

UNIVERSIDAD
DE LA REPUBLICA
URUGUAY

FACULTAD DE INGENIERIA

imfia
FACULTAD DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

Modelos morfodinámicos aplicados a la gestión de las lagunas litorales

El caso de la Laguna de Rocha

Manuel Teixeira

Programa de Posgrado en Mecánica de los Fluidos Aplicada
Facultad de Ingeniería
Universidad de la República

Montevideo – Uruguay
Abril de 2019



UNIVERSIDAD
DE LA REPUBLICA
URUGUAY

FACULTAD DE INGENIERIA

imfia
FACULTAD DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

Modelos morfodinámicos aplicados a la gestión de las lagunas litorales

El caso de la Laguna de Rocha

Manuel Teixeira

Tesis de Maestría presentada al Programa de Posgrado en Mecánica de los Fluidos Aplicada, Facultad de Ingeniería de la Universidad de la República, como parte de los requisitos necesarios para la obtención del título de Magister en Mecánica de los Fluidos Aplicada.

Director:
Dr. Ing. Sebastián Solari

Montevideo – Uruguay
Abril de 2019

Agradecimentos

Quisiera agradecer a Sebastián Solari no solo por ser el tutor de esta tesis, sino por su constante preocupación por la calidad del trabajo y que este signifique para mi una instancia de aprendizaje y crecimiento personal.

A la Agencia Nacional de Investigación e Innovación (ANII) por la confianza que depositaron en mi al otorgarme la beca de Posgrado Nacional y los fondos de movilidad para realizar una estadía en la Universidad de Granada, España.

Al grupo de Dinámica de Flujos Ambientales del CEAMA y en especial a Miguel Ortega Sánchez por su hospitalidad y los conocimientos brindados durante mi estancia en Granada.

A todos los que colaboraron y participaron en las campañas de medición en la laguna, por su tiempo y buena disposición. En especial a Guillermo Etchavarría, Rodrigo Alonso y Maya Lambert.

Finalmente quiero agradecer a mi familia y muy especialmente a mi esposa Victoria por su constante apoyo, comprensión y respeto por el tiempo dedicado a este trabajo.

RESUMEN

La costa Atlántica del Uruguay presenta una serie de lagunas salobres que se conectan intermitentemente con el Océano Atlántico a través de una barra de arena. Estas lagunas han sido declaradas áreas naturales protegidas por distintos decretos nacionales y convenciones internacionales debido a su elevada biodiversidad, alta productividad biológica y servicios ecosistémicos que ofrecen. Este es el caso de la Laguna de Rocha, la cual junto con su zona costera y marina adyacente, forma parte del Sistema Nacional de Áreas Protegidas (SNAP).

La Laguna de Rocha, por su conexión intermitente con el océano puede ser clasificada como Laguna Costera con Apertura y Cierre Intermitente (ICOLL por sus siglas en inglés). La apertura puede darse por causas naturales o por intervención humana para evitar la inundación de las zonas aledañas y mejorar la pesca. Si bien existe un protocolo que regula las condiciones necesarias para permitir la apertura, es deseable lograr un mejor entendimiento de la dinámica de la desembocadura, pudiendo cuantificar los procesos físicos involucrados. En particular interesa conocer los intercambios entre la laguna y el océano, para lo que hay que saber cómo y cuando se abre la boca y cómo evoluciona en el tiempo.

Este trabajo de tesis se centró en la modelación de distintos fenómenos físicos que determinan los procesos de apertura y la conexión de la Laguna de Rocha con el Océano Atlántico.

Un primer paso para para la cuantificación de los procesos físicos fue la obtención de los aportes fluviales a la laguna. Interesa conocer los aportes en escala diaria porque estos controlan el proceso de llenado y apertura de la laguna, y condicionan la evolución temporal de la boca. Para obtener estos aportes se recurrió al modelo hidrológico de paso diario GR4J (Perrin et al. (2003)). El modelo se calibró en condiciones de laguna cerrada y se obtuvieron las series de aportes diarios de varios años.

En segundo lugar se estudió el proceso de apertura con el objetivo de conocer cuál es el canal de la desembocadura luego de una apertura, en función de las características de la misma. Para esto se recurrió a la observación y

medición mediante campañas de campo, y a la modelación numérica del proceso de apertura. Se determinó que los modelos disponibles de código abierto, y en particular el modelo utilizado (Delft3D) no logran reproducir todos los aspectos del proceso. No se logró una correcta reproducción de la forma de la sección transversal del canal final. Se identificó que las principales limitantes están asociadas al colapso de los taludes laterales del canal.

Queda planteado por tanto como línea de trabajo el desarrollo de modelos propios que contemplen los procesos necesarios, así como la obtención de más datos para su calibración y validación. En particular respecto a las campañas de campo, se obtuvo el primer set de datos de un proceso de apertura. Se midieron corrientes en una apertura y se cuantificaron los tiempos de evolución del ancho del canal, pero es necesario la obtención de más datos y poder registrar la evolución de la sección del canal durante la apertura.

Por último se analizó la evolución temporal de la desembocadura. Para esto se implementó un modelo hidro-morfodinámico unidimensional, de mayor escala temporal que el anterior. El modelo tiene en cuenta la evolución temporal de la sección del canal, incluyendo el crecimiento de la berma cuando la laguna está cerrada y la posibilidad de apertura y cierre de la boca de la desembocadura. El modelo fue utilizado para evaluar la influencia de los forzantes en la apertura y cierre de la barra, tanto para series medias anuales de los forzantes como para series reales. Se identificó que los forzantes principales involucrados en la apertura y cierre de la barra son el caudal que aportan los cursos de agua y los sedimentos que aporta el océano. El modelo permitió reproducir el intercambio de caudales entre la laguna y el océano, analizar la estabilidad de la desembocadura y el proceso de cierre. Permitió también analizar distintos escenarios de políticas de apertura de la laguna, determinando la influencia de imponer distintas cotas de nivel para las cuales realizar la apertura artificial. Surge como línea de trabajo futura la obtención de datos para calibrar los distintos componentes de este modelo, en particular el crecimiento de la berma, la evolución del canal y la apertura de la laguna.

ABSTRACT

Uruguay's Atlantic Coast presents a series of brackish lagoons with an intermittent connection to the Atlantic Ocean through a sand barrier. These lagoons have been declared natural protected areas by several national laws and international conventions due to their high biodiversity, high biological productivity and the services their ecosystems provide. Such is the case of the Rocha Lagoon, which has been included as part of the National System of Protected Areas (NSPA).

Because of its connection to the ocean, the Rocha Lagoon can be classified as an ICOLL (Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons). The opening may happen because of natural causes or because of human intervention (e.g., controlling floods, improving fisheries). Although there is a protocol that specifies the conditions necessary to allow the artificial opening, it is desirable to achieve a better understanding of the mouth dynamics, being able to identify the physical processes involved. Specifically, it is of interest to know the exchanges between the lagoon and the ocean, for which it is necessary to know how and when the mouth opening occurs and how it evolves in time.

This thesis focused on the modelling of different physical processes that define the opening and the connection between the Rocha Lagoon and the Atlantic Ocean.

As a first step for quantifying the physical processes, the river flow was obtained. It is of interest to know the river flow at a daily scale because it controls the processes of the lagoon filling and opening, and because it influences the evolution of the mouth of the lagoon. To obtain the river flow, a hydrological model was implemented (the GR4J model, a daily lumped rainfall-runoff model, Perrin et al. (2003)). The model was calibrated in closed lagoon conditions and the series of river flows were obtained for several years.

Secondly, the opening process was studied to know what the final channel mouth dimensions are after the opening, and how the channel depends on the characteristics of the opening. To achieve this, measurement campaigns were carried out and a numerical modelling of the lagoon breaching was implemented. It was determined that the available open source numerical models, and in

particular the model that was used (Delft3D), do not reproduce every aspect of the process. A correct representation of the final transverse section of the mouth was not accomplished. It was identified that the main limitations are associated with the bank collapse mechanism of the channel.

