 1.30 | 1.14 |
| -0.77 | 1.03 | 2.32 | 0.98 | 1.32 |
| -0.86 | 0.55 | 1.10 | 0.39 | 0.68 |

Tabla 23: Razón de amplitud de corrientes en profundidad del ADCP 5, entre intervalos (B/A) para las mediciones en terreno.

| $z/h[-]$ | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 |
|----------|-------|-------|-------|-------|
| -0.39 | 0.94 | 0.91 | 1.03 | 0.70 |
| -0.50 | 0.99 | 0.86 | 0.97 | 0.79 |
| -0.61 | 1.13 | 0.83 | 0.99 | 0.88 |
| -0.72 | 1.17 | 0.82 | 0.92 | 0.99 |
| -0.83 | 1.25 | 0.77 | 0.95 | 1.32 |

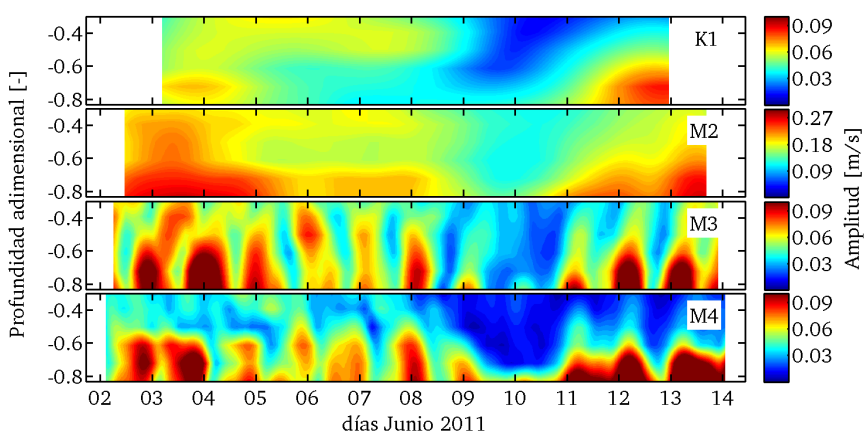


Figura 48: Amplitud de los armónicos de corrientes estimados con WT para el ADCP 3.

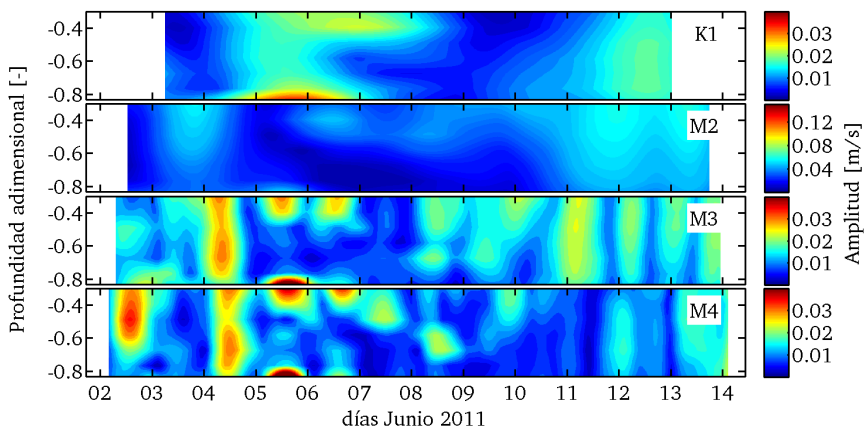


Figura 49: Amplitud de los armónicos de corrientes estimados con WT para el ADCP 4.

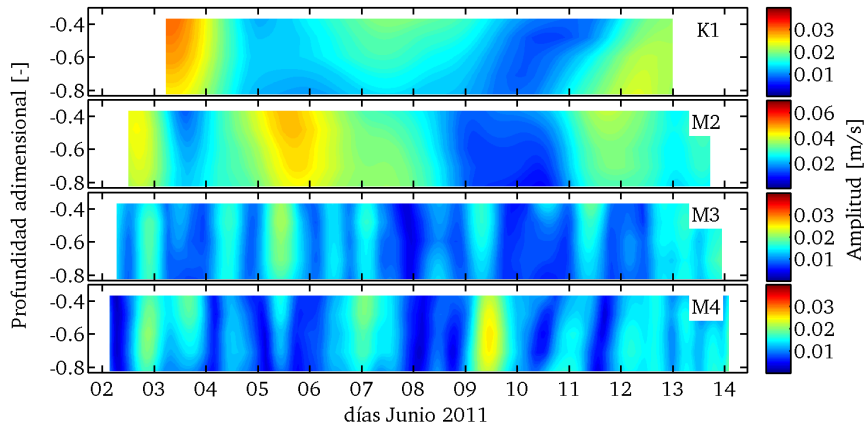


Figura 50: Amplitud de los armónicos de corrientes estimados con WT para el ADCP 5.

Se observan cambios importantes en todo el perfil vertical, con especial atención al aumento de caudal después del 09 de Junio, donde se observa una mayor amplitud de corrientes en profundidad en el ADCP 3, lo cual está asociado a una disminución del área de escurrimiento de las corrientes llenantes, provocando un aumento de la corriente inducida por la marea. Debido a este efecto uno esperaría que el armónico M_2 aumente, sin embargo se observa lo contrario. Lo que ocurre realmente es que los armónicos de alta frecuencia, M_3 y M_4 , ven aumentada su amplitud. Esto se asocia directamente al efecto asimétrico entre el llenado y vaciado relacionado a la fricción que ejerce el lecho estuarino después de la crecida, lo cual genera un efecto de resonancia en profundidad.

Hacia aguas arriba el ADCP 4 no logra captar armónicos de alta frecuencia, con bajos valores en todo el espectro. Esto se le atribuye a que este instrumento fue colocado cercano al Thalweg pero muy a la orilla del terreno, por lo cual captó bajas amplitudes de corrientes, donde solo se logra observar un aumento de caudal en la componente norte (ver Figura 18). Sin embargo, se logra extraer un aumento en la amplitud de la M_2 desde el aumento de caudal en superficie. No se observa una modificación de los armónicos de alta frecuencia producto de este aumento de caudal.

En el ADCP 5 se observan constituyentes de alta frecuencia con una alta oscilación. Esto está asociado directamente a que las amplitudes son tan pequeñas el mismo ruido del instrumento tiende a modificar el valor de la amplitud. Lo mismo ocurre con los armónicos M_2 y K_1 que a esta altura ya no poseen energía suficiente para ser distinguidos adecuadamente. Esto indicaría que la onda de marea no logra llegar con la suficiente energía como para producir amplitudes de llenado-vaciado significativos, aguas arriba del estuario.

Con el objetivo de comparar los valores obtenidos con la teoría del comportamiento no lineal según los estudios de Parker (2007) se calculan las amplitudes de los componentes de momentum de la serie de Fourier asociados a la componente friccional $u|u|$: a_1 , a_2 y a_3 , para los intervalos de tiempo A y B. El componente a_1 está asociado a la pérdida de momentum en M_2 , mientras que los componentes a_2 y a_3 están asociados a la ganancia de momentum en M_4 y M_6 respectivamente. La Figura 51 presenta los resultados del cálculo, también se muestran las curvas asociadas a la teoría. U_0 corresponde a la velocidad media del río en cada capa de medición del ADCP, U_1 corresponde a la amplitud de corriente de la M_2 . Se presentan tres capas: Superficie, mitad y fondo; para cada uno de los ADCP (en distinto color). Ésta Figura permite ver que ante bajos valores de corrientes del río, existe la presencia del componente M_6 , y una generación del M_4 a medida que el caudal

aumenta, hasta llegar a un límite. El análisis de estos valores se resume para cada instrumento como sigue:

- El ADCP 3 da cuenta de que el aumento de la magnitud del caudal medio del río provoca un aumento en las capas superficiales, pero disminuye en el fondo, lo cual implica en una mayor pérdida en la M_2 en superficie que en el fondo, coincidiendo con los datos registrados en terreno. Sin embargo esta pérdida superficial no se debe a la fricción ya que aunque el gráfico muestra una generación de M_4 y M_6 , estos en la realidad no tienen mucha presencia en la superficie, sino más bien en el fondo. Esta pérdida de momentum de M_2 se asocia a una supresión de las corrientes de marea debido a un mayor momentum proveniente del río.
- El ADCP 4 da cuenta de que el aumento de caudal provocaría una disipación del componente M_6 , mientras que para M_4 debería existir una marcada presencia. Sin embargo las mediciones de terreno solo registran bajas magnitudes de la M_2 , por lo cual se producen amplitudes muy pequeñas de M_4 y M_6 , las que se confunden con el ruido del instrumento, por lo cual no hay datos claros sobre estos resultados.
- EL ADCP 5 presenta un valor medio de corriente muchísimo mayor, por lo que los puntos son desplazados a la derecha, a una sección no visible del gráfico actual. En términos generales, la presencia de una corriente media alta (U_0) en comparación a la amplitud del componente $M_2(U_1)$, producen valores de a_1 muy grandes, lo cual indica que el M_2 se ha disipado lo suficiente como para llegar sin la suficiente energía como para generar armónicos de alta frecuencia distinguibles con el instrumento.

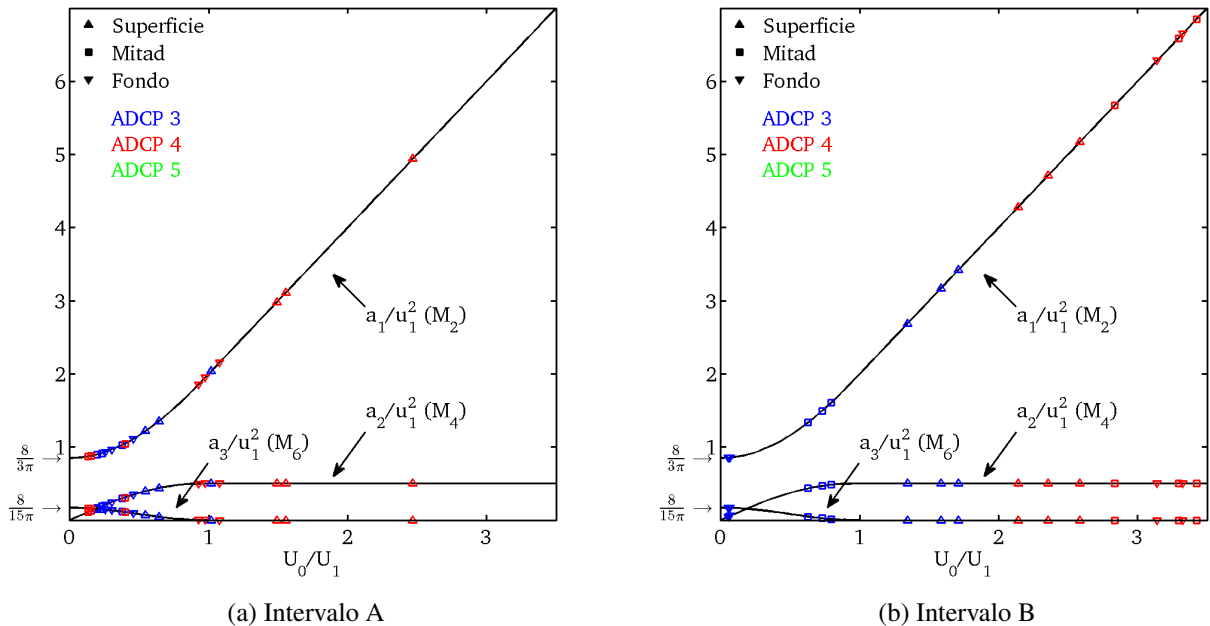


Figura 51: Efecto del río sobre los términos de la descomposición de Fourier de la componente cuadrática friccional $u|u|$.

Algunos datos de terreno no son del todo claros, en especial el ADCP 4, por lo tanto ante la necesidad de responder el efecto del río sobre estos componentes energéticos, se analizará en el acápite 5.8 mediante simulaciones numéricas el efecto que tiene el río sobre estas modulaciones, como también el responder el por qué disminuyó notoriamente el armónico principal M_2 el día 09 de Junio de 2011.

5.6. Análisis longitudinal de la salinidad

Realizado el análisis armónico de mareas y corrientes, se conoce que el estuario posee corrientes con una marcada inducción de la marea. Sin embargo otro punto importante es ver las corrientes de densidad producidas en la boca del estuario, y cómo estas avanzan al interior del estuario por medio de las corrientes que desplazan y difunden la salinidad hacia aguas arriba. La información obtenida con las sondas CTD es de utilidad para vislumbrar el comportamiento de los gradientes de densidad provocados por la interacción entre el agua salada y el agua dulce. Esto sirve para establecer la clasificación del estuario en base a su estructura salina, como también para determinar el coeficiente de dispersión longitudinal de salinidad del estuario.

5.6.1. Estimación del coeficiente de dispersión con los datos de salinidad

Utilizando la ecuación (51) se estima el coeficiente de dispersión del estuario. Al efectuar una regresión exponencial de la información, como se ve en la Figura 52, se estima el valor de B . Para el valor de $U(x)$ se toma como representativa la velocidad media de cada ADCP, luego se obtienen tres $K(t)$ según cada instrumento. La Tabla 24 da cuenta de los resultados, mostrando la media de los intervalos de tiempo, donde existe un cambio en la velocidad media producto del aumento de caudal del día 09 de Junio de 2011. Se observa que los resultados del ADCP 3 y 5 se asemejan bastante, mientras que el ADCP 4 presenta una magnitud mucho menor, producto de que las corrientes medidas en ese lugar son mucho menores, por lo cual es descartado dentro del análisis.

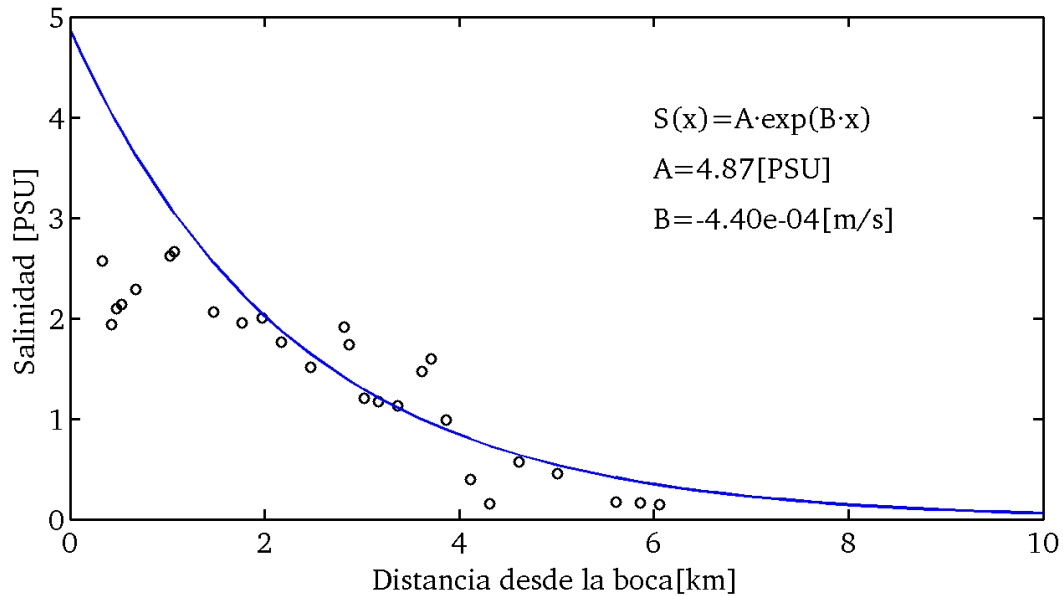


Figura 52: Regresión exponencial de las mediciones en terreno.

Tabla 24: Coeficiente de dispersión K según el gradiente de salinidad y corrientes medidas en terreno. Los valores están en $[m^2/s]$.

| <i>ADCP</i> | <i>Todo el periodo</i> | <i>Intervalo A</i> | <i>Intervalo B</i> |
|-----------------|------------------------|--------------------|--------------------|
| 3 | 422 | 394 | 475 |
| 4 | 232 | 148 | 355 |
| 5 | 563 | 386 | 794 |
| <i>Promedio</i> | 406 | 309 | 542 |

5.6.2. Estimación del coeficiente de dispersión con fórmulas empíricas

Se utilizan las ecuaciones (52) y (56), con el objetivo de contrastar ambas fórmulas y analizar su aplicabilidad. Cabe mencionar que como la velocidad media del río cambia el día 09 de Junio de 2011, se utiliza la velocidad media asociada a cada intervalo. Dentro del cálculo de la velocidad friccional u_* , se observó que para valores de $n = 0.050$ el resultado con la ecuación (54) se asemeja bastante al estimado con la ecuación (53), por lo cual se promedian los resultados de cada set de datos. Para el caudal Q se utiliza el caudal medio de toda la serie de tiempo. Para la estimación de \bar{u} se calcula la media de todas las áreas A_c , calculadas en el acápite 5.1.1. Para la estimación del tiempo T_c necesario para la estimación del coeficiente afecto a los efectos de marea, se usa un valor para el coeficiente $\epsilon_t = 0.2 \cdot hu_*$, valor correspondiente a canales uniformes (Fischer, 1979). La Tabla 25 presenta los resultados del cálculo para las ecuaciones (52) y (56).