Therefore, developing numerical models that include the processes needed is a future line of work, and so is obtaining more data for the calibration and validation of the models. Regarding the measurement campaigns, the first data set for an artificial opening was obtained. Nevertheless, it is necessary to obtain more data and to be able to measure the evolution of the channel section during the breaching.

Finally, the temporal evolution of the mouth and the flow exchange were analysed. A hydrodynamic and morphodynamic model was implemented to accomplish this. This model has a larger temporal scale than the previous model. It takes the temporal evolution of the channel section into account, including the berm growth when the lagoon is closed, and it also includes the opening and closure of the lagoon mouth. The model was utilized for evaluating the influence of the different forcings in the opening and closure (for mean annual series of the forcings and for real series). It was identified that the main forcings involved in the opening and closure of the lagoon were the river flow and the sediment concentration of the ocean. The model was able to reproduce the flow exchange between the lagoon and the ocean, and to analyse the stability of the mouth and the closure process. The model was also able to analyse different scenarios of artificial openings, evaluating the effects of varying the lagoon water level required for starting the opening. A future line of work derived from this consists in obtaining field data for calibrating the different aspects of the model, in particular the berm growth, the channel evolution and the lagoon opening.

Tabla de contenidos

Lista de figuras xi

Lista de tablas xviii

1 Introducción 1

1.1 Lagunas costeras con apertura y cierre intermitente 1

1.1.1 Distribución global y condiciones en que ocurren 2

1.1.2 ICOLL más estudiadas 4

1.1.3 Morfología característica de la desembocadura 4

1.2 Laguna de Rocha 6

1.3 Objetivos 9

2 Información disponible 11

2.1 Precipitación y evaporación 11

2.2 Nivel de la laguna 11

2.3 Viento 12

2.4 Marea 12

2.5 Oleaje 13

2.6 Datos de aperturas 13

2.7 Topografía y Batimetría 13

3 Metodología general 16

4 Cálculo de aportes fluviales 18

4.1 Introducción 18

4.2 Antecedentes en Uruguay 18

4.3 Metodología 19

4.4 Modelo GR4J 20

4.4.1 Descripción del modelo 20

4.4.2 Parámetros del modelo . . . 23
4.4.3 Caracterización de la cuenca de la Laguna de Rocha . . . 24
4.5 Calibración y validación del modelo hidrológico . . . 25
4.5.1 Niveles de la laguna a partir del modelo hidrológico . . . 25
4.6 Resultados . . . 29
4.7 Discusión . . . 29
4.8 Conclusiones . . . 34

5 Apertura de la laguna **35**
5.1 Introducción . . . 35
5.2 Estado del arte . . . 35
5.2.1 Apertura de la barra por rebase . . . 35
5.2.2 Modelos de apertura . . . 42
5.3 Campañas de medición . . . 48
5.3.1 Registro de la evolución temporal de la apertura artificial 48
5.3.2 Medidas del ancho del canal . . . 53
5.3.3 Medidas del nivel y volumen de la laguna . . . 53
5.3.4 Campo de velocidades . . . 55
5.3.5 Mediciones de caudal y velocidad . . . 56
5.4 Modelación numérica . . . 57
5.4.1 Introducción . . . 57
5.4.2 Descripción del modelo . . . 57
5.4.3 Configuración del modelo . . . 61
5.4.4 Resultados . . . 63
5.4.5 Comentarios acerca de la erosión del talud lateral del canal 64
5.4.6 Modelación variando factor de pendiente de fondo transversal (α_{bn}) . . . 66
5.4.7 Discusión . . . 73
5.5 Conclusiones . . . 73

6 Flujos y estabilidad **75**
6.1 Introducción . . . 75
6.2 Modelo hidrodinámico . . . 76
6.2.1 Ecuaciones que gobiernan el proceso . . . 76
6.2.2 Solución analítica . . . 77
6.2.3 Solución numérica . . . 84

6.3 Estabilidad del canal de desembocadura 84
6.4 Modelo hidromorfodinámico 88
6.4.1 Presentación del modelo 88
6.4.2 Aplicación del modelo a la Laguna de Rocha 89
6.4.3 Sensibilidad a políticas de apertura artificial 103
6.5 Discusión y conclusiones 104

7 Conclusiones generales y futuras líneas de trabajo 107

Referencias bibliográficas 109

Anexos 115
Anexo 1 Campañas de medición 116
1.1 Introducción 116
1.2 Mediciones en el canal de desembocadura con la laguna conectada al océano 116
1.2.1 Introducción 116
1.2.2 Mediciones de velocidad y caudal 117
1.2.3 Relevamiento topográfico 118
1.2.4 Instalación de regla para medición de niveles 120
1.3 Medición de una apertura artificial de la Laguna de Rocha . . . 121
1.3.1 Objetivos 121
1.3.2 Instrumentación 121
1.3.3 Cronología y mediciones 122
1.3.4 Descripción de la evolución del canal 124
1.3.5 Resultados 127
1.3.6 Conclusiones 131
Anexo 2 Resolución del modelo hidro-morfodinámico 134

Lista de figuras

1.1 Balance de agua para laguna abierta (a) y cerrada (b). De Gordon (1990) 3
1.2 Distribución global de los ICOLL (McSweeney et al. (2017)) . . 4
1.3 Principales componentes de la desembocadura. De Dean y Dalrymple (2004) 5
1.4 Lagunas costeras en la costa atlántica de Uruguay (Meerhoff et al. (2013)). 6
1.5 a) Foto satelital del canal de desembocadura de la Laguna de Rocha correspondiente a Febrero de 2018. b) Foto satelital del canal de desembocadura de la Laguna de Rocha correspondiente a Julio de 2018 8
1.6 Esquema conceptual del funcionamiento de la apertura y cierre de la barra de la laguna. (Teixeira et al. (2013)) 10

2.1 Pluviómetros utilizados para el modelo hidrológico. Información proporcionada por INUMET 12
2.2 Registro de aperturas de la Laguna de Rocha. En negro los períodos en los que no se cuenta con datos. En rojo períodos de barra abierta y en azul de barra cerrada 13

4.1 Esquema del funcionamiento del modelo hidrológico de paso diario GR4J (Perrin et al. (2003)) 20
4.2 Cuencas de la Laguna de Rocha 25
4.3 Relación entre el nivel de la laguna y el volumen obtenida de la batimetría 27
4.4 Relación entre el nivel de la laguna y el área obtenida de la batimetría 28

4.5 Comparación entre el nivel observado en la laguna y el nivel modelado para los períodos calibrados 30
4.6 Comparación entre el nivel observado en la laguna y el nivel modelado para los períodos validados 31
4.7 Precipitación y caudal total que aportan los cursos fluviales para el año 1996 32
4.8 Precipitación y caudal total que aportan los cursos fluviales para el año 1998 32
4.9 Precipitación y caudal total que aportan los cursos fluviales para el año 2004 33
4.10 Ciclo medio anual de caudal neto 33

5.1 Las tres etapas del proceso de apertura. De Gordon (1990) . . . 38
5.2 Etapa 2. De Gordon (1990) 40
5.3 Las 5 etapas descritas por Visser (1998). 42
5.4 Resumen de los modelos de apertura revisados actualizando la tabla de Tuan (2007) 45
5.5 Foto aérea de la barra del día 26 de junio. En rojo se muestra la zona donde se abrirá el canal 49
5.6 a) Foto de la retroexcavadora abriendo el canal. b) Foto aérea tomada con drone del mismo momento 49
5.7 Foto tomada con drone del momento en que se termina de conectar al océano con la laguna 50
5.8 a) Se observan las antidunas en el fondo del canal. b) Vista del canal hacia el océano, se observan resaltos. c) Vista del canal hacia la alguna, se observan resaltos. d) Vista del canal hacia el océano 50
5.9 El canal a las 5 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano 51
5.10 El canal a las 20 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano 51
5.11 Fotos aéreas del día siguiente a la apertura. a) Canal de desembocadura, a la izquierda el océano y a la derecha la laguna. b) Se observa la pluma de descarga en el océano 52
5.12 16 de julio (a los 6 días de abierta la barra). En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano 52

5.13 Fotografía del canal de desembocadura mirando hacia el océano. Tomada el 28 de julio 52
5.14 Variación del ancho del canal 53
5.15 Fotos aéreas georreferenciadas. Se observa el aumento del ancho del canal. En rojo se muestra las dimensiones iniciales y en negro las dimensiones del canal en etapas posteriores. a) Recién abierta la barra. b) 24 horas de la apertura. c) 6 días de de la apertura 54
5.16 Variación del nivel de la laguna y del océano 55
5.17 Campo de velocidades en el canal de desembocadura al día siguiente a la apertura obtenido con PIV. El océano se encuentra hacia la parte inferior de las imágenes y la laguna hacia la parte superior. a) Imagen aérea correspondiente al período de tiempo en que se calculan las velocidades. b) Campo de velocidades superficiales obtenido, unidades en m/s 56
5.18 Velocidad en el sentido del flujo. Para sección en la medición de la mañana (13.00 hrs). La velocidad promedio es de 0.44 m/s . . 56
5.19 Velocidad en el sentido del flujo. Para la misma sección en la medición de la tarde (15.20 hrs). La velocidad promedio es de 0.36 m/s 57
5.20 Zona a modelar 62
5.21 Esquematización de la zona de la desembocadura 63
5.22 Comparación entre el nivel calculado a partir de los caudales modelados y el nivel observado en la laguna, para cuatro eventos de aperturas naturales registrados 65
5.23 Batimetría inicial del modelo y la batimetría a los 3 días de la apertura natural de mayo de 2004. Ancho inicial de 10 m. En blanco se indica donde se encuentra la sección transversal analizada en la figura 5.24 66
5.24 Sección inicial y sección final a los 3 días con ancho inicial 10 m 67
5.25 Para modelación del año 2001, comparación entre las secciones alcanzadas a los 3 días de la apertura variando el valor de la pendiente transversal de transporte de sedimentos (α_{bn}). Ancho inicial de 10 m 68

5.26 Para modelación del año 2003, comparación entre las secciones alcanzadas a los 3 días de la apertura variando el valor de la pendiente transversal de transporte de sedimentos (α_{bn}). Ancho inicial de 10 m 69
5.27 Batimetría para distintos α_{bn}, para apertura del 2001 con ancho inicial de 10 m. Se observa el canal a los 3 días de la apertura . 70
5.28 Batimetría para distintos AlfaBN, para apertura del 2003 con ancho inicial de 10 m. Se observa el canal a los 3 días de la apertura 71
5.29 Comparación entre el nivel calculado a partir de los caudales modelados y el nivel observado en la laguna, para cuatro eventos de aperturas naturales registrados, variando el parámetro α_{bn} . . 72

6.1 Esquema del modelo. a) Vista en planta. b) Sección longitudinal. De Hinwood et al. (2012) 76
6.2 Onda de marea en el océano y en la barra para la solución analítica 81
6.3 Velocidad en el canal de desembocadura para la solución analítica 82
6.4 Espectro de amplitud de la marea meteorológica 83
6.5 Solución analítica para la marea meteorológica 83
6.6 Solución numérica para los primeros 20 días del año 2003. En azul se presenta la señal de nivel del océano total y en negro con línea punteada a la componente meteorológica del nivel del océano. En rojo el nivel de la laguna obtenido del modelo 85
6.7 Solución numérica del nivel de agua en la laguna para el año 2003 85
6.8 Solución numérica de la velocidad en el canal de desembocadura para el año 2003 86
6.9 Diagrama de Escoffier para la Laguna de Rocha 88
6.10 Semsibilidad de C_o. Para el ciclo medio del caudal, marea astronómica y sin el efecto del viento 91
6.11 Sensibilidad de α. Con Ciclo de Caudal medio anual, marea astronómica y sin efecto del viento 92
6.12 Sensibilidad Manning. Con Ciclo de Caudal medio anual neto, manning 0.016, alfa33 92
6.13 Ciclo medio anual de caudal. A la serie discreta hallada con el modelo hidrológico (capítulo 4) se le aproxima una función continua 93

6.14 Viento medio anual 94
6.15 Evolución del área de la sección transversal del canal, el nivel en la laguna, el ancho del canal y la cota de fondo del canal para el ciclo medio del caudal, marea astronómica y sin el efecto del viento 96
6.16 Nivel de la laguna a escala de días 97
6.17 Evolución del área de la sección transversal del canal, el nivel en la laguna, el ancho del canal y la cota de fondo del canal para el ciclo medio del caudal, marea astronómica y meteorológica y sin el efecto del viento 98
6.18 Nivel de la laguna a escala de días 99
6.19 Series reales de los forzantes 101
6.20 Resultados del modelo ante series reales de los forzantes 102
6.21 Nivel en la laguna para las diferentes cotas de apertura 105
6.22 Función de distribución empírica de los niveles que se obtienen para distintas cotas de apertura de la berma 106

1.1 Medición de velocidad y caudal con ADCP en el canal de desembocadura. 7 de noviembre de 2016 117
1.2 Velocidad en el sentido del flujo. Para sección en la medición de la mañana (13.00 hrs). La velocidad promedio es de 0.44 m/s . . 118
1.3 Velocidad en el sentido del flujo. Para la misma sección en la medición de la tarde (15.20 hrs). La velocidad promedio es de 0.36 m/s 118
1.4 Vista del canal de desembocadura desde la margen izquierda. 6 de noviembre de 2016 119
1.5 Topografía obtenida como resultado del relevamiento topográfico. Referencias en metros medidos desde el cero oficial 119
1.6 Regla instalada en la campaña de medición (derecha) y regla existente (izquierda) 120
1.7 Mástil con la cámara GoPro 122
1.8 Sistema de cable de acero y caños metálicos para realizar transectas del ADCP 122
1.9 Foto aérea de la barra del día 26 de junio. En rojo se muestra la zona donde se abrirá el canal 123

1.10 a) Foto de la retroexcavadora abriendo el canal. b) Foto aérea tomada con drone del mismo momento 123
1.11 Foto tomada con drone del momento en que se termina de conectar al océano con la laguna 124
1.12 a) Se observan las antidunas en el fondo del canal. b) Vista del canal hacia el océano, se observan resaltos. c) Vista del canal hacia la alguna, se observan resaltos. d) Vista del canal hacia el océano 125
1.13 El canal a las 5 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano 125
1.14 El canal a las 20 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano 126
1.15 Fotos aéreas del día siguiente a la apertura. a) Canal de desembocadura, a la izquierda el océano y a la derecha la laguna. b) Se observa la pluma de descarga en el océano 126
1.16 16 de julio (a los 6 días de abierta la barra). En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano 127
1.17 Fotografía del canal de desembocadura mirando hacia el océano. Tomada el 28 de julio 127
1.18 Variación del ancho del canal 128
1.19 Fotos aéreas georreferenciadas. Se observa el aumento del ancho del canal. En rojo se muestra las dimensiones iniciales y en negro las dimensiones del canal en etapas posteriores. También se indica la posición del mástil para la cámara GoPRO que fue arrastrada por la corriente a) Recién abierta la barra. b) 24 horas de la apertura. c) 6 días de de la apertura 128
1.20 Variación del nivel de la laguna del océano 129
1.21 Perfil transversal de la berma en la zona donde se abrió el canal. Se presenta el perfil relevado el día 28 de junio, 11 de julio (día de la apertura) y el perfil modelado con las fotos aéreas. El cero de la progresiva corresponde al lado del océano 130
1.22 Comparación entre el perfil modelado y uno medido el día de la apertura (11 de julio), 50 m al oeste del canal inicial la apertura 130
1.23 Comparación entre el perfil modelado y uno medido el día 28 de junio, 50 m al este del canal inicial la apertura 131