Los resultados obtenidos con la ecuación (56) distan mucho de la realidad, siendo del orden de 10^{-2} a $10^{-1} [m^2/s]$, mucho menor que el observado. Sin embargo, la ecuación (52) se asemejan de forma apreciable a los datos observados ($\pm 50\%$ valor medido). Esto da cuenta que el valor de T_c

no es el correcto. Esto concuerda con que el uso de esta teoría sólo aplica si el tiempo inicial de descarga es menor que la escala de mezcla transversal (Monismith, 2010).

Tabla 25: Estimación del coeficiente de dispersión con fórmulas empíricas.

| $K[m^2/s]$ | Terreno | Intervalo A | Intervalo B |
|-------------|---------|-------------|-------------|
| Ecuación 52 | 373 | 262 | 520 |
| Ecuación 56 | 0.05 | 0.02 | 0.14 |

5.7. Simulación numérica

Con el objetivo de dilucidar el real efecto del caudal del río sobre los armónicos de alta frecuencia, como también contrastar los resultados del coeficiente de dispersión salina con los datos de terreno. Se utilizaron los datos de la primera campaña, puesto que se tiene una mejor caracterización para estas condiciones.

5.7.1. Modelo numérico empleado

Para la utilización del modelo se genera una grilla no estructurada, con un refinamiento en la zona de estudio. El espaciamiento mínimo y máximo entre vértices es de 15 y 3065[m] respectivamente. Para el espaciamiento vertical del modelo se utiliza un engrillado del tipo sigma con 6 capas en total, con una distribución uniforme. La Figura 53 muestra la grilla empleada en la horizontal. La discretización temporal utilizada corresponde a un tiempo externo $\Delta t_e = 1.25 s$, mientras que el tiempo interno $\Delta t_i = 0.5 s$; la explicación de estos dos valores se encuentra en la sección 2.9. Para la calibración del modelo se utiliza el coeficiente de rugosidad de Manning, el cual es constante en todo el espacio. En primer lugar se calcula un coeficiente de rugosidad según los resultados del análisis granulométrico (ver Tabla 10) y utilizando las fórmulas de la Tabla (3) se estiman valores para la zona costera y ribereña. La Tabla 26 da cuenta de los resultados del cálculo de n .

Tabla 26: Coeficiente de rugosidad de Manning estimado con fórmulas empíricas, valores en $s \cdot m^{-1/3}$.

| Fórmula | Costero | Río |
|----------------------------------------|---------|-------|
| Garde & Raju (1978), Subramanya (1982) | 0.026 | 0.012 |
| Meyer-Peter-Muller (1948) | 0.024 | 0.011 |
| Bray (1979) | 0.028 | 0.014 |
| Promedio | 0.026 | 0.012 |

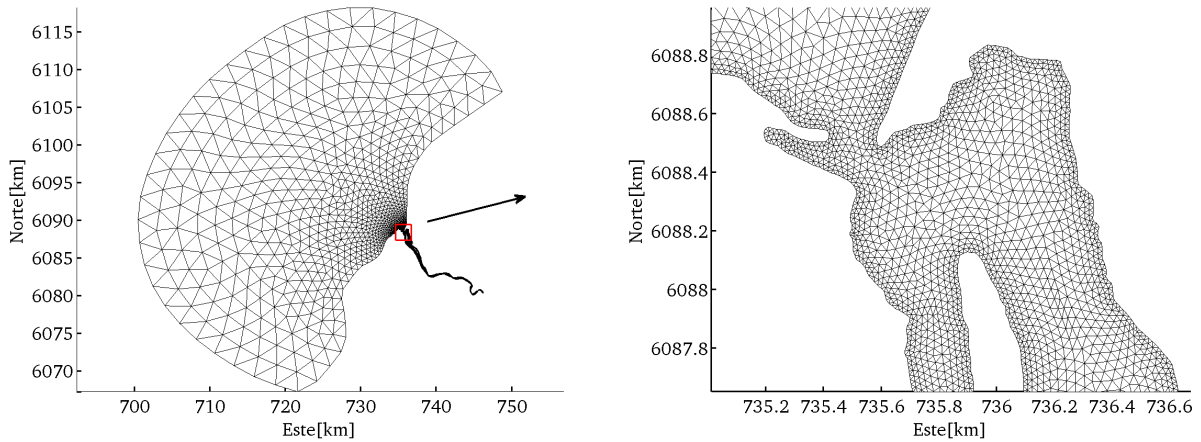


Figura 53: Configuración de la grilla empleada en la simulación.

Se utiliza como forzantes sólo la marea y el caudal, mientras que las variables meteorológicas son descartadas pues se observa que no alteran las corrientes simuladas en superficie del modelo de manera significativa. Además al incluir el nivel real de superficie libre como forzante, los efectos atmosféricos de la presión sobre el nivel están siendo agregados implícitamente. La Figura 54 muestra los sectores en donde se ingresaron las condiciones de borde.

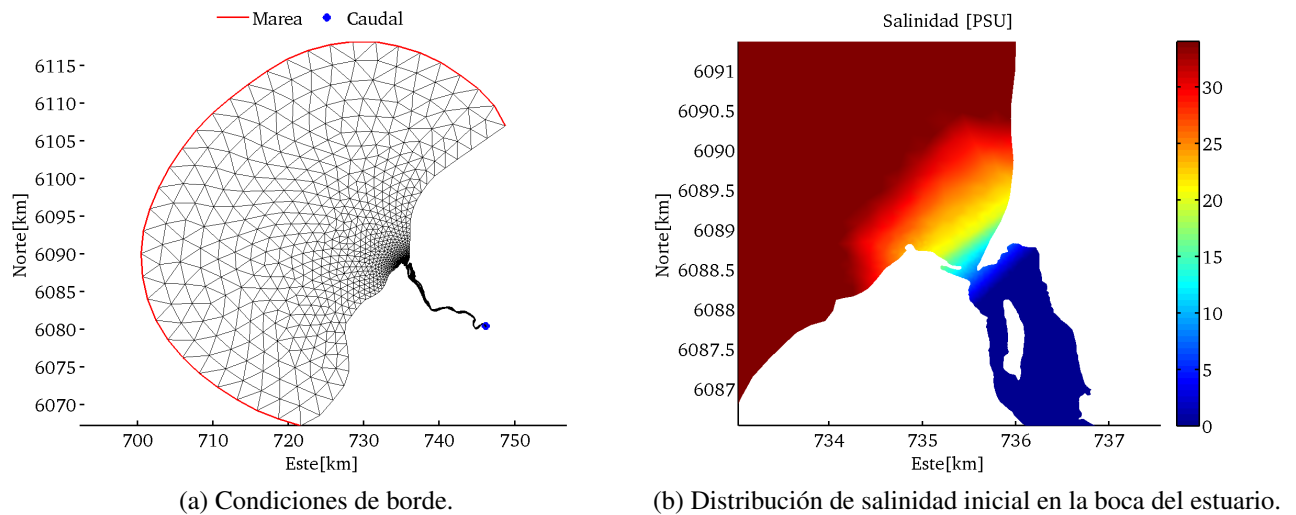


Figura 54: Condiciones de borde e iniciales del modelo.

Para las condiciones iniciales del modelo, se utiliza un gradiente de salinidad similar al obtenido en terreno, con un valor de 5 *PSU* cerca de la boca del estuario y de 34 *PSU* el borde oceánico del modelo (Antonov et al., 2010), constante en profundidad. La distribución salina (ver Figura 54) se estima mediante prueba y error del modelo, determinando cuál distribución inicial producía mejores resultados al inicio del aclimatamiento de la simulación. Para evitar fuertes gradientes de corrientes internas al inicio se emplea una distribución constante de salinidad en profundidad. Para la temperatura inicial se utilizan los datos CTD medidos en terreno, donde se utiliza una temperatura de 14.22 °C en todo el sistema. La temperatura y salinidad de entrada por medio

del caudal de río 12.3 °C y 0 PSU respectivamente, donde la temperatura utilizada corresponde al promedio del registro CTD ubicado aguas arriba, siendo constante durante toda la simulación, suponiendo que la variación intradiaria (efecto día y noche) no es relevante. En relación al tiempo de la simulación, la Tabla 27 presenta los tiempos de la configuración de ésta.

Tabla 27: Configuración de tiempo de simulación.

| Tiempo | Valor |
|------------------|-------------------------|
| $t_{aclimataje}$ | 30 – May – 2011 09 : 40 |
| t_{inicio} | 02 – Jun – 2011 09 : 40 |
| t_{final} | 17 – Jun – 2011 09 : 40 |
| tiempo a modelar | 15 días |

5.7.2. Análisis de sensibilidad

El modelo es calibrado principalmente con el coeficiente de Manning con el objetivo de aproximar la superficie libre y velocidades medidas en terreno con las simuladas. Adicionalmente se busca qué distribución salina en la horizontal mejoraba los resultados, como también se considera la incorporación de las islas dentro del estuario como celdas secas, no afectando significativamente los resultados. No obstante a lo anterior, solo se presenta el análisis de sensibilidad sobre el coeficiente de rugosidad n . Para la comparación de datos observados con los simulados se utilizan las ecuaciones (65) y (66) para estimar el índice de desempeño d y error cuadrático medio $RMSE$. Se observa que para la superficie libre no existen diferencias, por lo cual solo se muestran los resultados de las corrientes. Se inicia la calibración con un $n = 0.025 s \cdot m^{-1/3}$, y se fue variando cada $0.005 s \cdot m^{-1/3}$, determinando que para $n = 0.050 s \cdot m^{-1/3}$ se obtienen mejores resultados para d , a excepción del ADCP 5 dirección norte. La Tablas 28 y 29 muestra los valores de d y $RMSE$ respectivamente de las velocidades simuladas. El $RMSE$ se encuentran valores similares para los tres valores de n , por lo cual se escoge el valor para $n = 0.050$, sacrificando desempeño en el ADCP 5, pero mejorando en el ADCP 3 y 4.

Tabla 28: Índices de desempeño de las corrientes simuladas, según distintos coeficientes de rugosidad de Manning.

| Instrumento | ADCP 3 | | ADCP 4 | | ADCP 5 | |
|------------------------|-------------|--------------|-------------|--------------|-------------|--------------|
| | <i>Este</i> | <i>Norte</i> | <i>Este</i> | <i>Norte</i> | <i>Este</i> | <i>Norte</i> |
| $n [s \cdot m^{-1/3}]$ | | | | | | |
| 0.0125 | 0.88 | 0.53 | 0.55 | 0.67 | 0.78 | 0.97 |
| 0.025 | 0.89 | 0.53 | 0.53 | 0.69 | 0.80 | 0.96 |
| 0.05 | 0.90 | 0.58 | 0.55 | 0.70 | 0.80 | 0.95 |

Tabla 29: Errores cuadráticos medios de las corrientes simuladas, según distintos coeficientes de rugosidad de Manning.

| Instrumento | ADCP 3 | | ADCP 4 | | ADCP 5 | |
|------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| $n [s \cdot m^{-1/3}]$ | Este | Norte | Este | Norte | Este | Norte |
| 0.0125 | 0.10 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.04 | 0.04 |
| 0.025 | 0.10 | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.04 | 0.04 |
| 0.05 | 0.10 | 0.07 | 0.10 | 0.09 | 0.04 | 0.05 |

5.7.3. Resultados de la calibración

Finalmente con el modelo calibrado se presentan los resultados de los datos simulados con los observados. La Figura 55 da cuenta de la superficie libre simulada con la observada, y los valores de d y $RMSE$ se presentan en la Figura 56. Se observa una adecuada aproximación a los datos reales, sin embargo el valor de $RMSE$ es un poco alto respecto a los sensores de profundidad de los ADCP, lo cual se debe a que estos valores no son del todo precisos en comparación a los propios mareógrafos, es por ello que en la Figura 55 no se han mostrado, tomando como validez solo los otros instrumentos.

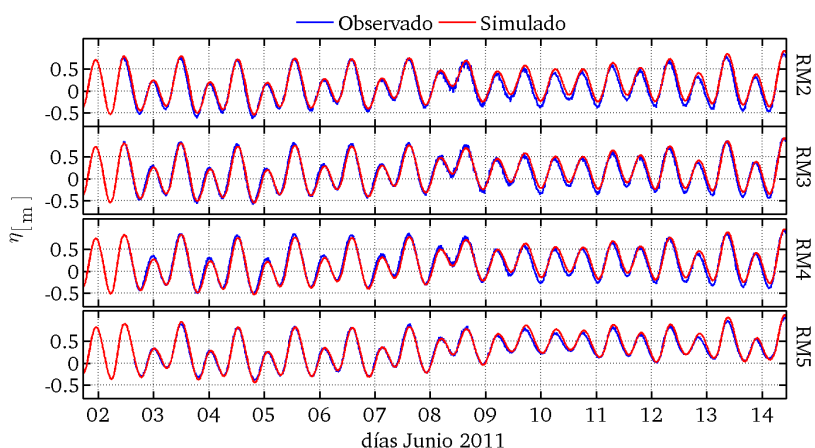


Figura 55: Comparación de superficie libre, simulación y mediciones de terreno.

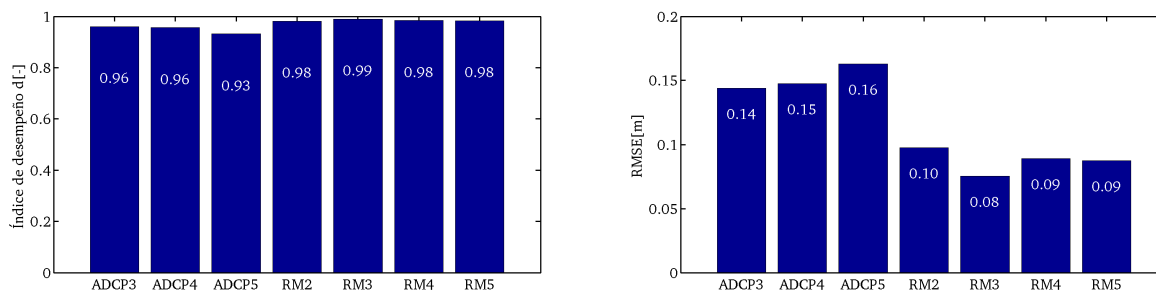


Figura 56: Índice de desempeño d y error cuadrático medio $RMSE$ de la simulación de la superficie libre.

Las Figuras 57, 58 y 59 muestran una comparación de los datos de simulación y los de terreno para las corrientes de los ADCP 3, 4 y 5 respectivamente.

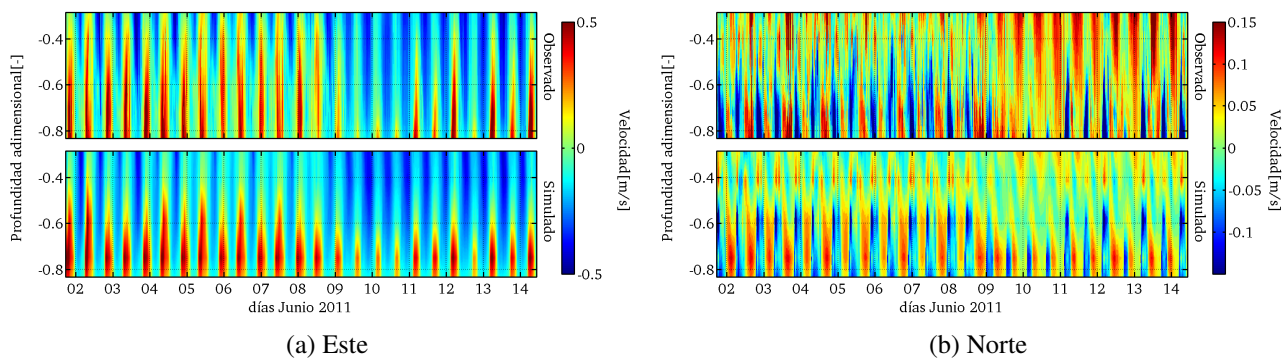


Figura 57: Comparación de corrientes entre datos observados y simulados, ADCP 3.

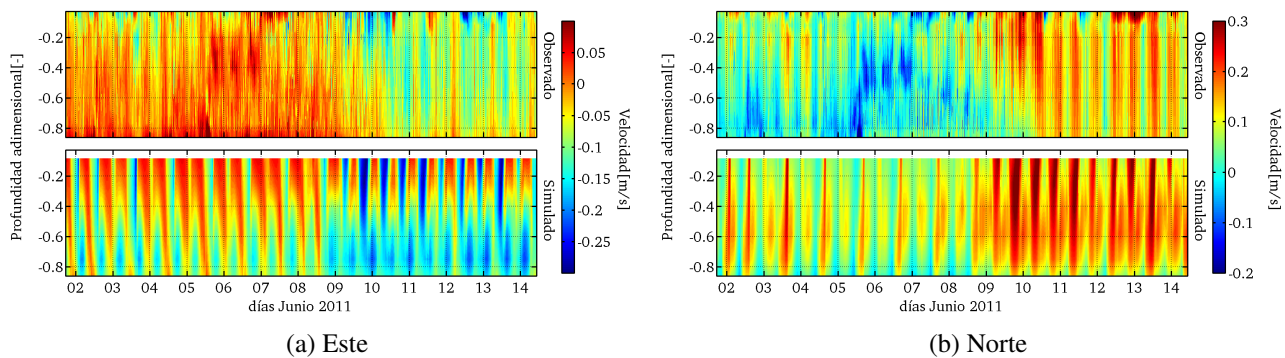


Figura 58: Comparación de corrientes entre datos observados y simulados, ADCP 4.