1.24 Relevamiento topográfico a partir de fotos aéreas. a) Ortofoto construida a partir de las fotos aéreas. b) Modelo Digital del Terreno sobre la ortofoto 132
1.25 Campo de velocidades en el canal de desembocadura al día siguiente a la apertura obtenido con PIV. El océano se encuentra hacia la parte inferior de las imágenes y la laguna hacia la parte superior. a) Imagen aérea correspondiente al período de tiempo en que se calculan las velocidades. b) Campo de velocidades superficiales obtenido, unidades en m/s 133
1.26 Campo de velocidades en el canal de desembocadura del día 16 de julio (6 días después de la apertura) obtenido con PIV. El océano se encuentra hacia la parte inferior de las imágenes y la laguna hacia la parte superior. a) Imagen aérea correspondiente al período de tiempo en que se calculan las velocidades. b) Campo de velocidades superficiales obtenido, unidades en m/s . 133

2.1 Comparación entre la solución analítica y la solución numérica para la marea astronómica 136
2.2 Comparación entre la solución analítica y la solución numérica para la marea meteorológica 137

Lista de tablas

2.1 Información disponible. Se indica el capítulo en que se utiliza cada información 15

4.1 Agua Disponible para cada cuenca del modelo hidrológico 24
4.2 Parámetros morfológicos de las subcuencas 24
4.3 Raíz del error medio cuadrático para los períodos calibrados . . 27
4.4 Raíz del error medio cuadrático para los períodos validados . . . 28

6.1 Parámetros utilizados para aplicar la solución analítica a la Laguna de Rocha 80
6.2 Caudal de entrada y de salida a la laguna por año 103

Capítulo 1

Introducción

En este capítulo se realiza una descripción general de las lagunas costeras que, como es el caso de la Laguna de Rocha, presentan una apertura intermitente al mar. Posteriormente se realiza una breve introducción a la Laguna de Rocha, la cual será el sitio de estudio de este trabajo. Finalmente se presentan los objetivos de este trabajo.

1.1. Lagunas costeras con apertura y cierre intermitente

Las lagunas costeras con apertura y cierre intermitente son un tipo particular de estuario caracterizados por alternar períodos abiertos y cerrados al océano (McSweeney et al. (2017)). Los estuarios representan la transición entre el ambiente fluvial y el marino, estando su morfología definida por la interacción de los caudales que aportan los ríos, las olas y las mareas (Dalrymple et al. (1992)).

La conexión con el océano es una característica clave de los estuarios. De ella dependerán los intercambios físicos, químicos y biológicos. Es por esto que los estuarios se puedan clasificar según su conexión con el océano. Los que presentan una conexión intermitente con el océano son denominados de diferentes formas, la más utilizada internacionalmente es la de Lagos y Lagunas con Apertura y Cierre Intermitente (ICOLL por sus siglas en inglés) (McSweeney et al. (2017)). Otros autores las denominan TOCE (Estuarios Temporalmente Abiertos o Cerrados, Stretch y Parkinson (2006)), "Seasonally Open Tidal Inlets"(Ranasinghe et al. (1999)), "Bar Built Estuaries"(Behrens et al. (2013)).

El estado de la desembocadura no solo es importante para la morfología de la laguna, sino que también es probablemente el factor más importante que gobierna la estructura y el funcionamiento de la comunidad biótica. (Smakhtin (2004)).

El estudio de este tipo de sistemas está más desarrollado en países en donde se presentan, en varios puntos de sus costas, lagunas que se abren al mar en diversos momentos del año (como Sudáfrica y Australia, que contienen la mayor proporción de este tipo de lagunas (McSweeney et al. (2017)). Este tipo de lagunas y lagos se ven aislados del océano por períodos de tiempo variables mediante una barra de arena, la cual se forma en la desembocadura. La conexión con el océano se da cuando esa barra de arena se abre ("breaching"), de forma natural o mecánica (en algunos casos es abierta intencionalmente para evitar inundaciones por suba del nivel de la laguna, o para mejorar la calidad del agua (Wainwright (2012)). La desembocadura se cierra por el transporte de sedimentos hacia su boca debido al oleaje y/o cuando la combinación de la marea y el caudal de los ríos afluentes no es lo suficientemente fuerte para mantener la desembocadura libre de sedimentos (Slinger et al. (2017)).

Gordon (1990) define dos regímenes distintos de funcionamiento, que determinan el nivel de agua en las lagunas. El primero está dominado por las mareas y se da cuando la laguna está conectada al océano. El nivel de agua de la laguna varía de la misma forma que el nivel de marea, desfasado por la pérdida de carga en la entrada de la laguna. El segundo régimen se da cuando la laguna está cerrada al mar, y está gobernado por el balance de agua, el cual depende del aporte de los ríos afluentes, la precipitación, la evaporación, las pérdidas por percolación y el oleaje que pasa por encima de la barra ("wave overtopping"). Ver figura 1.1.

1.1.1. Distribución global y condiciones en que ocurren

McSweeney et al. (2017) realizaron un estudio de la distribución global de las lagunas costeras con apertura intermitente basado en revisión de la bibliografía y en la observación de imágenes satelitales. Según este estudio existe un total de 1477 lagunas con apertura y cierre intermitente (ICOLL) en el mundo (el estudio no tuvo en cuenta al continente antártico). Si se compara este número con el número estimado de estuarios en el mundo (53,618), los ICOLL representan el 2.75 % de los estuarios a nivel global. En particular, a

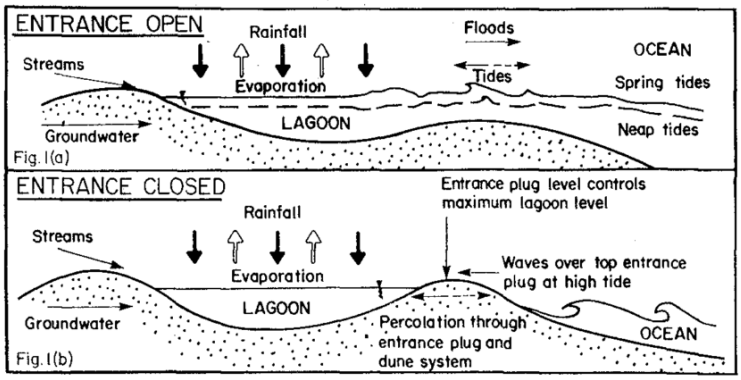


Figura 1.1: Balance de agua para laguna abierta (a) y cerrada (b). De Gordon (1990)

lo largo de costas con rangos de marea bajos (micro mareales), el 15.30 % de los estuarios presentan una apertura y cierre intermitente.

En cuanto a la ubicación, los ICOLL se concentran dentro de las latitudes medias, entre 6.22° a 46.26° N y 7.46° a 54.38° S. Australia y Sudáfrica son los países con mayor cantidad de ICOLL (37 % del global). También son frecuentes en México, Estados Unidos (principalmente en California), Argentina, Nueva Zelanda, Chile, Brasil, Rusia, Uruguay, Marruecos, Madagascar, España, Portugal, Sri Lanka y Vietnam (ver figura 1.2).

El estudio de McSweeney et al. (2017) analizó también las condiciones en las que este tipo de lagunas ocurren. La mayoría de los ICOLL ocurren en latitudes medias en las cuales las costas están dominadas por el oleaje. En Australia, por ejemplo, la mayoría de los ICOLL se encuentran en áreas en donde la media de la altura significativa en 100 años es mayor a 1.5 m y el rango mareal es menor a 2 m.

Otra característica es el área de las cuencas de aporte a las lagunas, las cuales son significativamente menores si se las compara con lagunas que no se cierran. Según McSweeney et al. (2017) en Australia la media de la cuenca de aporte de los ICOLL es de 632 km^2, mientras que para lagunas permanentemente abiertas en costas dominadas por el oleaje es de 2940 km^2 y para estuarios mareales de 4201 km^2. Una pequeña cuenca de aporte significa una menor energía aportada por los cursos fluviales, la cual es necesaria para mantener abierta la boca.

También favorece a la apertura y cierre de las lagunas la existencia de una variabilidad temporal en los aportes fluviales. Por ejemplo Australia y Sudáfrica se caracterizan por tener una gran variabilidad de escorrentía anual

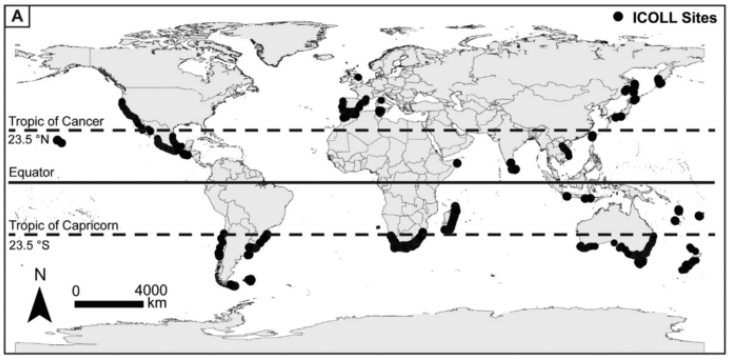


Figura 1.2: Distribución global de los ICOLL (McSweeney et al. (2017))

y son los países con mayor número de ICOLL.

1.1.2. ICOLL más estudiadas

En Australia se cuenta con registros de observaciones y mediciones de apertura y cierre de varias lagunas. Gordon (1990) describió el proceso de apertura basándose en los estudios de las lagunas Narrabeen y Dee Why, ambas situadas en la costa este, al norte de Sidney. Morris y Turner (2010) realizaron mediciones también en la laguna Narrabeen para estudiar el transporte de sedimentos y la formación de bancos de arena a la entrada de la laguna. También en la costa este, Wainwright (2012) ha registrado eventos de apertura y cierre en el Tabourie Lake. En la costa oeste de Australia, Ranasinghe (1998) ha estudiado el Wilson Inlet, en particular el proceso de cierre.

Otras lagunas en las cuales ha sido estudiada su apertura y cierre son, por ejemplo en Sudáfrica, el estuario Great Brak (Slinger et al. (2017)) y el estuario Mhlanga (Zietsman (2004)). Como se mencionó anteriormente, en Estados Unidos la mayor cantidad de lagunas con apertura y cierre intermitente se encuentran en la costa de California. La laguna Russian ha sido objeto de estudio de Behrens et al. (2013) y la Laguna Carmel de Rich y Keller (2013). En Portugal la laguna Albufeira ha sido objeto de estudio y campañas de medición por (Fortunato et al. (2014)).

1.1.3. Morfología característica de la desembocadura

Las componentes más importantes del sistema de la desembocadura que están presentes tanto en lagunas costeras con apertura intermitente o estuarios permanentemente abiertos son la barra de arena, el canal de desembocadura,

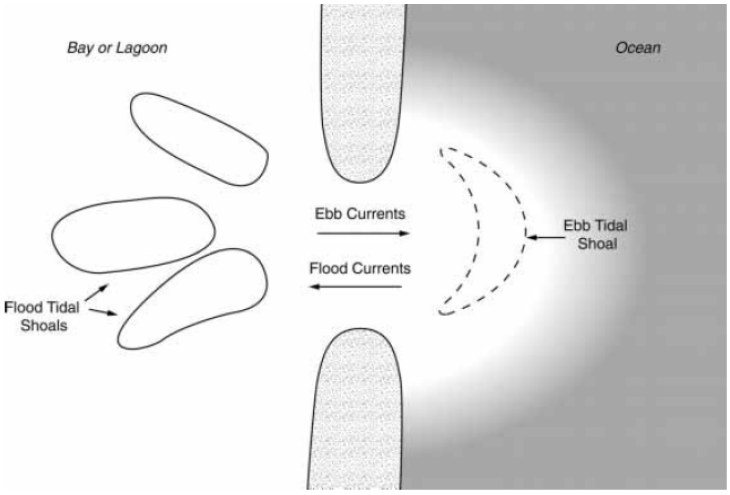


Figura 1.3: Principales componentes de la desembocadura. De Dean y Dalrymple (2004)

el banco de arena del océano (*ebb shoal*) y el banco de arena de la laguna (*flood shaol*). Estos bancos de arena son creados por los sedimentos que traen las corrientes que ingresan y salen de la laguna (*ebb currentes* y *flood currentes*). (Dean y Dalrymple (2004)). En la figura 1.3 se muestran los principales componentes.

Los bancos o deltas de arena del océano son cuerpos de arena que se encuentran próximos a la desembocadura, del lado del océano. La forma típica de los mismos es triangular o de semicírculo. La forma y el tamaño están relacionados por la relación entre la energía del oleaje y la mareal. En ambientes en donde domina la marea, estos deltas son relativamente largos y se extienden hacia aguas adentro del océano. En ambientes dominados por la energía del oleaje, los deltas son pequeños y se limitan a zonas próximas a la costa (van de Kreeke y Brower (2017)).

La forma del banco de arena de la laguna está relacionado principalmente con el rango mareal, ya que la energía de las olas juega un rol menor. Por ejemplo en costas con influencia mixta del oleaje y de la marea tienden a presentar un único banco de gran tamaño. Para costas dominadas por el oleaje, los cuales presentan estuarios poco profundos tienden a presentar bancos de arena con varios lóbulos (Fitzgerald y Davis Jr (2004)).

Otro componente principal de la desembocadura es el canal que conecta a la laguna con el océano. Se los denomina canal de marea o de desembocadura (en la bibliografía en inglés "*tidal inlet*"). Este término es utilizado no solamente

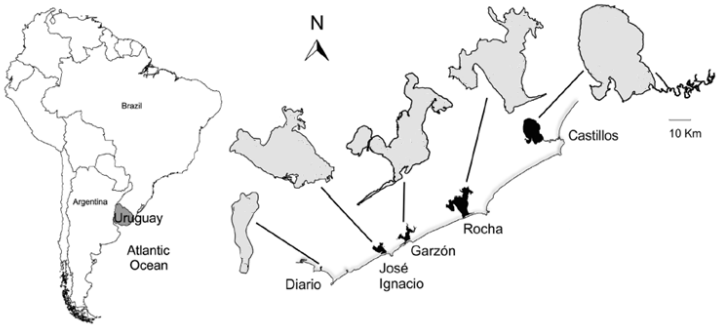


Figura 1.4: Lagunas costeras en la costa atlántica de Uruguay (Meerhoff et al. (2013)).

para lagunas costeras sino para un canal que conecte una bahía, estuario u otro cuerpo de agua similar con otro cuerpo de agua significativamente más grande.

Los canales pueden presentar diversas formas en planta (van de Kreeke y Brower (2017)). Algunos son rectos y perpendiculares a la costa mientras que otros presentan fuertes curvaturas. La forma en planta del canal está fuertemente influida por el transporte litoral de arena. La sección transversal del canal queda determinada por el prisma de marea (volumen de agua que entra a la laguna en un ciclo de marea) y también por el transporte litoral. La forma de la sección es por lo general asimétrica, siendo más profunda hacia una de las márgenes, resultando en que el flujo tenga preferencia por un lado del canal.

1.2. Laguna de Rocha

El presente estudio se centrará en la Laguna de Rocha, que por su conexión intermitente con el océano puede ser clasificada como ICOLL. Está ubicada en la costa atlántica de Uruguay, en el este del país y es parte de una serie de lagunas salobres que también presentan una apertura y cierre intermitente (ver figura 1.4).

La Laguna de Rocha ha sido declarada como área natural protegida debido a su alta biodiversidad y alta productividad biológica. Fue declarada también Reserva de la Biósfera por MaB-UNESCO y ha sido incluida como sitio Ramsar. Forma parte también del Sistema Nacional de Áreas Protegidas (SNAP). Entre muchos otros servicios ecosistémicos se destacan las pesquerías, la extracción de juncos, los valores estéticos de importancia turística, la atenuación

del impacto del cambio climático, el control hidrológico, la generación y el mantenimiento de suelos y el control de especies invasoras. La mayor parte de estos servicios son económicamente invaluables, pero influyen significativamente sobre los valores económicos directos. Sin embargo, están seriamente amenazados por procesos de eutrofización antrópica, contaminación en general y urbanización en su zona adyacente, pesca y acuacultura, entre otros.

Existen varias publicaciones acerca de la calidad del agua de la laguna. Estudios tales como Aubriot et al. (2005), Conde et al. (2002), Rodríguez-Gallego et al. (2014) en donde se han analizado y medido los principales parámetros físicos, químicos y biológicos que determinan la calidad de la laguna.