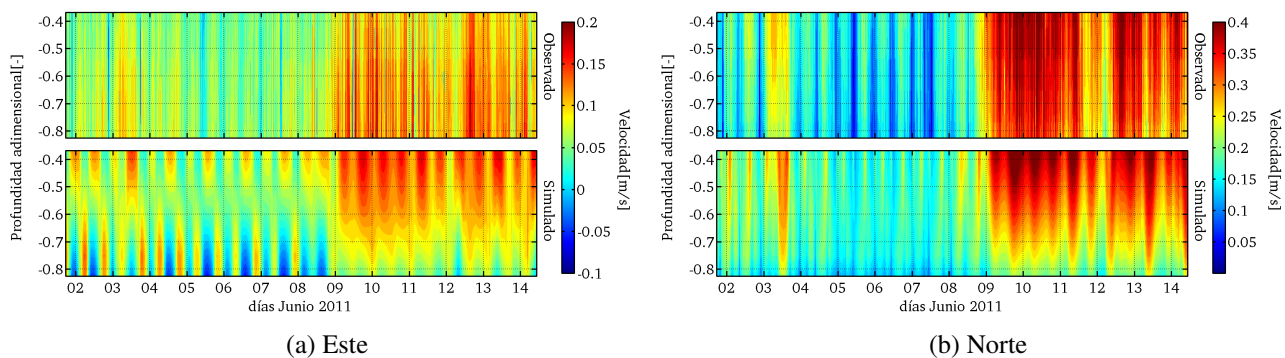
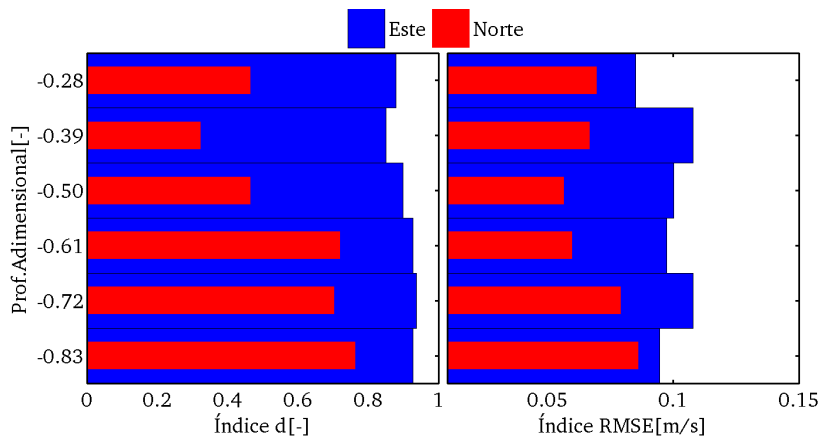
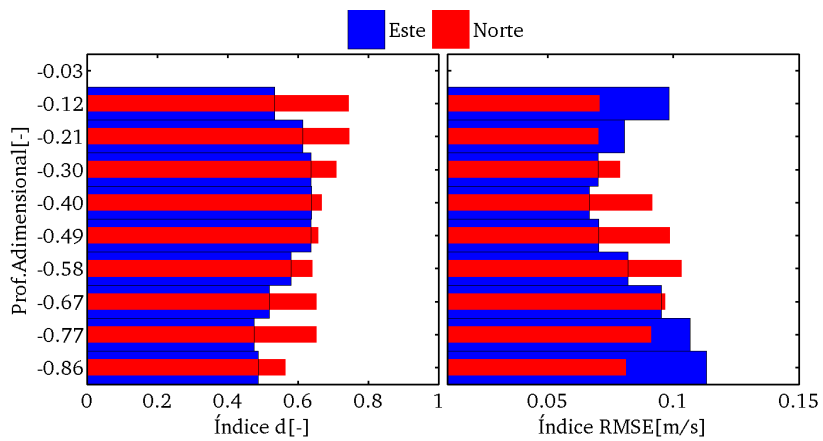


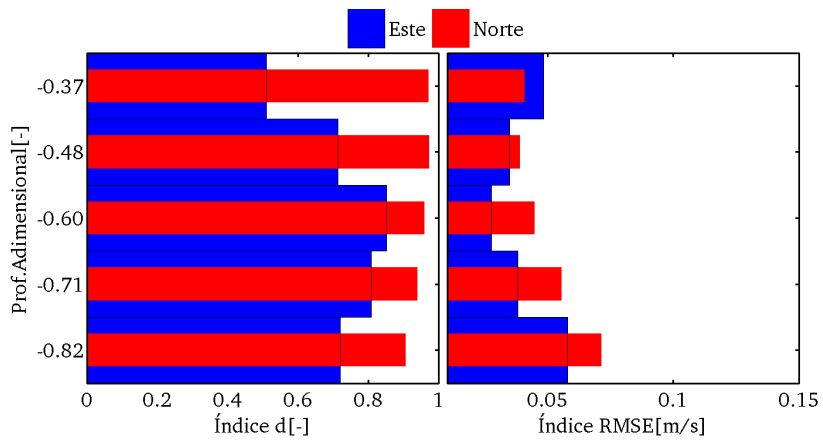
Figura 59: Comparación de corrientes entre datos observados y simulados, ADCP 5.



(a) ADCP 3



(b) ADCP 4



(c) ADCP 5

Figura 60: Índice de desempeño d y error cuadrático medio $RMSE$ de las velocidades simuladas.

De las corrientes anteriores se calcula d y $RMSE$ según cada capa medida en terreno. La Figura 60 muestra estos resultados en profundidad. De estos valores se deduce que el modelo no logra representar satisfactoriamente las corrientes perpendiculares al río, en donde se logran bajos valores de d en el ADCP 3 Norte, ADCP 4 Este y ADCP 5 Este. Esto se atribuye en parte a que el modelo

no está logrando representar corrientes con baja amplitud ($< 0.1 [m/s]$), donde faltaría caracterizar mejor el dominio y refinamiento de la grilla para obtener mejores valores. Cabe destacar además que se encontró que bajo coeficientes de Manning altos, el ADCP 3 mejoraba sustancialmente sus resultados, pero el ADCP 5 empeoraba aún más. Esto indica que la fricción de fondo no es uniforme en todo el lecho, siendo importante las diferencias entre un sector y otro. Sin embargo el modelo utiliza sólo un coeficiente de fricción de Manning constante en todo el espacio, una restricción importante en la simulación.

Con el propósito de observar de manera más simple la calibración, se toman 3 estratos de cada ADCP y se comparan con las simulaciones. Las Figuras 61, 62 y 63 da cuenta de esta comparación.

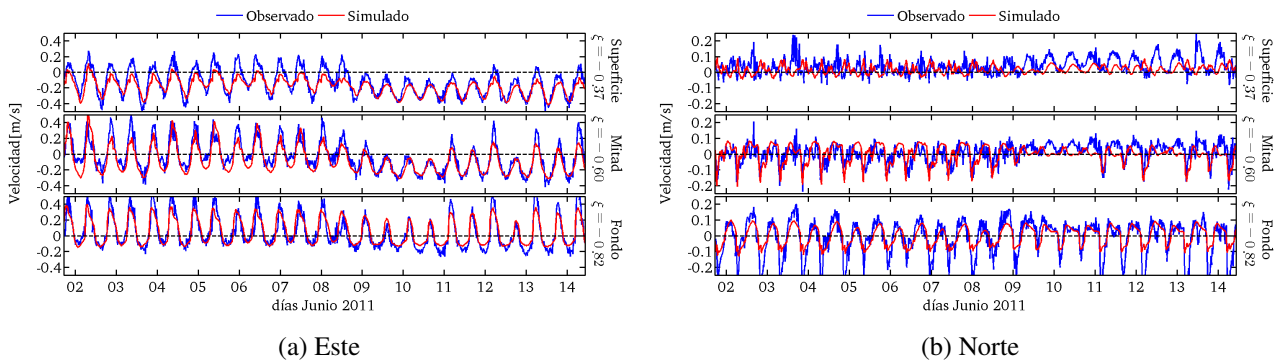


Figura 61: Comparación de estratos, ADCP 3.

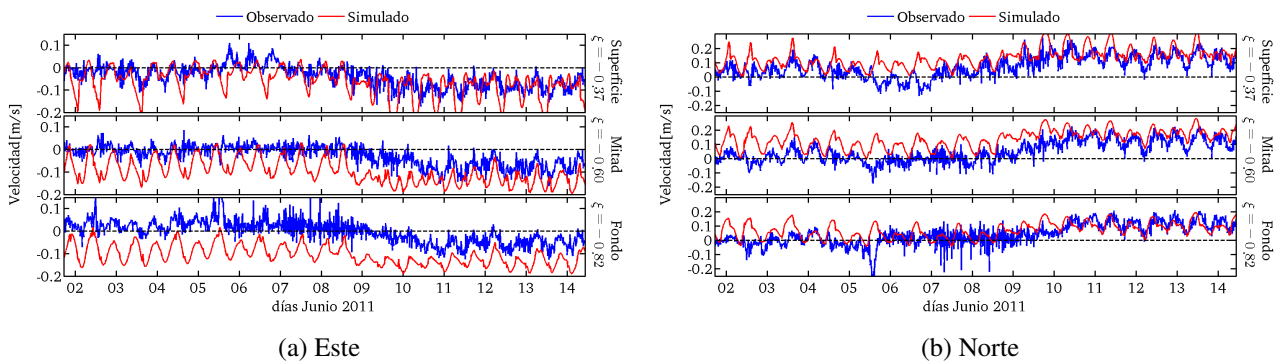


Figura 62: Comparación de estratos, ADCP 4.

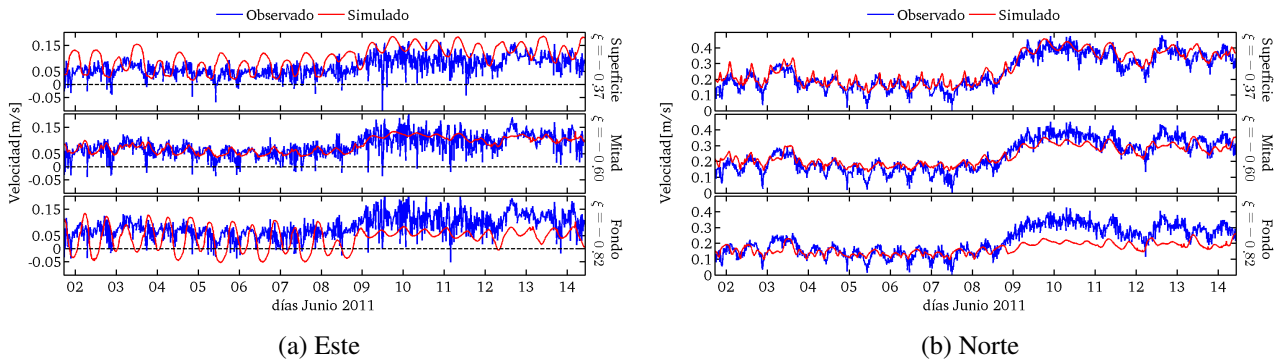


Figura 63: Comparación de estratos, ADCP 5.

De lo anterior se desprende lo siguiente:

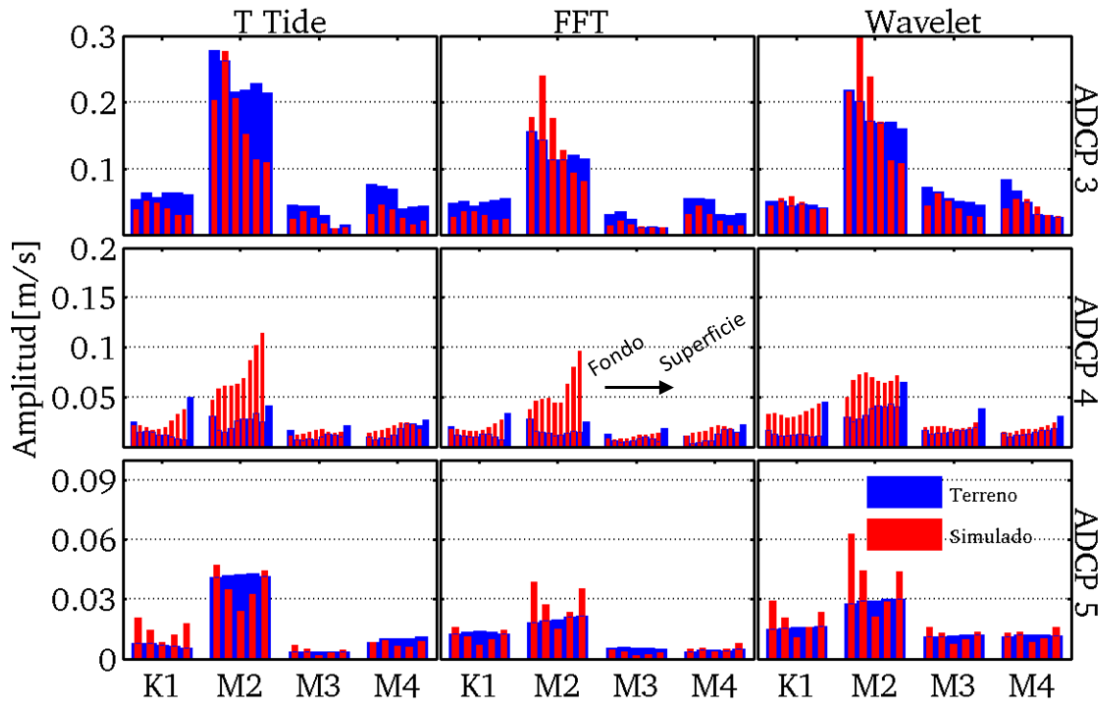
El ADCP 3 (Figura 61) queda bien representado en la dirección Este, donde cabe mencionar que esta es la dirección dominante del flujo (Thalweg). La dirección Norte queda parcialmente representada, donde en profundidad no se logra representar adecuadamente los periodos de vaciante.

Las mediciones en terreno del ADCP 4 (Figura 62) han presentado problemas en su interpretación, donde presuntamente este instrumento ha sido instalado en un lugar con corrientes muy bajas, lo que da a entender de que la ubicación no ha sido la adecuada. Es por ello que la magnitud media es prácticamente cero, a excepción de cuando ocurre el aumento de caudal el día 09 de Junio. Luego no se puede saber a ciencia cierta si la simulación arrojó buenos resultados en este lugar.

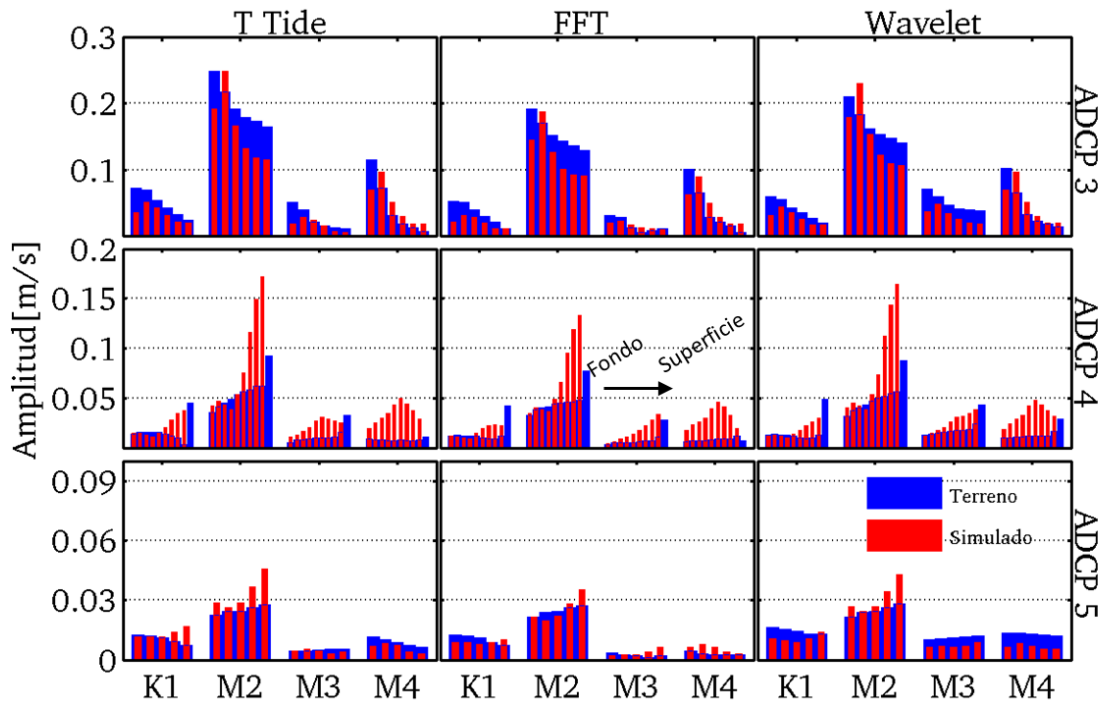
Con el último instrumento aguas arriba, la orientación predominante del ADCP 5 (ver Figura 63) es la Norte, en dirección del Thalweg, donde se observa un adecuado ajuste en superficie, empeorando en profundidad durante el aumento de caudal, esto puede deberse a un coeficiente de Manning excesivamente alto que frena el flujo de fondo.