La laguna se encuentra ubicada en la zona de latitudes medias (34° 38' S, 54° 17' W), en donde se encuentra la mayor cantidad de los ICOLL a nivel global (McSweeney et al. (2017)). El área de la cuenca de aporte de la Laguna de Rocha es 1080 km^2. Si se compara este valor con datos de Australia, está más cerca al de la media de las ICOLL que al de las lagunas permanentemente abiertas.

Como se observa en la figura 1.5 pueden identificarse en la desembocadura de la laguna a varios de los componentes morfológicos de una desembocadura característica de una laguna descritos en el capítulo 1.1.3. Se puede apreciar al banco de arena de la zona interior de la laguna compuesto por varios lóbulos y también se puede observar el canal de desembocadura que en ese momento era de 350 m de largo. No se observa en la Laguna de Rocha la presencia de bancos de arena en el zona del océano.

A nivel nacional son pocos los antecedentes en cuanto al estudio de la morfología e hidrodinámica de desembocaduras. En lo referente a la dinámica de desembocaduras en general, el IMFIA ha estudiado la desembocadura del Arroyo Solis Chico (IMFIA 2012), con el objetivo de identificar las causas de la evolución que ha experimentado la desembocadura del arroyo y sobre esa base establecer las posibles acciones e intervenciones requeridas, así como la desembocadura del arroyo Solís Grande (IMFIA 2008), con el objetivo de determinar la influencia de la desembocadura en los procesos erosivos existentes en las playas cercanas.

En cuanto al estudio de la morfología e hidrodinámica de la Laguna de Rocha, el Centro de Manejo Costero de la UdelaR con el apoyo del Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental (IMFIA) y otros grupos de trabajo de UdelaR, diseñaron, a solicitud de la Dirección Nacional de Aguas



(a) Barra cerrada. Febrero 2018



(b) Barra abierta. Julio 2018

Figura 1.5: a) Foto satelital del canal de desembocadura de la Laguna de Rocha correspondiente a Febrero de 2018. b) Foto satelital del canal de desembocadura de la Laguna de Rocha correspondiente a Julio de 2018

(DINAGUA), un sistema de toma de decisión para la apertura artificial de Laguna de Rocha. La apertura de la laguna se da por causas naturales o por intervención humana. El objetivo del estudio era minimizar las aperturas artificiales, restringiendo las mismas a que se cumplan ciertas condiciones físicas, evitando las aperturas arbitrarias y sin sustento científico.

En el proyecto mencionado en el párrafo anterior se estudiaron los mecanismos físicos que controlan la apertura y cierre natural de la barra de la Laguna, tanto fluviales como marítimos, pero no se desarrolló un modelo cuantitativo de los procesos de apertura y cierre. En la figura 1.6 se presenta un esquema conceptual de funcionamiento de la apertura y cierre de la Laguna de Rocha, resultado de los estudios para la determinación del sistema de toma de decisión para la apertura artificial de la barra mencionados. En el esquema se describen las diferentes etapas que dependen de la relación entre la cota de la berma, el nivel de agua en la laguna y el oleaje. El conocimiento que se tiene de cada etapa del proceso es escaso. El presente estudio se centrará en estudiar las etapas correspondientes a la apertura (llenado, flujos luego de la apertura y estabilidad del canal de desembocadura. De la etapa 1a a la etapa 1d de la figura 1.6). Se deja de lado el estudio detallado de cierre y crecimiento de la berma.

El conocimiento de la hidrodinámica de la laguna y en particular el entendimiento de los mecanismos de apertura y cierre natural de la desembocadura, tienen una gran importancia para el estudio del ecosistema de la laguna. La dinámica de la desembocadura controla los intercambios del sistema con el océano, y por tanto regula los flujos de agua, sustancias y microorganismos.

1.3. Objetivos

El objetivo general de este estudio es comprender y modelar los procesos físicos intervinientes en la interconexión de la Laguna de Rocha con el océano Atlántico en distintas escalas temporales, y desarrollar un modelo de apertura y evolución en el tiempo de los intercambios de caudal, que sirva de condición de contorno para el desarrollo de modelos hidrodinámicos y de calidad de aguas de la Laguna de Rocha.

Los objetivos particulares son:

(O.1) Estimar los aportes fluviales a la laguna. Se pretende desarrollar un modelo hidrológico que permita estimar el caudal que ingresa a la laguna (con

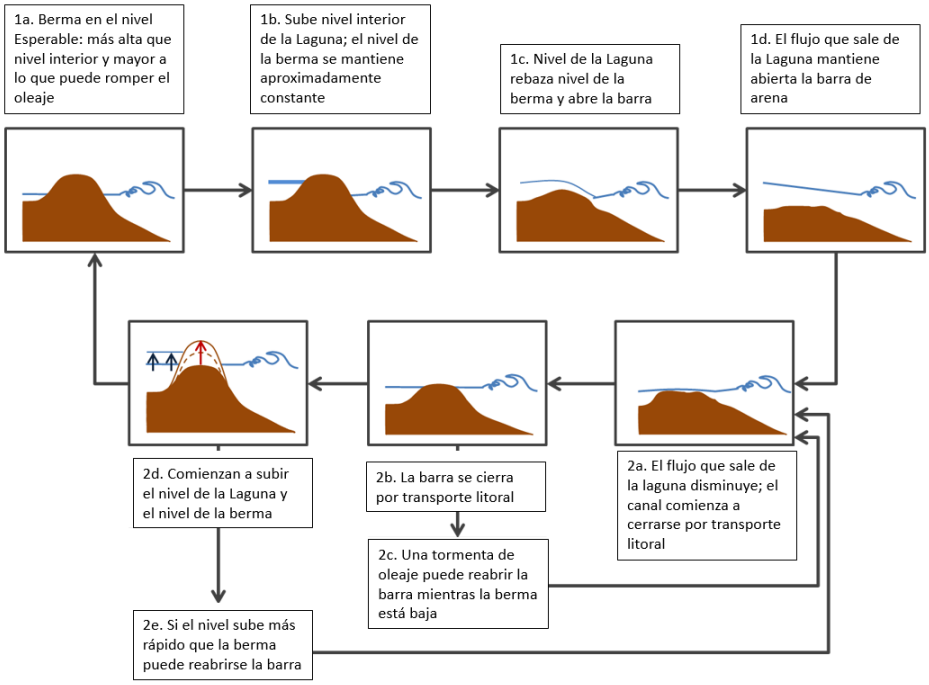


Figura 1.6: Esquema conceptual del funcionamiento de la apertura y cierre de la barra de la laguna. (Teixeira et al. (2013))

paso temporal menor o igual al diario) por parte de los cursos afluentes, ya que los mismos no se encuentran aforados ni existe ningún registro de medición continua.

(O.2) Comprender y modelar los procesos de apertura de la barra de la laguna en función de los forzantes externos (nivel de la laguna, precipitación, nivel de mar entre otros), a partir de un modelo numérico que permita analizar la evolución de la desembocadura en escala de horas a días.

(O.3) Reproducir los intercambio de caudales entre la laguna y el océano, así como la evolución temporal de la sección del canal a mayor escala temporal, a partir de un modelo de bajo costo computacional.

Capítulo 2

Información disponible

En este capítulo se presenta la información disponible para la Laguna de Rocha y su zona de influencia que fue utilizada en este trabajo de tesis. Se recopilaron datos de niveles, marea, viento, precipitación, evaporación, batimetría, topografía y fechas de apertura de la barra. En la tabla 2.1 se resume la información disponible.

2.1. Precipitación y evaporación

Los datos de precipitación utilizados en el modelo hidrológico fueron proporcionados por el Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET). Se contó con series diarias de 6 estaciones ubicadas en la zona de la cuenca de la laguna (ver figura 2.1). En la tabla 2.1 se indican los nombres de los pluviómetros y el período de años para los cuales se tienen datos.

La serie de evaporación se calculó a partir de los datos mensuales de tanque A para el departamento de Rocha corregidos por el factor de 0.7 (según DINAGUA (2011)).