Se ve entonces, que la hidrodinámica del estuario se encuentra bien representada en sus extremos, con cierto cuidado sobre el ADCP 4. Ahora bien, para contrastar los análisis de terreno respecto a los armónicos, se extraen de esta simulación los mismos constituyentes, los cuales se muestran en la Figura 64. Estos resultados guardan relación con el índice de desempeño, en donde el ADCP 3 y 5 poseen resultados comparables en la estimación de la amplitud de los armónicos. Adicional a las barras, se muestra la razón en superficie y fondo para los tres ADCP en las Tablas 30 y 31. En el Anexo 8.2.1 se muestran los resultados de todas las capas en cada ADCP. Esta información da una mejor impresión de la variación ante la presencia del aumento de caudal, donde es posible observar comportamientos diferentes en superficie pero casi idénticos en profundidad respecto a la M_2 sobre los tres ADCP. Para la M_3 la tendencia es prácticamente la misma a excepción del ADCP 5 en superficie, donde la simulación tiende a disminuir. Por último el M_4 presenta un comportamiento similar en el ADCP 3, pero en el ADCP 4 la simulación tiende a aumentar este constituyente en toda la vertical, contrario a los datos observados. En el ADCP 5 ocurre también un efecto inverso, donde hay un aumento pero en la simulación es un decrecimiento. A pesar de ello, los armónicos M_2 y M_3 tienen se encuentran bien representadas, en el caso de M_4 esto solo se logra ver en la boca del estuario. Esto puede deberse a que en la simulación los efectos friccionales hacia aguas arriba se

sobreestimaron, encontrando valores mayores en el ADCP 4 producto de la alta fricción de fondo, mientras que el ADCP 5 no se observa una resonancia apreciable, provocando que el río disipe el frente de corrientes inducido por la marea.



(a) Intervalo A



(b) Intervalo B

Figura 64: Amplitud de los armónicos de corrientes de la simulación v/s observado.

Tabla 30: Razón B/A de amplitudes de la simulación.

| Armónico | M_2 | | M_3 | | M_4 | | |
|----------|-------|------------|-------|------------|-------|------------|-------|
| | ADCP | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo |
| 3 | | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 0.9 | 0.7 | 1.6 |
| 4 | | 2.3 | 0.9 | 1.6 | 0.6 | 1.3 | 1.3 |
| 5 | | 1.0 | 0.4 | 0.7 | 0.4 | 0.4 | 0.5 |

Tabla 31: Razón B/A de las mediciones en terreno.

| Armónico | M_2 | | M_3 | | M_4 | | |
|----------|-------|------------|-------|------------|-------|------------|-------|
| | ADCP | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo |
| 3 | | 0.8 | 0.9 | 0.7 | 0.9 | 0.4 | 1.5 |
| 4 | | 2.1 | 1.0 | 1.5 | 0.6 | 0.8 | 0.5 |
| 5 | | 0.8 | 0.6 | 1.0 | 0.9 | 1.0 | 1.4 |

5.8. Análisis de la influencia del río sobre los armónicos con simulaciones numéricas

Con el objetivo de responder a la interrogante de qué ocurre con los armónicos de marea, con especial atención al armónico M_2 , del cual surgen las modulaciones M_3 y M_4 , se efectúan las siguientes simulaciones numéricas con el modelo ya calibrado:

- Caso sin caudal: con el objetivo de observar si la disminución generalizada de los armónicos el día 09 de Junio es por la crecida o por la cuadratura.
- Caso M_2 : con el propósito de desagregar los efectos de los otros armónicos y así analizar de manera más limpia los armónicos de interés, se genera un forzante de marea sintético, de donde se extrae el constituyente principal M_2 para forzar el modelo con esta marea y luego analizar los armónicos someros generados. Notar que en este caso sí se considera el caudal del río.

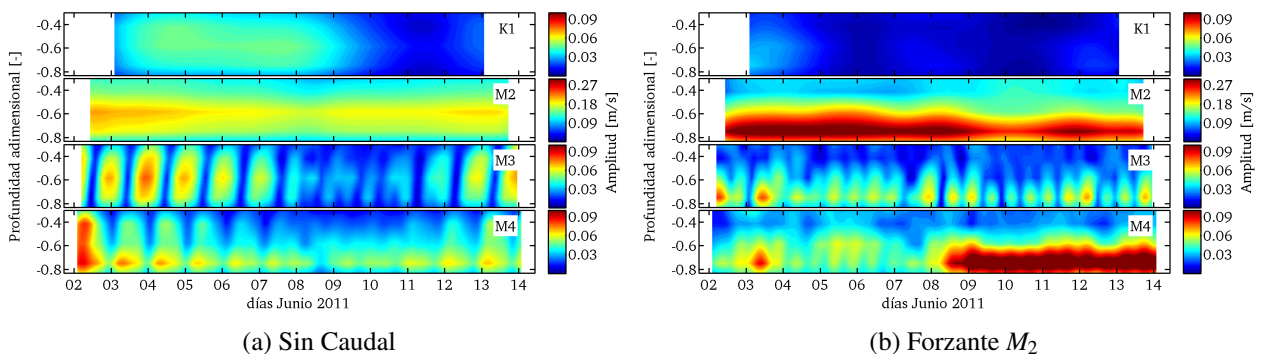


Figura 65: Amplitud de corrientes simuladas sobre ADCP 3, en ms^{-1} .

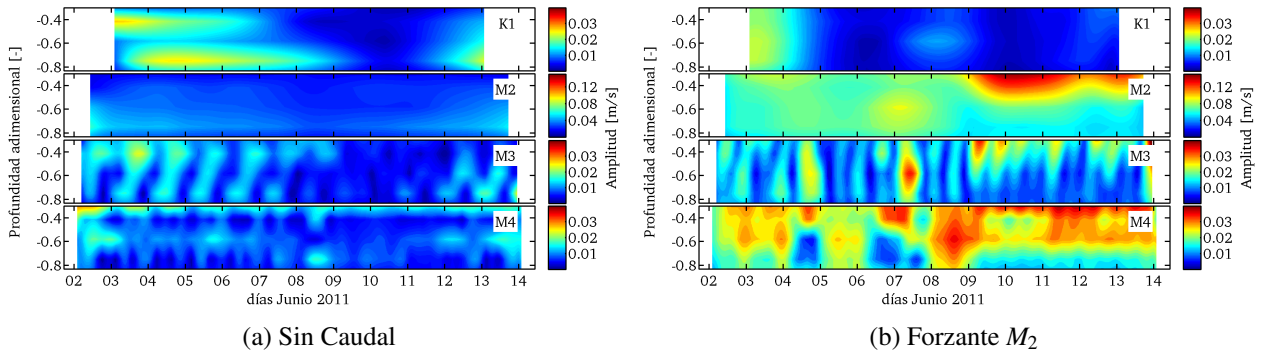


Figura 66: Amplitud de corrientes simuladas sobre ADCP 4, en ms^{-1} .

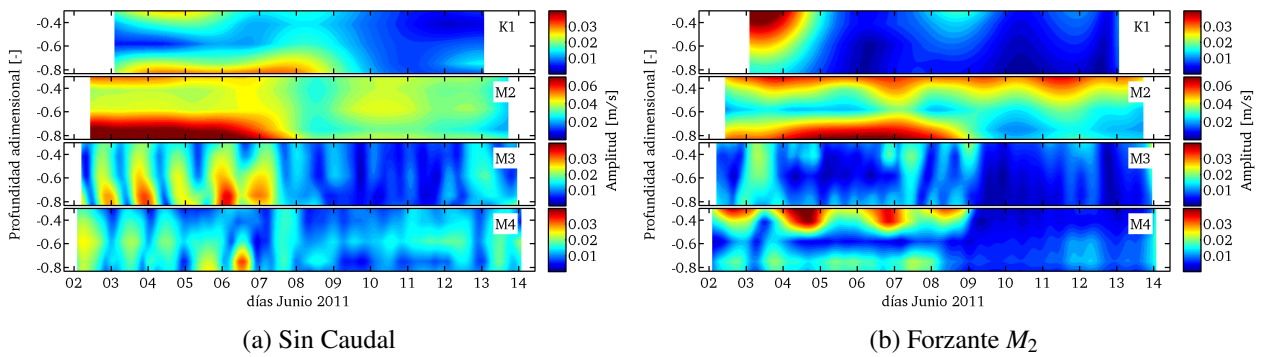


Figura 67: Amplitud de corrientes simuladas sobre ADCP 5, en ms^{-1} .

Las Figuras 65, 66 y 67 muestran la extracción de los armónicos de corrientes de cada simulación, donde se logra observar los constituyentes en profundidad y en el tiempo. Cabe mencionar que para el caso M_2 , se observa un incremento de K_1 al inicio de los datos, esto en realidad es falso y se debe al tiempo de aclimatación del modelo, que es interpretado en un pulso de 1 ciclo diario al inicio de la simulación, por lo cual no debe ser incluido en el análisis.

Las Tablas 32a y 32b dan cuenta de la media temporal de la razón entre intervalos B/A con el propósito de comparar numéricamente lo observado (En Anexo 8.2.2 y 8.2.3 se encuentra el cálculo de todas las capas). Resulta interesante notar que durante el periodo de cuadratura presente en la simulación sin caudal exista una disminución generalizada de todos los constituyentes, lo cual siendo característico del análisis de WT, este percibe los cambios como una disminución del pulso energético (ver Tabla 32a), no obstante a lo anterior el propósito de la utilización de este método sigue siendo justificar estas alteraciones. En el caso de la marea sintética M_2 se observa una disminución del componente principal en fondo en 0.9, pero una notoria interacción del río en la generación del armónico M_4 para el ADCP 3.

Tabla 32: Razón de cambio B/A de las simulaciones numéricas para los casos sin caudal y sintético M_2 .

(a) Caso sin caudal

| Armónico | M_2 | | M_3 | | M_4 | |
|----------|------------|-------|------------|-------|------------|-------|
| | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo |
| 3 | 0.9 | 0.9 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 0.9 |
| 4 | 0.8 | 0.9 | 0.7 | 0.6 | 0.7 | 1.0 |
| 5 | 0.8 | 0.5 | 0.6 | 0.4 | 1.0 | 0.7 |

(b) Caso M_2

| Armónico | M_2 | | M_3 | | M_4 | |
|----------|------------|-------|------------|-------|------------|-------|
| | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo | Superficie | Fondo |
| 3 | 1.1 | 0.9 | 1.0 | 0.9 | 0.9 | 1.7 |
| 4 | 1.8 | 1.0 | 1.8 | 0.8 | 1.9 | 0.7 |
| 5 | 1.0 | 0.4 | 0.7 | 0.4 | 0.2 | 0.5 |

De lo anterior se desprende lo siguiente:

- Para el ADCP 3 (ver Tabla 32a) se observa una acentuada disminución de todos los constituyentes durante el periodo del 08 al 12 de Junio de 2011 sobre el caso sin caudal, lo cual se debe a que el WT percibe una menor energía en todo el espectro de frecuencias (valores $B/A < 1.0$). En el caso de la simulación con un sintético M_2 , la boca presenta de forma clara corrientes de marea en profundidad debido a la baroclinicidad del sector, y el aumento del caudal precisamente provoca un efecto asimétrico, aumentando la vaciante y disminuyendo la llenante, en conjunto con una disminución del área de escurrimiento de las corrientes mareales, aumentando su flujo en profundidad y provocando mayores esfuerzos de fricción (en esencia generando M_4). Así, la simulación deja claro que la disminución generalizada de los armónicos se debe al efecto de la cuadratura, pero el río también aporta en una leve disminución de momentum M_2 en el lecho debido a los efectos friccionales de fondo, lo cual generaría un pulso de alta frecuencia M_4 . Esto concuerda satisfactoriamente con la descomposición de Fourier desarrollada por Parker (2007).
- El ADCP 4 (ver Tabla 32b) presenta un comportamiento similar entre el terreno y el caso sintético M_2 , con un aumento generalizado en superficie de 1.8, 1.8 y 1.9 en los constituyentes M_2 , M_3 y M_4 , sobreestimando lo que ocurre en terreno pero bajo una misma tendencia, lo que indica que este comportamiento es replicado en la simulación. Este fenómeno puede deberse a una marcada interacción entre la marea barotrópica y el río, donde en superficie las magnitudes de vaciado-llenado son mayores, contrario al ADCP 3 en donde las corrientes son en su mayoría baroclínicas, lo que induce a corrientes de mayor amplitud en el fondo, y por lo tanto no concuerdan con la teoría de Parker (2007) dado que estos armónicos de alta frecuencia no estarían siendo generados por el componente friccional, sino que estarían relacionados a las componentes no lineales advectivas (o inerciales) en la superficie del flujo.

Respecto al caso sin caudal, se ve una disminución generalizada de las frecuencias, análogo al ADCP 3.

- El ADCP 5 cuenta con menores magnitudes que los anteriores instrumentos, esto principalmente porque la onda de marea se ha disipado en su recorrido hacia aguas arriba. No obstante a lo anterior, el caso sintético M_2 muestra casi los mismos valores de variación que en terreno, indicando que el modelo ha representado bien este fenómeno. Comparando éste con el caso sin caudal, se observa una disminución generalizada de todos los armónicos, lo cual se debe a que principalmente no hay generación de pulsos de alta frecuencia aguas arriba dado que no existe el factor de río, y los efectos disipativos de todos los armónicos se deben exclusivamente al efecto de la cuadratura, con un efecto más acentuado en el fondo.

5.9. Análisis del coeficiente de dispersión con el modelo numérico

Utilizando el modelo numérico calibrado para las condiciones reales, es posible estimar nuevamente un coeficiente de dispersión y compararlo con el estimado según los datos de terreno de la primera campaña CTD efectuada el 04 de Junio de 2011. Para ello, se toma la información de salinidad del Thalweg en el modelo, justo en el periodo en el cual se extrajo la información de terreno y se efectúa una regresión exponencial, para luego extraer el coeficiente B (ver ecuación 51). Adicional a lo anterior, se estima el promedio de salinidad a lo largo del Thalweg en los intervalos antes y después del aumento de caudal del 09 de Junio de 2011, con el objetivo de contrastar resultados. La Figura 68 muestra el perfil longitudinal de salinidad de la simulación numérica el día 04 de Junio, como también el de los intervalos A y B. Resulta interesante observar una cuña salina bien formada al promediar el sistema en el tiempo, en donde durante el aumento de caudal esta es desplazada hacia aguas abajo.

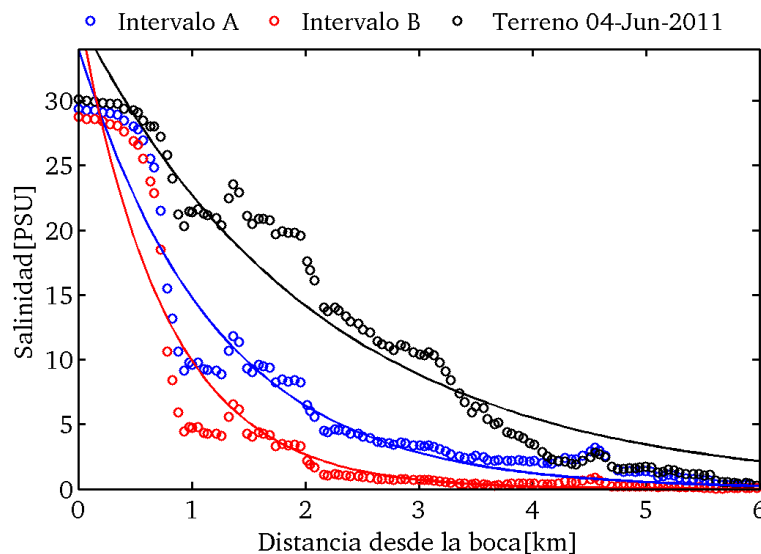


Figura 68: Perfiles longitudinales de salinidad, según la simulación numérica.

Ahora bien, para contrastar estos resultados con los cálculos efectuados en la sección 5.6.1, se utilizan las mismas velocidades de terreno y el coeficiente B del día 04 de Junio de la simulación. La

Tabla 33 muestra los resultados del cálculo. Comparando estos datos con los estimados de terreno, existe una diferencia $sim/obs = 0.93$, lo que indicaría que la simulación numérica ha representado de forma satisfactoria el gradiente longitudinal de salinidad en el tiempo de medición del terreno.

Tabla 33: Coeficiente de dispersión K según la simulación numérica, bajo el coeficiente B del día 04 de Junio de 2011. Los valores están en $[m^2/s]$.

| <i>ADCP</i> | <i>Todo el periodo</i> | <i>Intervalo A</i> | <i>Intervalo B</i> |
|-----------------|------------------------|--------------------|--------------------|
| 3 | 394 | 367 | 442 |
| 4 | 216 | 138 | 355 |
| 5 | 524 | 359 | 794 |
| <i>Promedio</i> | 378 | 288 | 530 |

Los cálculos realizados en el acápite 5.6.1 al igual que el anterior, suponen régimen permanente en el sistema, pero como se ha observado en la Figura 68, existe un cambio notorio para los intervalos A y B, por lo cual es necesario estimar nuevamente el coeficiente de dispersión considerando la variabilidad encontrada en el periodo estudiado. Utilizando el promedio de las corrientes en la longitudinal en ambos intervalos más las regresiones exponenciales estimadas en la Figura 68, se estiman nuevos coeficientes de dispersión. La Tabla 34 da cuenta del cálculo realizado, en donde se ve que los valores son menores a los estimados anteriormente, principalmente porque el coeficiente B de terreno es, aproximadamente, la mitad que el estimado en la simulación. Esto se debe a que se ha encontrado que el periodo de muestreo de los perfiles CTD en la campaña de terreno fue efectuada durante marea alta, como lo muestra la Figura 69. También es importante señalar que estos resultados son mucho menores que los estimados con las fórmulas empíricas, lo cual podría deberse a que en la realidad el estuario posee una boca mucho menor al ancho medio de todo el sistema, siendo este último valor el utilizado en el cálculo. Si se utiliza la media considerando una canalización del estuario, que puede resultar más adecuado dado a las islas que presenta al interior del cuerpo de agua, el ancho medio disminuye de 358.9 a 175.1 m, y con ello el valor del coeficiente de dispersión mediante ecuaciones empíricas resulta de $114 m^2/s$ y $226 m^2/s$ para los intervalos de tiempo A y B respectivamente. Finalmente, el coeficiente de dispersión K queda acotado entre los 100 y $200 m^2/s$, según todas las estimaciones realizadas.

Tabla 34: Coeficiente de dispersión K según la simulación numérica, bajo los coeficientes B de cada intervalo. Los valores están en $[m^2/s]$.

| <i>Todo el periodo</i> | <i>Intervalo A</i> | <i>Intervalo B</i> | <i>Terreno</i> |
|------------------------|--------------------|--------------------|----------------|
| 180 | 180 | 158 | 107 |

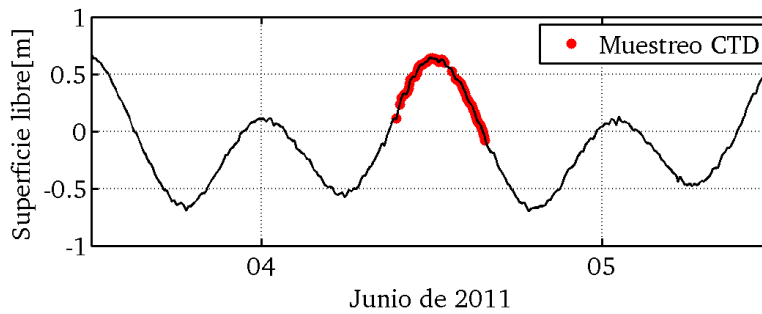
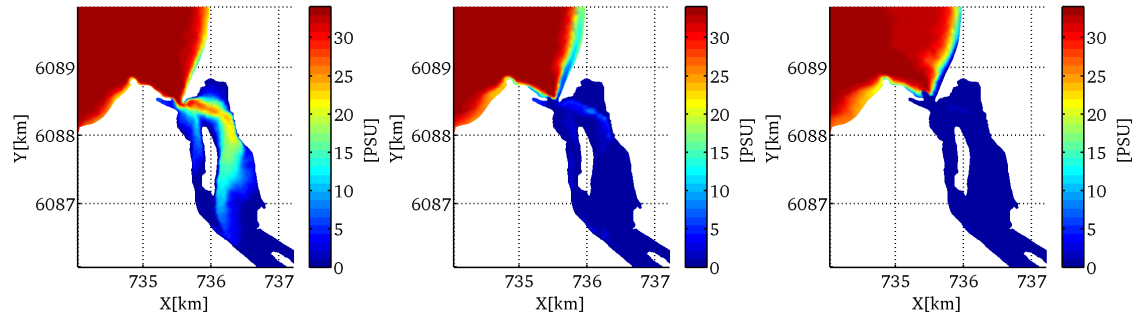
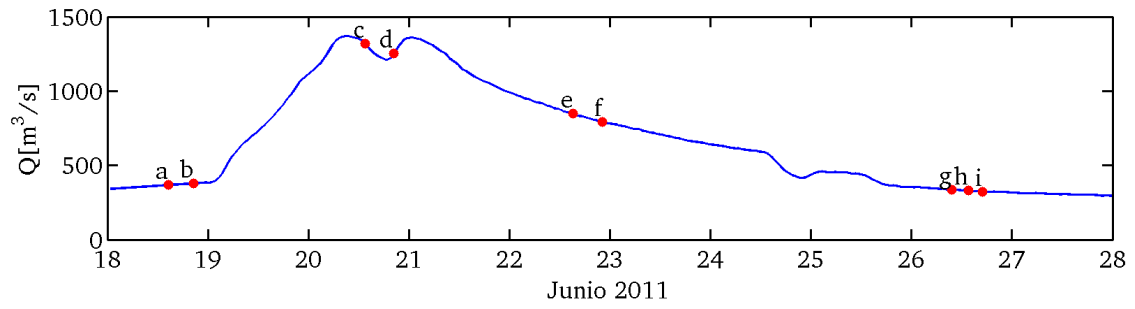


Figura 69: Muestreo CTD en primera campaña de terreno.

5.10. Análisis del evento de crecida del 21 al 25 de Junio de 2011 con el modelo numérico

En el acápite 4.5 se encuentra que los datos de salinidad en la segunda campaña de terreno aparentemente no fueron satisfactorios, puesto que se midió prácticamente agua dulce a lo largo de los 16 km del estuario. Como hipótesis se tiene que el aumento significativo del caudal del río durante ese periodo genera un desplazamiento de la cuña salina, advectando la totalidad de la sal hacia el mar. Mediante simulaciones numéricas se recrea este evento de crecida y se observa como evoluciona el perfil longitudinal de salinidad en el estuario. La Figura 70 da cuenta de cómo la cuña salina fue desplazada hacia el mar, para distintas condiciones de marea en distintos puntos temporales de la crecida.

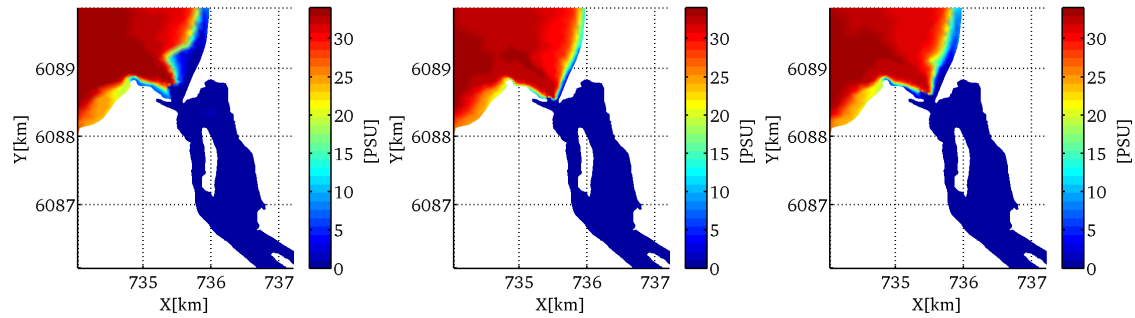
De lo anterior es posible extraer el perfil longitudinal de salinidad, promediado en la vertical. La Figura 71 muestra la evolución del perfil de salinidad en el tiempo, a medida que el caudal va disminuyendo su magnitud, donde se observa mucho mejor cómo el caudal del río anula por completo el avance de la salinidad, generando una cuña muy bien formada en el primer tramo del estuario, donde luego del 24 de Junio del 2011 comienza a entrar sal hacia el estuario. Lo anterior confirma en parte los datos de terreno para la segunda campaña CTD, sin embargo en la simulación se observan valores mayores de salinidad, puesto que al comparar los valores promediados transversal y verticalmente, las magnitudes a lo más alcanzan entre 0.1 a 0.2 PSU en las mediciones del segundo terreno. Para analizar más en detalle esta diferencia, se observan los perfiles medidos y simulados puntualmente, donde la Figura 72 da cuenta de que la cuña salina estaría entrando pero mucho más localizada que lo que produce la simulación. Esto se ve en la Figura 72b que permite ver que la salinidad efectivamente alcanza a llegar hasta valores similares a los simulados, donde este registro de sal puede deberse a salinidad atrapada en profundidad, ya que la medición N°84 se encuentra justo en una profundización localizada del lecho.



(a) Primera Pleamar

(b) Primera Bajamar

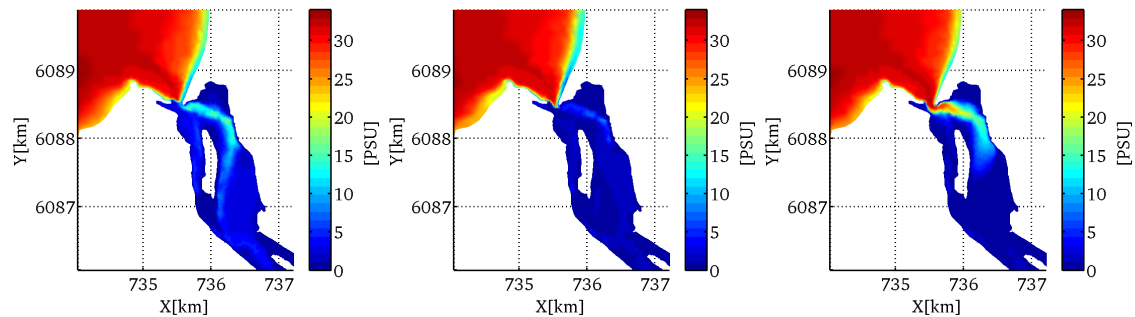
(c) Segunda Pleamar



(d) Segunda Bajamar

(e) Tercera Pleamar

(f) Tercera Bajamar

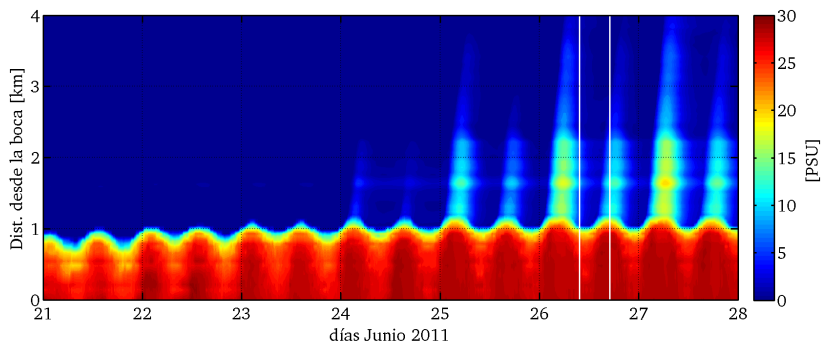


(g) Primer muestreo CTD

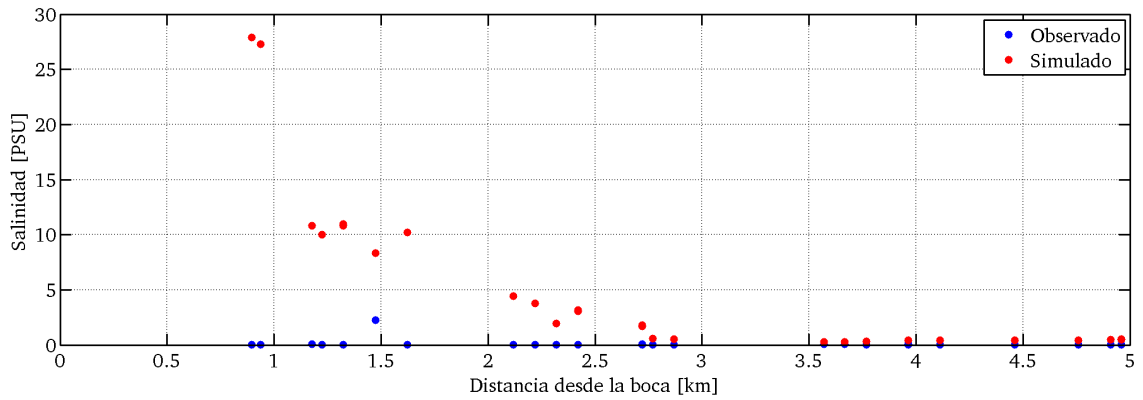
(h) Muestro intermedio CTD

(i) Último muestreo CTD

Figura 70: Evolución de la cuña salina durante la simulación de la crecida.



(a) Evolución temporal y localización de las mediciones en terreno. La Franja blanca enmarca el periodo de muestreo del CTD.



(b) Perfil longitudinal de salinidad promediado transversal y verticalmente.

Figura 71: Comparación de muestreo CTD el 26 de Junio de 2011 con las simulaciones.

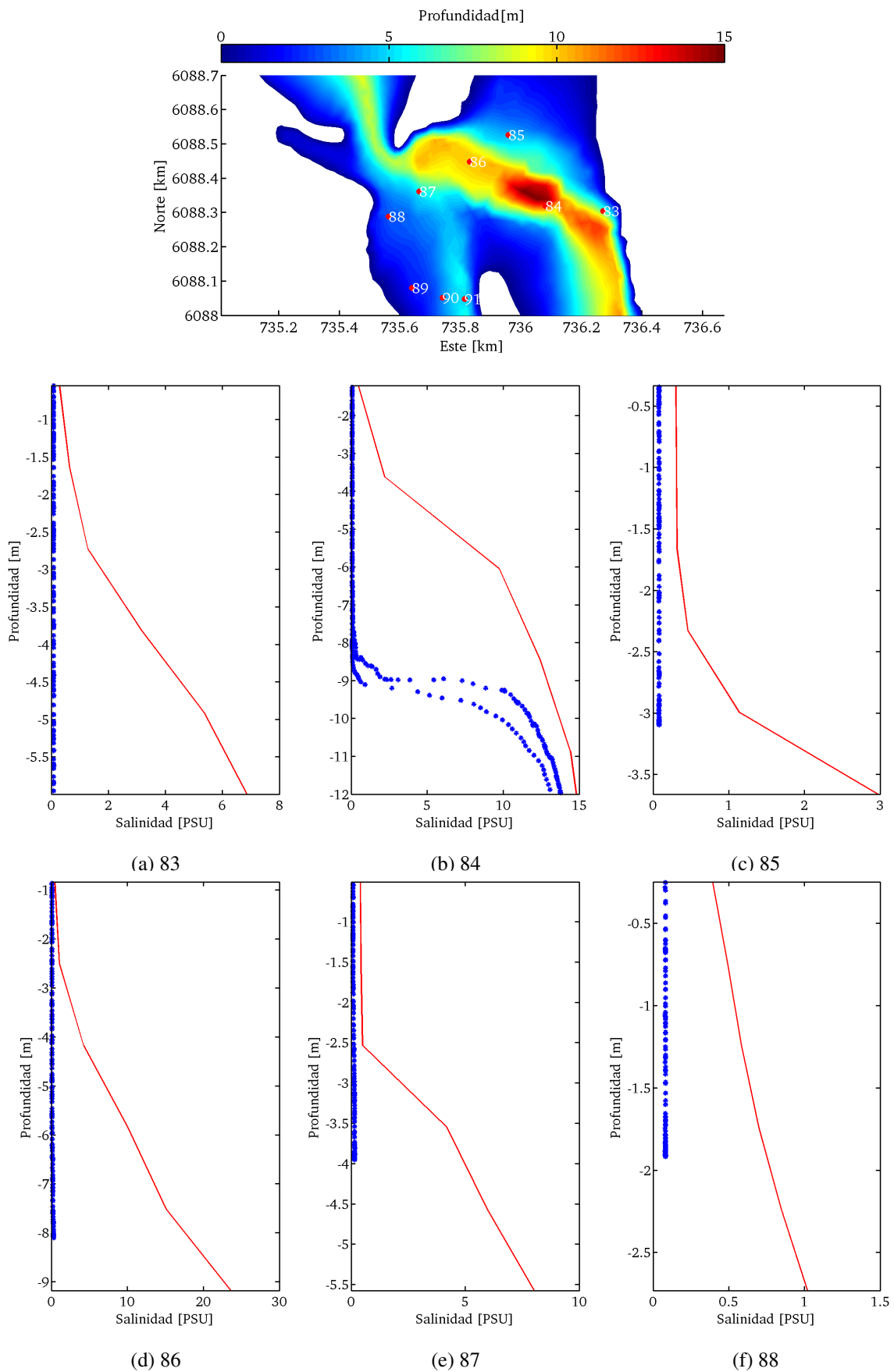


Figura 72: Perfiles verticales de salinidad. Puntos azules son los datos observados y la línea roja corresponde a la simulación.

6. Capítulo 6: Discusión y Conclusiones

6.1. Discusión

Las mediciones de campo realizadas por el INH en el mes de Junio del 2011 han permitido generar estudios iniciales en la hidrodinámica del estuario del río Maule, logrando caracterizar la hidrodinámica del sistema bajo distintos puntos abordados en este trabajo. Utilizando esta información se ha logrado identificar el comportamiento del estuario durante este periodo. Luego se confeccionó un modelo numérico con el objetivo de observar la evolución temporal y espacial de las corrientes, como también ver el comportamiento de la cuña salina y su avance hacia aguas arriba del estuario por medio del gradiente de salinidad, y así estimar un coeficiente de dispersión característico del cuerpo de agua. La información obtenida, a excepción de la topobatimetría, se encontraba en su totalidad sin preprocesar, por lo que hubo especial cuidado en la inspección de todas ellas. Los registros de la superficie libre al interior del estuario no presentaron considerable ruido, a excepción de dos periodos cortos en los que se registraron fuertes marejadas que afectaron de manera considerable las mediciones en la costa, además de perder información al exterior de la boca del estuario. Afortunadamente la existencia del mareógrafo de la UNESCO permite el estudio de las amplitudes de marea de forma efectiva, no obstante fue necesario realizar un filtro de alta frecuencia y un suavizado de la serie con el objetivo de limpiar la serie de tiempo de frecuencias no deseables. Para el caso de las corrientes la información tuvo que ser corregida magnéticamente y seleccionar los bins (o capas) de medición que siempre estuvieran mojados durante todo el periodo. La información anterior no hubo necesidad de filtrar las velocidades puesto que las marejadas no influyen significativamente en las corrientes dentro del estuario; es probable que la barra en la boca del sistema juegue un papel importante en este efecto. La información obtenida gracias al SHOA, en Valparaíso, en relación al registro meteorológico en el faro Cabo Carranza es de utilidad para ingresarlo al modelo y concluir que la forzante del viento y precipitaciones no juegan un rol importante en la hidrodinámica del estuario, siendo la marea y el río los principales forzantes.