2.2. Nivel de la laguna

Existe información de niveles correspondientes a 3 lecturas diarias de la escala ubicada en La Virazón (DINAGUA), durante aproximadamente 50 años (1956-2005).

En el marco de la tesis se colocó una nueva regla (ver anexo 1) que permitió tener información de niveles durante las campañas de campo.

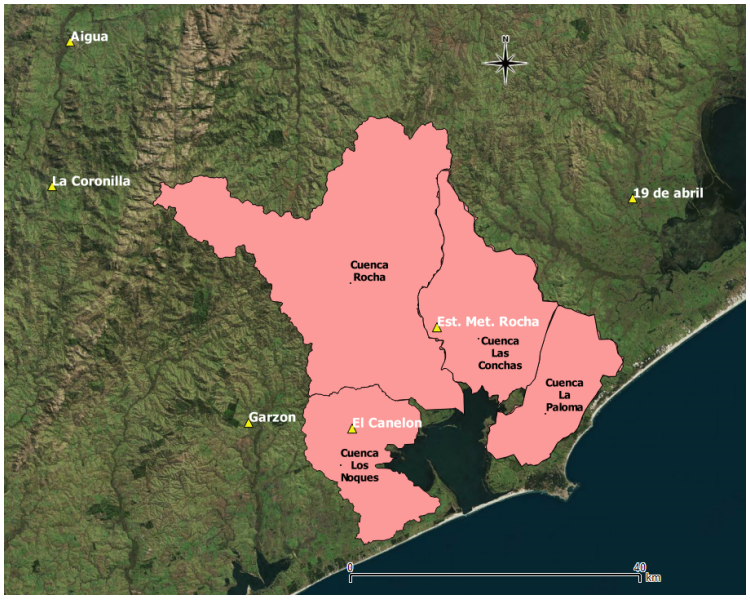


Figura 2.1: Pluviómetros utilizados para el modelo hidrológico. Información proporcionada por INUMET

2.3. Viento

Los datos de viento se obtienen del reanálisis CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) (Saha et al. (2014)) para el período 1979-2016 y son corregidos por la rugosidad, siguiendo las recomendación española para obras marítimas R.O.M. 0.4-95 (Puertos del Estado (1995)).

2.4. Marea

Datos de marea del mareógrafo del puerto de La Paloma (ubicado 10 km al este de la laguna) para los períodos 1912-1913, 1916, 1930, 1934-1941, 1943-1976, 1978- 1994, 1996-2011 (Datos de la Dirección Naional de Hidrografía (DNH)). La frecuencia de los datos es variable, desde datos diarios al principio y datos cada 15 min al final.

El nivel del mar también se dispone de un Hindcast local de alta resolución para el período de 1985 a 2016, para un punto ubicado a 6 km de la costa (Alonso y Solari (2019)).

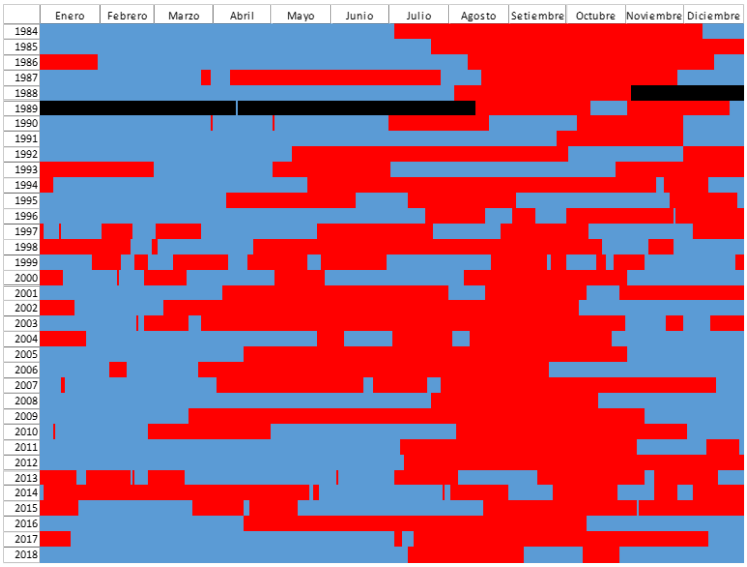


Figura 2.2: Registro de aperturas de la Laguna de Rocha. En negro los períodos en los que no se cuenta con datos. En rojo períodos de barra abierta y en azul de barra cerrada

2.5. Oleaje

Se contó con datos de oleaje a profundidades intermedias (a 6km de la línea de costa) del Hincast de Alonso y Solari (2019), para un período de 1985 a 2016.

2.6. Datos de aperturas

Se dispone de datos de registros de períodos de apertura y cierre de la laguna de la Dirección Nacional de Hidrografía, contrastados y completados con datos satelitales en el marco del proyecto de investigación Fundación Clemente Estable titulado: "Estudio integrado del funcionamiento hidrodinámico y ecológico de una laguna costera: insumos para el manejo de la calidad del agua y el reclutamiento de especies pesqueras". En la figura 2.2 se muestra el registro resultante.

2.7. Topografía y Batimetría

Se contó con datos de topográficos y batimétricos de distintas fuentes:

- Batimetría de la laguna realizada con ecosonda de Manejo Costero (CURE) en 2012
- Batimetría del mar en la zona de la desembocadura de la laguna (2012)
- Topografía de flecha de la laguna y algunas zonas puntuales del terreno próximo a la laguna, realizada por el IA-FING (2013).
- Curvas de nivel cada 10 m del Servicio Geográfico Militar (SGM) a escala 1:50:000 para el departamento de Rocha.
- Modelo Digital de Terreno para Uruguay desarrollado por RENARE-MGAP con resolución espacial de 30 x 30 metros

Variable	Fuente	Descripción	Capítulo
Precipitación	INUMET	Pluv. La Coronilla (1980-2010) Pluv. Aiguá (1981-2010) Pluv. 19 de abril (1980-2010) Pluv. El Canelón (1993-2009) Pluv. Garzón (1993-2009) Est. Met. Rocha (1980-2010)	4
Nivel de agua en la laguna	DINAGUA	Regla ubicada en La Virazón (1956-2005)	4
Evaporación	DINAGUA	Ciclo anual de Tanque A para Rocha	4
Viento	Reanálisis CFSR	1979-2016	6
Marea	Puerto de la La Paloma (DNH)	1912-1913, 1916, 1930, 1934-1941, 1943-1976, 1978- 1994, 1996-2011	5 y 6
	Hindcast (Alonso y Solari (2019))	1985-2016	5 y 6
Oleaje	Hindcast (Alonso y Solari (2019))	1985-2016	6
Topografía y Batimetría	Servicio Geográfico Militar (SGM)	Curvas de nivel cada 10 m	4 y 6
	Modelo Digital del Terreno (RENARE-MGAP)	Resolución espacial de 30 x 30 m	4 y 6
	CURE	Batimetría de la laguna con ecosonda (2012)	6
	FING	Topografía de la flecha de la laguna y zonas puntuales (2013)	6
	CURE	Batimetría del mar en la zona de la desembocadura (2012)	6

Tabla 2.1: Información disponible. Se indica el capítulo en que se utiliza cada información

Capítulo 3

Metodología general

En este capítulo se describe la metodología seguida en este trabajo de tesis, para la comprensión y modelación de los procesos físicos intervinientes en la conexión de la Laguna de Rocha con el océano Atlántico.

El primer paso para la cuantificación de los procesos físicos fue la obtención de series de caudales provenientes de los cursos fluviales que descargan en la laguna. Para obtener esto se procedió a la implementación de una modelación hidrológica de las cuencas que aportan a la laguna. Se empleó el modelo hidrológico de paso diario GR4J (Perrin et al. (2003)), que según IMFIA (2016) ha mostrado buenos resultados para otras cuencas de Uruguay. La calibración y validación del modelo hidrológico se obtuvo mediante la realización de balances de masa en la laguna para períodos de barra cerrada, y de esta forma comparar niveles de la laguna con valores de niveles medidos (único dato disponible para calibrar y validar). Una vez calibrado y validado el modelo se generan las series de aportes fluviales que se utilizan en las siguientes etapas de este trabajo de tesis.