El análisis según las características geomorfológicas del estuario, tanto por sus dimensiones espaciales como también su interacción con la amplitud de marea a través del remanso de marea, son de gran importancia, pues dan una respuesta preliminar al comportamiento del flujo en su interior. En primer lugar, se secciona el estuario longitudinalmente para analizar el ancho del estuario y su profundidad, y con ello se estiman parámetros de escala asociados a la geometría en donde se encuentra el cuerpo de agua. Mediante la utilización de ecuaciones de escala derivadas de las propiedades conservativas de momentum y continuidad desarrolladas por Geyer (2010), las que permiten hallar expresiones analíticas en la estimación de corrientes, es posible estimar a priori las magnitudes de corrientes que pueden encontrarse a lo largo de todo el estuario; con ello, determinar la dependencia del flujo respecto a los efectos friccionales de fondo y corrientes barotrópicas. Estos resultados fueron comparados con las mediciones en terreno permitiendo establecer la existencia de dos sectores espaciales con distintas tendencias geomorfodinámicas predominantes.

Otro de los puntos importantes abordados en el análisis hidrodinámico fue la caracterización de la superficie libre y las velocidades en el espacio de las frecuencias, con especial atención en los pulsos de alta frecuencia modulados al interior del estuario. La utilización de tres métodos de análisis armónicos distintos es de utilidad para observar cualitativa y cuantitativamente las diferencias que

pueden existir en la estimación de las modulaciones de alta frecuencia, las cuales son sensibles al ruido debido a la baja amplitud de estas. A pesar de ello, se utilizaron las frecuencias con significancia en sus resultados, descartando las frecuencias en que su error era mayor a su amplitud. Un resultado importante del análisis armónico es que éstos se deben, exclusivamente, a una modulación interna del estuario, producto de la interacción del armónico principal semidiurno consigo mismo. Este es un fenómeno que se ve altamente marcado en profundidad, donde los efectos no lineales son importantes debido a la fricción. Otros resultados interesantes del análisis es que se ha logrado observar los resultados de la transformada Wavelet con la marea y las corrientes. Se debe tener especial cuidado en su interpretación, ya que se observan oscilaciones intradiarias en todo el espectro, las cuales se deben exclusivamente a la anulación de armónicos con frecuencias muy similares. Se requiere de un tiempo sinódico adecuado para separar efectivamente estas frecuencias como ocurrió con la señal de marea donde hubo una coincidencia entre el periodo de cuadratura y el aumento de caudal. Esto dificultó el correcto análisis de la interacción mar-río. Sin embargo este efecto persiste en la WT, por lo que no debe interpretarse como un fenómeno particular. De todas formas la WT sirve para observar cambios importantes del efecto del río sobre las amplitudes de armónicos de alta frecuencia, concordando con los estudios teóricos, pero colocando especial atención a los cambios en profundidad, en donde es de utilidad observar en el espacio-tiempo los constituyentes de marea. Es importante señalar que la rutina computacional TTIDE incluye un módulo para el análisis armónico de elipsoides de corriente, no siendo el caso para FFT y WT, donde fue necesario incorporar una rutina adicional que estimara mediante los espectros de frecuencia y frecuencia-tiempo las amplitudes de las elipses de corrientes, de manera de homologar el análisis de las tres metodologías utilizadas.

En relación a las mediciones de las variables de estado del estuario (salinidad y temperatura), se realizan dos campañas de terreno en el sector con una adecuada discretización espacial. Una limitante en el estudio ha sido una inadecuada configuración del instrumento en la primera campaña CTD, pues no se registraron salinidades mayores a 7 PSU, por lo cual se ha tenido que trabajar solo con una porción de los datos. No obstante a lo anterior, se propuso utilizar la información para estimar el gradiente de salinidad en el lugar, lo que arrojó buenos resultados en la estimación del coeficiente de dispersión. Estos valores son comparados con ecuaciones empíricas, las que dieron valores del mismo orden de magnitud, por lo que se considera válido el análisis. Sin embargo, este estudio supone un régimen permanente en el sistema dado que se utilizaron las mismas mediciones bajo distintos tiempos diarios, lo cual induce en una estimación errónea del gradiente de salinidad dado que estas mediciones se realizaron durante el peak de marea diario. La mejor opción para incluir el efecto impermanente de la marea es considerar una serie de sensores que midan temperatura y salinidad a lo largo del estuario, instalados durante un ciclo de marea completo, no obstante la simulación numérica suplió este inconveniente.

Uno de los puntos más relevantes en este trabajo es la necesidad de implementar un modelo numérico que pudiera responder a las interrogantes que surgieron de los análisis anteriores, como también para observar de mejor forma el estuario en sus dimensiones espaciales y temporales completamente. El modelo FVCOM sirve para estos propósitos pero a costa de muchísimo tiempo en su implementación. La versión utilizada de este modelo no contiene rutinas para la generación de archivos de entrada ni tampoco interfaz gráfica para poder confeccionar una malla, por lo cual se implementaron las rutinas de *fvcom – toolbox* (Cowles, 2013), disponible para uso público en la red, las que son de utilidad para generar los archivos input del modelo. Para la grilla se utiliza el programa SMS (Surface Modeling System), disponible gracias al INH, para confeccionar una

malla que cumpliera con los requisitos geométricos del modelo, tales como ángulos máximos y mínimos dentro de un elemento triangular, número de vértices máximos sobre un nodo, pendientes máximas admisibles, entre otros. Establecer una configuración adecuada al modelo, principalmente por su inestabilidad numérica, ha conllevado a invertir gran parte del tiempo en mejorar el sistema. Por medio de prueba y error se configura con distintas mallas, condiciones iniciales y coeficientes de rugosidad de Manning, para tener una simulación definitiva que permita tener un índice de desempeño y un error cuadrático medio adecuados. Se hizo una simulación del estuario del río Maule para la campaña de terreno de Junio de 2011. Esta simulación presenta algunas diferencias con los datos observados, lo cual se debe principalmente a las capacidades del modelo numérico, dada la limitada representación del coeficiente de rugosidad de Manning y el requerimiento de una grilla más fina, con un mayor costo computacional de por medio para esto último. De los análisis de resultados de la simulación, se compara los resultados de las amplitudes de los componentes de marea y corriente simuladas con los datos observados, encontrando tendencias similares en relación al aumento del caudal medio del río del día 09 de Junio de 2011. Se realizan simulaciones sintéticas que permiten ver de forma más limpia los armónicos de alta frecuencia, analizando sus cambios en función de la teoría presente.

Otra utilidad del modelo fue calcular el gradiente de salinidad del estuario, encontrando valores similares en la estimación del coeficiente de dispersión entre la simulación y los datos en terreno, lo cual es satisfactorio para validar los resultados del modelo bajo este punto. Como se menciona en este trabajo, el cálculo inicial del coeficiente de dispersión está sobreestimado debido al periodo de tiempo en que se registraron los datos CTD, por lo cual se estimaron nuevos coeficientes que consideran un régimen impermanente. Además, se utilizó la velocidad media de las simulaciones solo durante ese periodo, encontrando un coeficiente bastante menor a los estimados con valores empíricos. Al utilizar los valores de ancho menores, sobre las estimaciones iniciales, se llega a cifras mucho más parecidas a las simuladas. Con ello, se tiene un coeficiente de dispersión bien representado para el periodo de análisis, con un especial énfasis a la utilización de ecuaciones empíricas unidimensionales, las cuales dan valores bastante aceptables al ser comparadas con el modelo FVCOM.

Durante el desarrollo de esta tesis, se abordaron temas netamente asociados a las mediciones de terreno, con el principal objeto de estudiar la hidrodinámica, sectorizada en los tres perfiladores de corriente. Se puso especial atención en la boca del estuario donde se encuentran armónicos de alta frecuencia asociados a sistemas someros y su interacción con el río. Se deja como estudios futuros la necesidad de realizar un análisis más detallado de la salinidad del sector como también la utilización de modelos que permitan observar el real efecto que tiene la boca del estuario sobre la cuña salina. Históricamente se ha observado que esta boca posee un fuerte dinamismo interanual, donde en ocasiones desaparece completamente la barra, debido al arrastre del río. Resulta de especial interés analizar este fenómeno en este sistema, del que se puede sacar más provecho en futuras mediciones, más la batimetría disponible en este documento, ya sea para estudios científicos como para proyectos costeros de ingeniería, donde estos últimos requieren de un basto conocimiento del transporte de sedimentos, con especial atención a los puertos del lugar.

6.2. Conclusiones

Se han estimado características geométricas del estuario del río Maule que permiten dilucidar la hidrodinámica interna del estuario basado en las propiedades conservativas del flujo. Esto ha permitido observar la presencia de dos sectores con características geomorfológicas distintas. El primer tramo presenta una clara geometría cónica, con una marcada convergencia y sin un equilibrio morfodinámico. En el segundo tramo la forma de cono desaparece completamente, donde se observa una tendencia al equilibrio entre la fricción y la convergencia del ancho, provocando que la amplitud de marea se mantenga hasta cierto punto para luego disminuir bruscamente.

El cálculo de desfase entre la marea y la corriente dan cuenta que el estuario presenta características de un sistema pequeño y somero, donde la evolución de la onda contiene una clara tendencia estacionaria.

Del análisis armónico de la marea, se ha calculado la amplitud de los constituyentes principales de marea a lo largo del estuario, encontrando un armónico principal diurno y semidiurno, que corresponden a las componentes K_1 y M_2 respectivamente. El análisis con WT de la campaña de terreno de Junio de 2011 presenta cambios el día 09 de Junio de 2011, donde se concluye que el efecto de la cuadratura no debe interpretarse como una disminución de los armónicos principales, sino más bien como una interacción entre las ondas S_2 y M_2 , anulándose entre sí cada 14.8 días. Se observan similitudes en la estimación de la amplitud de los componentes principales para los tres métodos utilizados, con diferencias apreciables en los componentes secundarios, atribuibles a que cuando poseen una amplitud muy pequeña, las que pueden confundirse con el ruido del instrumento.

En relación al análisis armónico de las corrientes, se observa una marcada presencia de armónicos M_3 y M_4 en la boca del estuario, disipándose hacia aguas arriba. El aumento del caudal del río el 09 de Junio de 2011 ha provocado un marcado aumento en la M_4 en profundidad, mientras que M_3 no presenta cambios significativos.

Se ha logrado estimar un coeficiente de dispersión del estuario, acotado a las condiciones estacionales del periodo de estudio, y considerando el ciclo mareal en las mediciones. Además se ha observado que la cuña salina se ve suprimida por la barra en la boca del sistema, donde adicionalmente el efecto del río juega un rol importante en el avance de esta por el río dependiendo de la magnitud de las corrientes debidas al caudal medio del río.

Los resultados obtenidos corresponden a estudios iniciales sobre la hidrodinámica del estuario del río Maule, los cuales pueden ser de utilidad como una primera descripción del sistema. Se remarca la existencia de otros temas de gran interés que pueden surgir a futuro en este cuerpo de agua, donde puede mencionarse: análisis del avance de salinidad y su interacción con la barra, efectos de la capa béntica en relación a la temperatura (se registraron temperaturas mayores en profundidad), estudios en la dinámica de la barra a través del tiempo, utilización de otros modelos numéricos, entre otros. Además, el análisis de este trabajo puede ser extendido a otros estuarios del país, donde la metodología de estudio es análoga.

7. Capítulo 7: Bibliografía

Bibliografía

- Antonov, J., Seidov, D., Boyer, T., Locarnini, R., Mishonov, A., Garcia, H., Baranova, O., Zweng, M., y Johnson, D. (2010). *World Ocean Atlas 2009, vol. 2: salinity*. S. Levitus Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C. 184p.
- Araya-Vergara, J. F. (1981). El concepto de «delta en ría» y su significado en la evolución litoral (ejemplo en Chile central). *Informaciones Geográficas Chile*, Vol. 28:82.
- Arriagada, Y. (2005). Cambios en el sistema estuarial del Maipo y su relación con obras portuarias, Chile Central. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo, Escuela de Geografía, Universidad de Chile.
- Barcia, R. (1887). *Diccionario general etimológico de la lengua española*, volume Vol. 3. JM Faquineto, editor, Álvarez hermanos, impresores.
- Booth, T. (2011). Metodología para determinar caudales de dilución en estuarios. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Cáceres, M. y Valle-Levinson, A. (2010). Variabilidad transversal del flujo y salinidad en paso nao. *Revista Ciencia y Tecnología del Mar*, Vol. 33.
- Chen, C., Cowles, G., y Beardsley, R. (2006). An unstructured grid, finite-volume coastal ocean model: Fvcom user manual. *SMAST/UMASSD*.
- Cowles, G. (2013). fvcom - toolbox. [En línea] <https://github.com/GeoffCowles/fvcom-toolbox> [consulta: Junio 2013].
- Dalrymple, R., Zaitlin, B., y Boyd, R. (1992). A conceptual model of estuarine sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 62(Num. 1130):116.
- Day, J. (1980). What is an estuary. *South African Journal of Science*, Vol. 76:198.
- DGA (1989). *Mapa Hidrogeológico de Chile*. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
- DGA (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad*. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
- Dionne, J. (1963). Towards a more adequate definition of the St. Lawrence estuary. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Vol. 7(Num. 1):36–44 pp.
- Fairbridge, R. (1980). The estuary: its definition and geodynamic cycle. *Chemistry and biogeochemistry of estuaries*, Vol. 1136.
- Farge, M. (1992). Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Vol. 24(Num. 1):395–458 pp.

- Fischer, H. B. (1976). Mixing and dispersion in estuaries. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Vol. 8(Num. 1):107–133 pp.
- Fischer, H. B. (1979). *Mixing in inland and coastal waters*. Elsevier.
- Foreman, M. G. G. (1977). Manual for tidal heights: analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report*, Vol. 77-10:97.
- Foreman, M. G. G. (1978). Manual for tidal currents analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report*, Vol. 78-6:57.
- Friedrichs, C. T. (2010). Barotropic tides in channelized estuaries. En Valle-Levinson, A., editor, *Contemporary Issues in Estuarine Physics*.
- Friedrichs, C. T. y Aubrey, D. G. (1988). Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 27(Num. 5):521–545 pp.
- Geyer, R. (2010). Estuarine salinity structure and circulation. En Valle-Levinson, A., editor, *Contemporary Issues in Estuarine Physics*.
- Geyer, W. R., Trowbridge, J. H., y Bowen, M. M. (2000). The dynamics of a partially mixed estuary*. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 30(Num. 8):2035–2048 pp.
- Godin, G. (1972). The analysis of tides. *University of Toronto*, 264 p.
- Hansen, D. y Rattray, M. (1965). *Gravitational Circulation in Straits and Estuaries*. Technical report (University of Washington. Department of Oceanography). Sears Foundation for Marine Research.
- Irrarázaval, P. (1999). *Análisis de señales*. McGraw-Hill.
- Jay, D. A. y Flinchem, E. P. (1997). Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: A demonstration of wavelet tidal analysis methods. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Vol. 102(Num. C3):5705–5720 pp.
- Jay, D. A. y Flinchem, E. P. (1999). A comparison of methods for analysis of tidal records containing multi-scale non-tidal background energy. *Continental Shelf Research*, Vol. 19(Num. 13):1695 – 1732 pp.
- Jay, D. A. y Kukulka, T. (2003). Revising the paradigm of tidal analysis, the uses of non-stationary data. *Ocean Dynamics*, Vol. 53(Nmu. 3):110–125 pp.
- Ketchum, B. H. y Rawn, A. (1951). The flushing of tidal estuaries [with discussion]. *Sewage and Industrial Wastes*, Vol. 23(Num. 2):198–209 pp.
- Le Floch, J. (1961). Propagation de la marée dynamique dans l'estuaire de la seine et de la seine maritime. *PhD, Paris*, 507 p.
- Lindeboom, H. (2002). The coastal zone: an ecosystem under pressure.
- MacCready, P. y Geyer, W. R. (2010). Advances in estuarine physics. *Annual Review of Marine Science*, Vol. 2:35–58 pp.

- Mellor, G. L. y Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, Vol. 20(Num. 4):851–875 pp.
- Monismith, S. G. (2010). Mixing in estuaries. En Valle-Levinson, A., editor, *Contemporary Issues in Estuarine Physics*, 172 p.
- Parker, B. B. (1984). Frictional effects on the tidal dynamics of a shallow estuary.
- Parker, B. B. (1991). The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review). *Tidal hydrodynamics*, pp 237–269 pp.
- Parker, B. B. (2007). *Tidal analysis and prediction*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Center for Operational Oceanographic Products and Services.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., y Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using t_tide. *Computers & Geosciences*, Vol. 28(8):929–937 pp.
- Perillo, G. M. (1995). Chapter 2 definitions and geomorphologic classifications of estuaries. En Perillo, G., editor, *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, volume Vol. 53 of *Developments in Sedimentology*, pp 17 – 47 pp. Elsevier.
- Perillo, G. M. (2012). Curso en geomorfología en estuarios. En *Instituto Nacional de Hidráulica*.
- Pritchard, D. W. (1952). *Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system*.
- Pritchard, D. W. et al. (1967). What is an estuary: physical viewpoint. *Estuaries*, Vol. 83:3–5 pp.
- RAE (2001). Diccionario de la lengua española. *Vigésima Segunda Edición*. URL: <http://buscon.rae.es/draeI/SrvltConsulta>.
- Ross, D. A. (1995). *Introduction to Oceanography*. Harpercollins College Div.
- Sandoval, L. (2009). Intrusión salina en en lago Budi. Análisis hidrodinámico y estudio de la corriente de densidad. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de Ingeniería Mención Recursos Hídricos y Medio Ambiente. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Schureman, P. (1924). *A manual of the harmonic analysis and prediction of tides US Coast and Geodetic Survey Spec*.
- Schureman, P. (1958). Manual of harmonic analysis and prediction of tides. *Special Publication 98, US Government Printing Office*.
- SHOA (1992). *Glosario de mareas y corrientes*. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.
- SHOA (1998). *Instrucciones Hidrográficas Número 5: Especificaciones Técnicas para la ejecución de sondajes*. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations. *Monthly weather review*, Vol. 91(Nmu. 3):99–164 pp.

- Stronach, J. y Murty, T. (1989). Nonlinear river-tidal interactions in the fraser river, canada. *Marine Geodesy*, Vol. 13(Num. 4):313–339 pp.
- Stuardo, J. y Valdovinos, C. (1989). Estuarios y lagunas costeras: ecosistemas importantes del Chile central. *Ambiente y Desarrollo*, V:107–115 pp.
- Taylor, G. (1954). The dispersion of matter in turbulent flow through a pipe. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 223(Num. 1155):446–468 pp.
- Torrence, C. y Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, Vol. 79(Num. 1):61–78 pp.
- UNESCO (2013). Sea level station monitoring facility. [En línea] <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/> [consulta: Junio 2013].
- Valle-Levinson, A., Sarkar, N., Sanay, R., Soto, D., y León, J. (2007). Spatial structure of hydrography and flow in a Chilean fjord, Estuario Reloncaví. *Estuaries and Coasts*, Vol. 30:113–126 pp.
- Vongvisessomjai, S. y Chatanantavet, P. (2006). Analytical model of interaction of tide and river flow. *Songklanakarín J. Sci. Technol*, Vol. 28(Num. 6):1149–1160 pp.
- Wells, J. T. (1995). Chapter 6 tide-dominated estuaries and tidal rivers. En Perillo, G., editor, *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, volume Vol. 53 of *Developments in Sedimentology*, 183 p. Elsevier.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., y Matsuura, K. (2012). A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, Vol. 32(Num. 13):2088–2094 pp.
- Wolanski, E., Boorman, L., Chicharo, L., Langlois-Saliou, E., Lara, R., Plater, A., Uncles, R., y Zalewski, M. (2004). Ecohydrology as a new tool for sustainable management of estuaries and coastal waters. *Wetlands Ecology and Management*, Vol. 12(Num. 4):235–276 pp.
- Xu, Z. (2000). Ellipse parameters conversion and vertical velocity profiles for tidal currents. *Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, Canada*, Vol. 20.
- Yen, B. C. (1992). *Channel flow resistance: Centennial of Manning's formula*. Water Resources Publication.

8. Capítulo 8: Anexo

8.1. Amplitudes de corrientes en el espacio tiempo-frecuencia

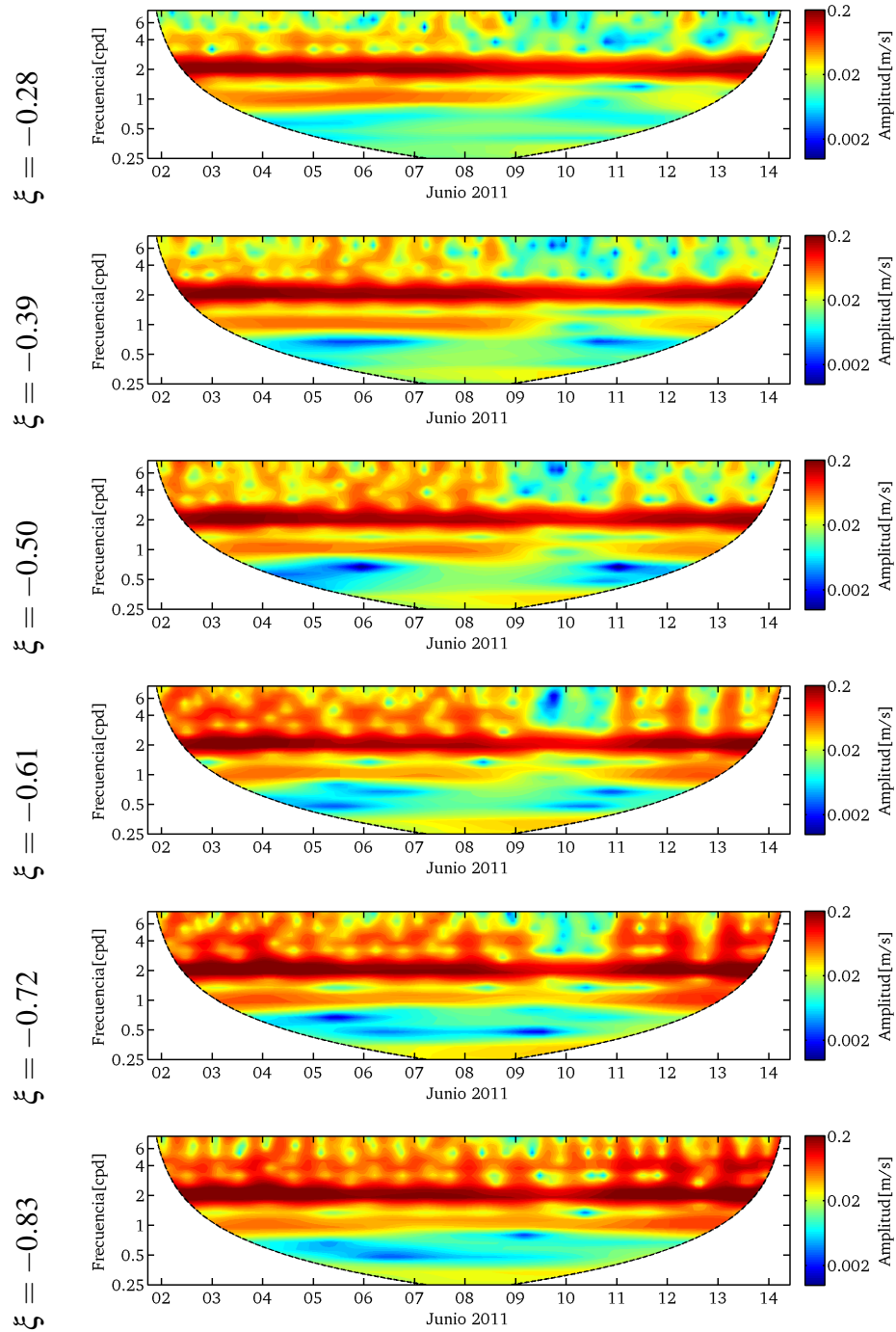


Figura 73: ADCP 3

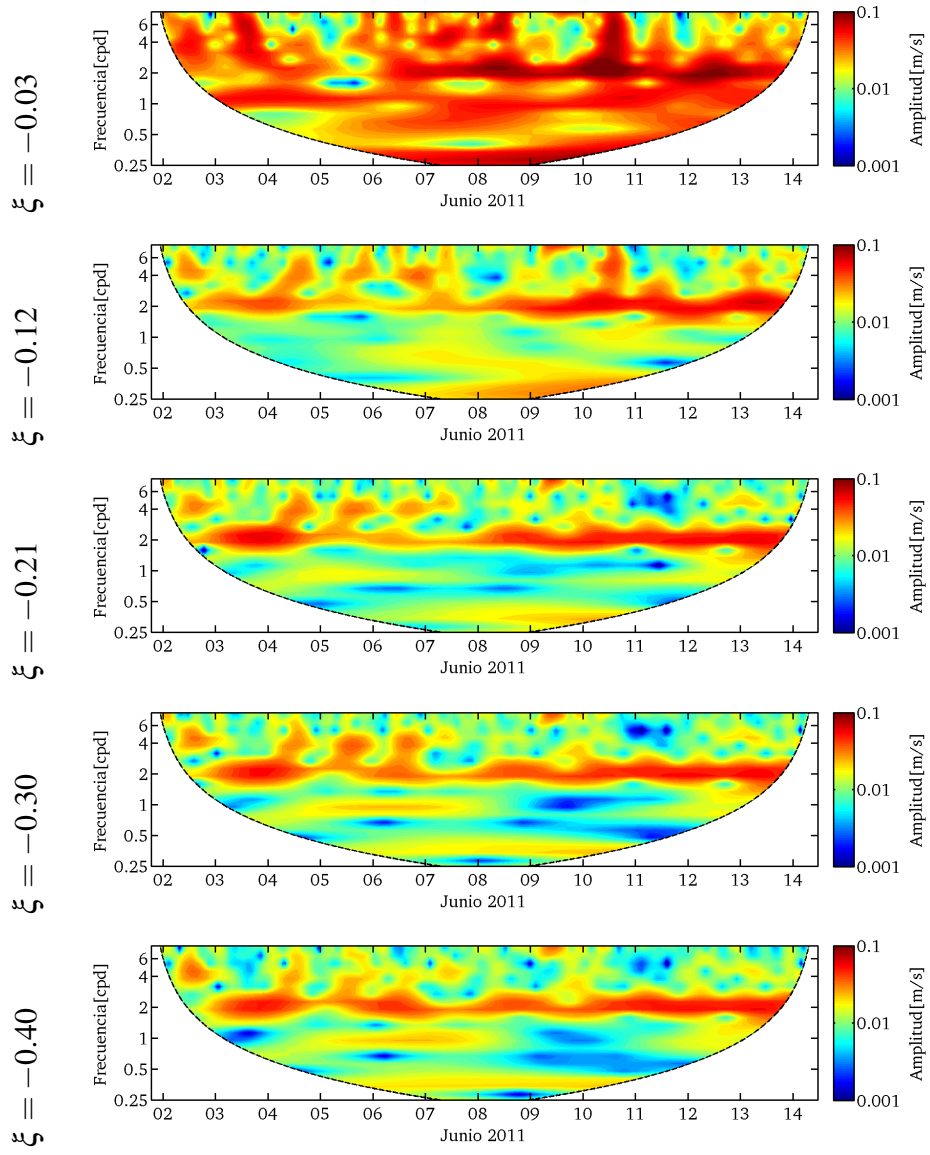


Figura 74: ADCP 4a

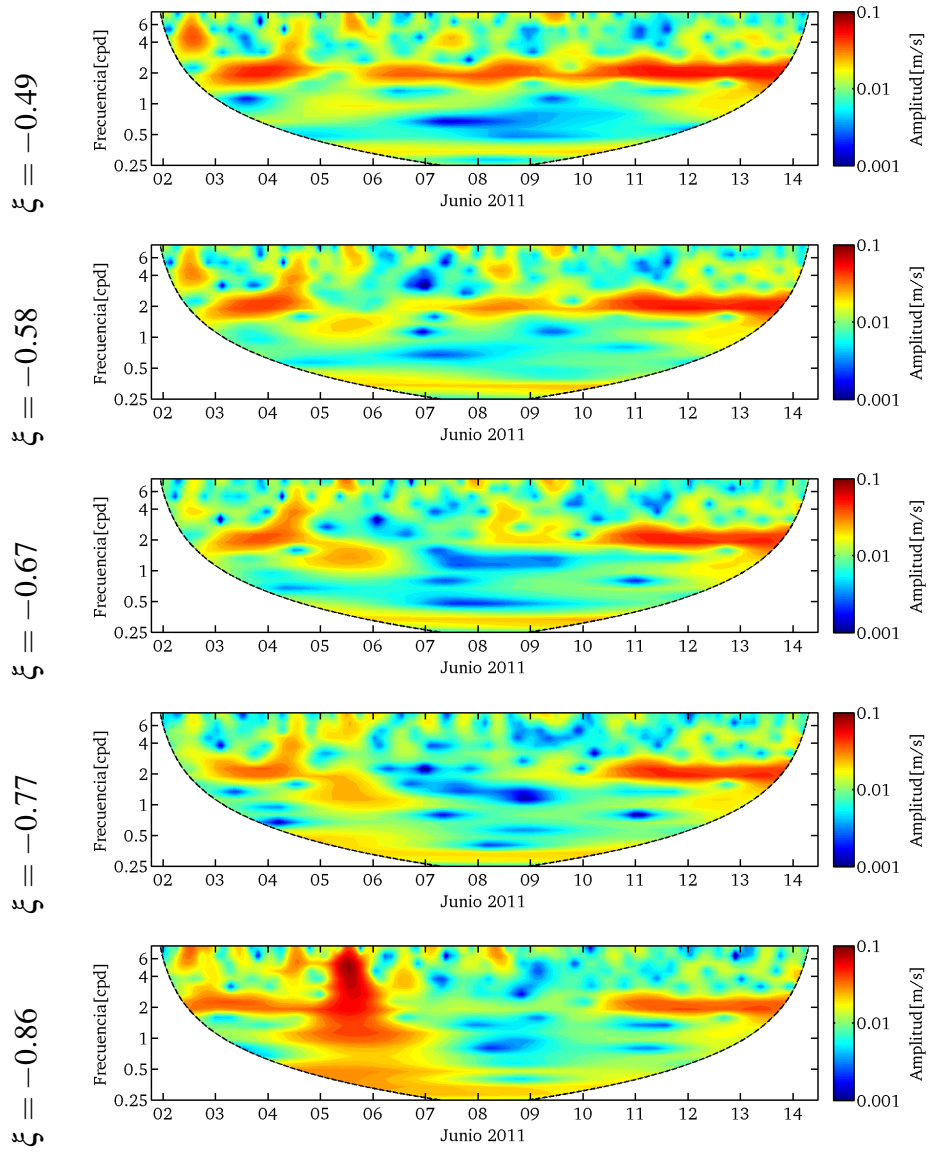


Figura 75: ADCP 4b

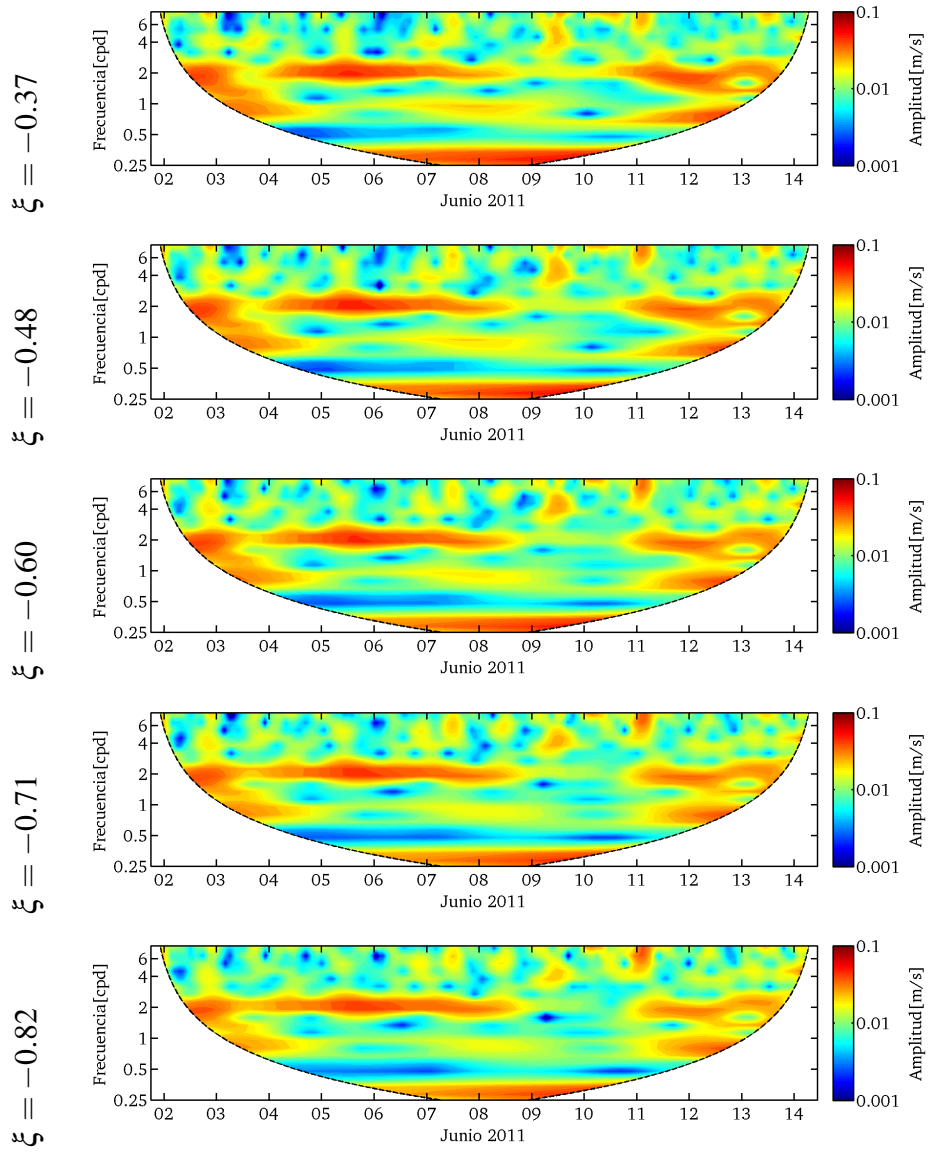


Figura 76: ADCP 5

8.2. Razón B/A de las simulaciones.

8.2.1. Caso Cero (simulación del terreno).

Tabla 35: Razón intervalos B/A, ADCP 3, simulación caso Cero.

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.83 | 0.89 | 0.97 | 0.69 | 2.25 | 0.55 | -0.83 | 0.71 | 0.83 | 2.15 | 1.92 | 1.30 |
| -0.72 | 1.00 | 0.89 | 0.81 | 2.07 | 0.47 | -0.72 | 0.87 | 0.77 | 1.10 | 1.98 | 1.26 |
| -0.61 | 0.88 | 0.80 | 0.97 | 1.31 | 0.33 | -0.61 | 0.77 | 0.71 | 1.07 | 1.53 | 0.70 |
| -0.50 | 0.78 | 0.89 | 0.87 | 1.18 | 0.82 | -0.50 | 0.63 | 0.82 | 1.05 | 1.39 | 1.25 |
| -0.39 | 0.70 | 1.03 | 0.69 | 1.20 | 1.33 | -0.39 | 0.49 | 0.99 | 1.02 | 1.35 | 1.86 |
| -0.28 | 0.68 | 1.05 | 0.53 | 0.90 | 0.98 | -0.28 | 0.46 | 1.13 | 0.88 | 1.32 | 1.06 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.83 | 0.66 | 0.87 | 0.87 | 1.63 | 0.95 |
| -0.72 | 0.79 | 0.76 | 0.77 | 1.82 | 0.62 |
| -0.61 | 0.62 | 0.63 | 0.64 | 0.97 | 0.41 |
| -0.50 | 0.51 | 0.77 | 0.64 | 0.68 | 0.48 |
| -0.39 | 0.44 | 0.97 | 0.67 | 0.65 | 0.65 |
| -0.28 | 0.41 | 0.99 | 0.66 | 0.72 | 0.79 |

Tabla 36: Razón intervalos B/A, ADCP 4, simulación caso Cero.

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.86 | 0.72 | 0.94 | 1.01 | 1.42 | 2.94 | -0.86 | 0.69 | 0.95 | 0.54 | 1.60 | 1.12 |
| -0.77 | 0.71 | 0.81 | 1.14 | 1.61 | 4.87 | -0.77 | 0.65 | 0.87 | 0.80 | 1.69 | 1.85 |
| -0.67 | 0.67 | 0.71 | 1.26 | 1.76 | 3.73 | -0.67 | 0.60 | 0.80 | 1.07 | 1.80 | 1.44 |
| -0.58 | 0.62 | 0.63 | 1.38 | 1.90 | 1.98 | -0.58 | 0.56 | 0.76 | 1.35 | 1.90 | 0.82 |
| -0.49 | 0.86 | 0.85 | 1.57 | 2.02 | 2.25 | -0.49 | 0.93 | 1.16 | 1.40 | 2.04 | 1.21 |
| -0.40 | 1.05 | 1.07 | 1.77 | 2.07 | 2.37 | -0.40 | 1.20 | 1.49 | 1.51 | 2.12 | 1.56 |
| -0.30 | 1.07 | 1.31 | 2.01 | 1.84 | 1.95 | -0.30 | 1.13 | 1.52 | 1.85 | 1.98 | 1.71 |
| -0.21 | 1.06 | 1.46 | 2.03 | 1.68 | 1.45 | -0.21 | 1.02 | 1.49 | 2.15 | 1.73 | 1.77 |
| -0.12 | 1.02 | 1.51 | 1.72 | 1.61 | 0.85 | -0.12 | 0.85 | 1.39 | 2.42 | 1.31 | 1.70 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.86 | 0.37 | 0.86 | 0.60 | 1.27 | 0.85 |
| -0.77 | 0.37 | 0.69 | 0.73 | 1.73 | 1.07 |
| -0.67 | 0.37 | 0.59 | 0.87 | 1.86 | 1.00 |
| -0.58 | 0.36 | 0.51 | 1.03 | 1.93 | 0.88 |
| -0.49 | 0.46 | 0.77 | 1.42 | 2.43 | 1.10 |
| -0.40 | 0.55 | 1.12 | 1.74 | 2.71 | 1.26 |
| -0.30 | 0.62 | 1.76 | 1.77 | 2.23 | 1.21 |
| -0.21 | 0.67 | 2.18 | 1.74 | 1.76 | 1.12 |
| -0.12 | 0.70 | 2.28 | 1.62 | 1.31 | 0.99 |

Tabla 37: Razón intervalos B/A, ADCP 5, simulación caso Cero.

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.82 | 0.59 | 0.62 | 0.67 | 0.82 | 0.40 | -0.82 | 0.58 | 0.57 | 0.46 | 1.22 | 0.58 |
| -0.71 | 0.88 | 0.81 | 1.40 | 0.95 | 0.32 | -0.71 | 0.82 | 0.85 | 0.80 | 1.48 | 0.51 |
| -0.60 | 1.46 | 1.23 | 2.88 | 1.15 | 0.28 | -0.60 | 1.19 | 1.55 | 1.42 | 1.80 | 0.52 |
| -0.48 | 1.23 | 1.16 | 1.55 | 0.65 | 0.26 | -0.48 | 0.93 | 1.30 | 1.59 | 0.93 | 0.54 |
| -0.37 | 0.97 | 1.04 | 0.83 | 0.35 | 0.23 | -0.37 | 0.72 | 1.03 | 2.20 | 0.37 | 0.60 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.82 | 0.37 | 0.43 | 0.41 | 0.49 | 0.26 |
| -0.71 | 0.52 | 0.69 | 0.58 | 0.64 | 0.31 |
| -0.60 | 0.85 | 1.38 | 0.92 | 0.85 | 0.37 |
| -0.48 | 0.72 | 1.24 | 0.75 | 0.56 | 0.35 |
| -0.37 | 0.59 | 1.02 | 0.65 | 0.36 | 0.34 |

8.2.2. Caso Sintético M_2 .

Tabla 38: Razón intervalos B/A, ADCP 3, simulación caso sintético M_2 .

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.83 | 0.74 | 0.96 | 0.52 | 1.55 | 0.09 | -0.83 | 3.70 | 0.88 | 1.73 | 1.42 | 1.06 |
| -0.72 | 0.83 | 0.91 | 0.69 | 1.60 | 0.10 | -0.72 | 2.53 | 0.84 | 1.30 | 1.68 | 0.84 |
| -0.61 | 0.95 | 0.88 | 0.81 | 1.29 | 0.12 | -0.61 | 1.46 | 0.81 | 1.18 | 1.60 | 0.78 |
| -0.50 | 0.69 | 1.00 | 0.65 | 1.41 | 0.15 | -0.50 | 1.25 | 0.93 | 1.62 | 1.50 | 0.84 |
| -0.39 | 0.38 | 1.13 | 0.50 | 1.56 | 0.21 | -0.39 | 1.39 | 1.08 | 2.05 | 1.44 | 0.94 |
| -0.28 | 0.47 | 1.12 | 0.85 | 1.12 | 0.30 | -0.28 | 1.71 | 1.15 | 1.69 | 1.54 | 1.01 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.832 | 0.61 | 0.92 | 0.93 | 1.70 | 1.21 |
| -0.723 | 0.63 | 0.84 | 0.86 | 2.11 | 0.62 |
| -0.613 | 0.60 | 0.79 | 0.82 | 1.39 | 0.52 |
| -0.504 | 0.52 | 1.00 | 0.94 | 1.09 | 0.48 |
| -0.394 | 0.44 | 1.23 | 1.07 | 0.97 | 0.53 |
| -0.285 | 0.46 | 1.14 | 0.98 | 0.86 | 0.80 |

Tabla 39: Razón intervalos B/A, ADCP 4, simulación caso sintético M_2 .

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.86 | 0.54 | 1.01 | 0.20 | 0.87 | 0.04 | -0.86 | 0.74 | 0.94 | 1.27 | 1.29 | 1.30 |
| -0.77 | 0.65 | 0.91 | 0.28 | 1.06 | 0.05 | -0.77 | 0.62 | 0.87 | 1.43 | 1.52 | 1.26 |
| -0.67 | 0.74 | 0.94 | 0.32 | 1.16 | 0.04 | -0.67 | 0.55 | 0.99 | 1.30 | 1.56 | 1.22 |
| -0.58 | 0.82 | 1.00 | 0.35 | 1.24 | 0.03 | -0.58 | 0.50 | 1.16 | 1.10 | 1.56 | 1.20 |
| -0.49 | 0.88 | 1.16 | 0.39 | 1.17 | 0.03 | -0.49 | 0.78 | 1.27 | 1.25 | 1.55 | 1.15 |
| -0.40 | 0.92 | 1.30 | 0.48 | 1.13 | 0.03 | -0.40 | 1.05 | 1.36 | 1.42 | 1.52 | 1.12 |
| -0.30 | 0.88 | 1.34 | 0.76 | 1.22 | 0.02 | -0.30 | 1.27 | 1.34 | 1.67 | 1.39 | 1.15 |
| -0.21 | 0.89 | 1.37 | 0.92 | 1.35 | 0.02 | -0.21 | 1.50 | 1.32 | 1.93 | 1.35 | 1.17 |
| -0.12 | 0.98 | 1.38 | 0.92 | 1.52 | 0.04 | -0.12 | 1.73 | 1.30 | 2.21 | 1.46 | 1.18 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.86 | 0.42 | 0.96 | 0.79 | 0.75 | 1.43 |
| -0.77 | 0.46 | 0.80 | 0.70 | 0.98 | 1.59 |
| -0.67 | 0.48 | 0.83 | 0.74 | 1.17 | 1.89 |
| -0.58 | 0.49 | 0.92 | 0.80 | 1.34 | 2.21 |
| -0.49 | 0.51 | 1.25 | 1.06 | 1.18 | 1.94 |
| -0.40 | 0.54 | 1.54 | 1.31 | 1.10 | 1.72 |
| -0.30 | 0.60 | 1.68 | 1.56 | 1.27 | 1.72 |
| -0.21 | 0.65 | 1.79 | 1.73 | 1.54 | 1.66 |
| -0.12 | 0.70 | 1.83 | 1.79 | 1.94 | 1.52 |

Tabla 40: Razón intervalos B/A, ADCP 5, simulación caso sintético M_2 .

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.82 | 0.37 | 0.56 | 0.49 | 0.69 | 0.16 | -0.82 | 0.37 | 0.50 | 0.60 | 0.93 | 0.27 |
| -0.71 | 0.43 | 0.78 | 0.45 | 1.00 | 0.13 | -0.71 | 0.34 | 0.93 | 0.35 | 1.25 | 0.30 |
| -0.60 | 0.49 | 1.35 | 0.43 | 1.66 | 0.14 | -0.60 | 0.38 | 2.11 | 0.23 | 1.70 | 0.39 |
| -0.48 | 0.53 | 1.25 | 0.49 | 0.93 | 0.22 | -0.48 | 0.43 | 1.54 | 0.30 | 0.92 | 0.77 |
| -0.37 | 0.57 | 1.11 | 0.63 | 0.33 | 0.31 | -0.37 | 0.49 | 1.05 | 0.44 | 0.31 | 1.15 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.82 | 0.34 | 0.40 | 0.39 | 0.48 | 0.25 |
| -0.71 | 0.37 | 0.58 | 0.48 | 0.72 | 0.29 |
| -0.60 | 0.40 | 1.07 | 0.70 | 1.17 | 0.33 |
| -0.48 | 0.39 | 1.08 | 0.69 | 0.61 | 0.33 |
| -0.37 | 0.40 | 1.02 | 0.71 | 0.19 | 0.34 |

8.2.3. Caso sin Caudal.

Tabla 41: Razón intervalos B/A, ADCP 3, simulación caso sin Caudal.

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.83 | 0.42 | 0.97 | 1.36 | 1.05 | 0.26 | -0.83 | 0.32 | 0.92 | 3.27 | 1.40 | 1.00 |
| -0.72 | 0.49 | 0.98 | 1.19 | 1.06 | 0.33 | -0.72 | 0.17 | 0.93 | 3.06 | 1.42 | 1.01 |
| -0.61 | 0.52 | 0.99 | 1.25 | 1.08 | 0.41 | -0.61 | 0.16 | 0.92 | 2.44 | 1.37 | 0.91 |
| -0.50 | 0.48 | 1.00 | 1.34 | 1.10 | 0.56 | -0.50 | 0.23 | 0.90 | 2.43 | 1.32 | 0.98 |
| -0.39 | 0.45 | 1.00 | 1.31 | 1.11 | 0.65 | -0.39 | 0.31 | 0.88 | 2.38 | 1.26 | 1.06 |
| -0.28 | 0.63 | 0.99 | 0.74 | 1.08 | 0.46 | -0.28 | 0.31 | 0.88 | 1.25 | 1.24 | 1.01 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.83 | 0.33 | 0.95 | 0.75 | 0.85 | 0.89 |
| -0.72 | 0.37 | 0.95 | 0.75 | 0.91 | 0.89 |
| -0.61 | 0.40 | 0.96 | 0.75 | 0.95 | 0.92 |
| -0.50 | 0.38 | 0.96 | 0.74 | 0.89 | 0.88 |
| -0.39 | 0.36 | 0.94 | 0.73 | 0.80 | 0.84 |
| -0.28 | 0.44 | 0.90 | 0.74 | 0.77 | 0.86 |

Tabla 42: Razón intervalos B/A, ADCP 4, simulación caso sin Caudal.

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.86 | 0.64 | 1.01 | 1.01 | 1.10 | 0.82 | -0.86 | 0.65 | 0.90 | 1.04 | 1.61 | 1.45 |
| -0.77 | 0.67 | 1.03 | 1.83 | 1.24 | 0.56 | -0.77 | 0.68 | 0.88 | 1.32 | 1.61 | 1.15 |
| -0.67 | 0.75 | 0.99 | 1.64 | 1.23 | 0.71 | -0.67 | 0.76 | 0.93 | 1.37 | 1.63 | 1.07 |
| -0.58 | 0.83 | 0.94 | 1.22 | 1.21 | 0.95 | -0.58 | 0.85 | 1.00 | 1.36 | 1.66 | 1.03 |
| -0.49 | 0.76 | 0.98 | 0.69 | 2.54 | 0.77 | -0.49 | 0.78 | 0.98 | 0.86 | 1.72 | 1.12 |
| -0.40 | 0.73 | 1.01 | 0.33 | 3.27 | 0.65 | -0.40 | 0.78 | 0.96 | 0.48 | 1.71 | 1.12 |
| -0.30 | 0.87 | 0.99 | 0.57 | 1.88 | 0.74 | -0.30 | 1.03 | 0.93 | 0.55 | 1.47 | 0.81 |
| -0.21 | 0.88 | 0.96 | 0.72 | 1.05 | 0.74 | -0.21 | 0.98 | 0.89 | 0.78 | 1.36 | 0.71 |
| -0.12 | 0.98 | 1.38 | 0.92 | 1.52 | 0.04 | -0.12 | 0.53 | 0.83 | 1.25 | 1.45 | 0.91 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.86 | 0.47 | 0.92 | 0.63 | 1.00 | 0.96 |
| -0.77 | 0.48 | 0.93 | 0.80 | 1.07 | 0.94 |
| -0.67 | 0.52 | 0.90 | 0.81 | 0.99 | 0.80 |
| -0.58 | 0.56 | 0.87 | 0.77 | 0.87 | 0.65 |
| -0.49 | 0.44 | 0.91 | 0.54 | 0.83 | 0.92 |
| -0.40 | 0.37 | 0.96 | 0.40 | 0.81 | 1.08 |
| -0.30 | 0.50 | 1.04 | 0.54 | 0.88 | 0.83 |
| -0.21 | 0.55 | 1.01 | 0.65 | 0.86 | 0.69 |
| -0.12 | 0.49 | 0.85 | 0.72 | 0.74 | 0.69 |

Tabla 43: Razón intervalos B/A, ADCP 5, simulación caso sin Caudal.

| (a) TTIDE | | | | | | (b) FFT | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 | z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
| -0.82 | 0.52 | 0.65 | 0.68 | 2.96 | 1.35 | -0.82 | 0.62 | 0.59 | 0.85 | 1.63 | 2.54 |
| -0.71 | 0.90 | 0.71 | 0.57 | 3.68 | 0.78 | -0.71 | 0.99 | 0.69 | 0.79 | 1.91 | 1.37 |
| -0.60 | 1.29 | 0.98 | 0.55 | 1.94 | 0.78 | -0.60 | 1.23 | 1.01 | 0.77 | 1.64 | 1.44 |
| -0.48 | 1.07 | 1.03 | 0.52 | 1.73 | 0.78 | -0.48 | 0.81 | 1.08 | 0.78 | 1.63 | 0.94 |
| -0.37 | 0.80 | 1.00 | 0.62 | 1.74 | 0.87 | -0.37 | 0.49 | 1.03 | 0.98 | 1.59 | 0.67 |

(c) WT

| z/h | K_1 | M_2 | M_3 | M_4 | M_6 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| -0.82 | 0.37 | 0.49 | 0.42 | 0.68 | 0.66 |
| -0.71 | 0.59 | 0.57 | 0.41 | 0.71 | 0.60 |
| -0.60 | 0.87 | 0.86 | 0.47 | 0.95 | 0.65 |
| -0.48 | 0.59 | 0.89 | 0.50 | 0.95 | 0.65 |
| -0.37 | 0.37 | 0.84 | 0.55 | 0.97 | 0.70 |