El siguiente paso en la comprensión de la conexión de la laguna con el océano fue el estudio en particular del proceso de apertura. Para la comprensión y modelación de este proceso la metodología empleada consistió en una revisión del estado del arte, la observación y medición en campo del proceso de apertura y la modelación hidro-morfodinámica bidimensional del proceso. Como parte de las mediciones se llevaron a cabo dos campañas de medición en la zona de la desembocadura de la laguna. En una campaña se registró una apertura artificial, mientras que en la otra las mediciones se realizaron cuando la laguna se encontraba conectada con el océano y el canal estaba en una etapa de lenta

tendencia al cierre. Para la modelación hidro-morfodinámica bidimensional del proceso de apertura se procedió a modelar la zona de la desembocadura con el modelo Delft3D. Se utiliza una geometría idealizada y se modelan varias de las aperturas para las que hay registro de nivel.

Para modelar los intercambios entre la laguna y el océano se procedió a implementar un modelo hidro-morfodinámico de bajo costo computacional que permitió reproducir el intercambio de caudales entre la laguna y el océano, así como la evolución de la sección del canal de desembocadura a mayor escala temporal. Las series de caudal obtenidas previamente son utilizadas como datos de entrada de este modelo.

Capítulo 4

Cálculo de aportes fluviales

4.1. Introducción

Este capítulo se orienta al cumplimiento del primer objetivo particular, el cual consiste en obtener series de caudales de aportes continentales, con un paso menor o igual al diario. No se cuenta con datos medidos de caudales de los ríos afluentes a la laguna, por lo que estos fueron modelados con un modelo hidrológico de paso diario (GR4J Génie Rural à 4 paramèters Journalier (Perrin et al. (2003)).

4.2. Antecedentes en Uruguay

Para la modelación del volumen de escurrimiento de una cuenca se utiliza por lo general en Uruguay el modelo de Temez . El modelo ha sido calibrado para 12 cuencas aforadas por la Dirección Nacional de Aguas (DINAGUA) (DINAGUA (2011)). El modelo de Temez es de paso mensual, por lo que no es aplicable a este estudio en donde se busca conocer la variación de niveles en la laguna con un paso diario.

No existe hasta el momento un modelo hidrológico de escurrimiento de paso diario calibrado para todo el país, como es el modelo de Temez para paso mensual. El grupo de Hidrología y Clima del IMFIA ha venido trabajando en este sentido procurando obtener un modelo de paso diario análogo al de Temez. Como se indica en IMFIA (2016), se han evaluado dos modelos de paso diario existentes en la bibliografía como Geetha et al. (2007) y Perrin et al. (2003), siendo este último con el que se han obtenido mejores resultados. Este es el

modelo hidrológico que se ha aplicado en este estudio.

4.3. Metodología

Para la obtención de los caudales que aportan los cursos fluviales que descargan en la laguna se implementó el modelo hidrológico de paso diario GR4J (Génie Rural à 4 paramèters Journalier) (Perrin et al. (2003)). El primer paso para la implementación del modelo consistió en delimitar la cuenca de aporte a la laguna.

En base a la información topográfica recabada para la zona se determinaron los límites geográficos de la cuenca de aporte. La cuenca fue dividida en cuatro subcuencas (La Paloma, Los Noques, Las Conchas y Rocha). Para cada una de estas subcuencas se obtuvo los parámetros morfológicos e hidrológicos necesarios para la caracterización y modelación hidrológica de una cuenca. Para cada subcuenca se determinó el área, la longitud del cauce principal y la pendiente del cauce principal.

Como datos de entrada del modelo es necesario una serie de precipitación y una serie de evaporación. Para esto y a partir de la información pluviométrica recabada (ver capítulo 2) se construyó una serie de precipitación para cada subcuenca. Esto se determinó a partir del método de Polígonos de Thiessen, en el que se determinó el área de influencia de cada uno de los seis pluviómetros disponibles. Se utilizó el período de 1993 a 2008, para el cual se tienen datos de todos los pluviómetros. La serie de evaporación se calculó a partir de los datos mensuales de tanque A para el departamento de Rocha corregidos por el factor de 0.7 (según DINAGUA (2011)).

Una vez implementado el modelo hidrológico se procedió a su calibración y validación. La metodología empelada para la calibración de las series de caudales consistió en modelar el nivel de la laguna para períodos de barra cerrada a partir de la información hidrométrica, meteorológica y batimétrica disponible. Los niveles de la laguna son modelados a partir de un balance de masa para períodos de barra cerrada, asumiendo que la única fuente son los aportes fluviales (obtenidos del modelo hidrológico) y que el único sumidero es la evaporación. Se utilizaron los datos disponibles de nivel de agua en la laguna durante períodos de barra cerrada para calibrar y validar el modelo hidrológico.

4.4. Modelo GR4J

4.4.1. Descripción del modelo

Para la obtención de los caudales que ingresan a la laguna se procedió a realizar una modelación hidrológica de la cuenca de aporte. Para dicha modelación se utilizó el modelo GR4J ("Génie Rural à 4 paramèters Journalier") (Perrin et al. (2003)). Este es un modelo de paso diario concentrado, de 4 parámetros, basado en la cuantificación de la humedad del suelo. El modelo calcula a partir de series de precipitación y de evapotranspiración, la serie de caudales diarios en el cierre de cada cuenca. Ver figura 4.1.

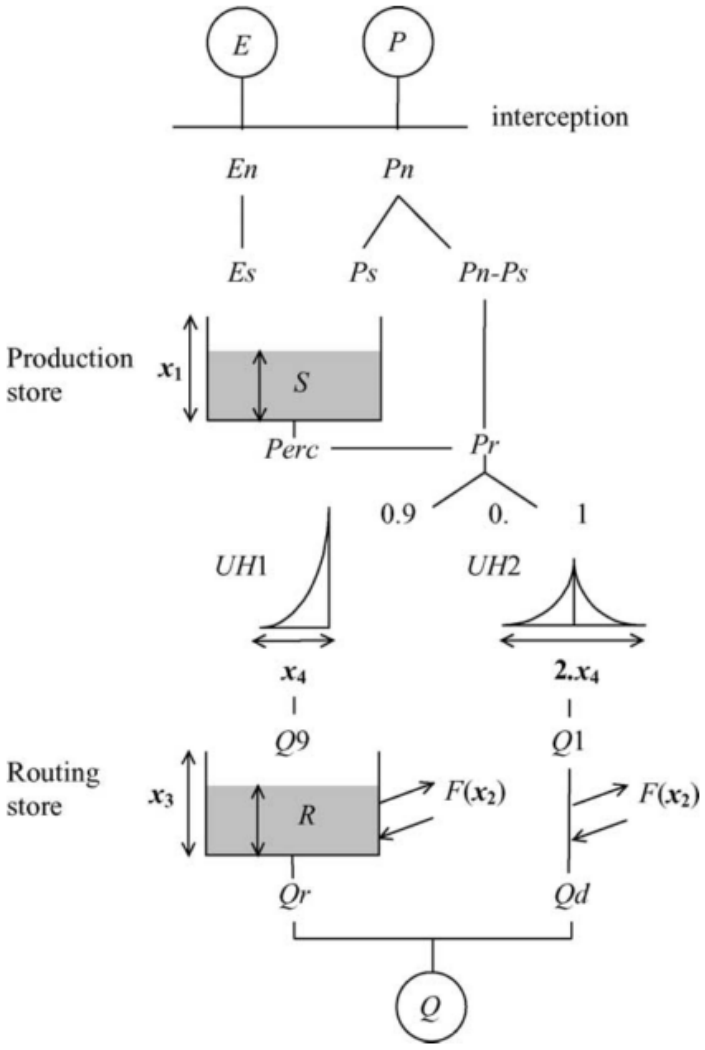


Figura 4.1: Esquema del funcionamiento del modelo hidrológico de paso diario GR4J (Perrin et al. (2003))

En primer lugar se sustrae E (la evapotranspiración) de la precipitación P diarias. De esta manera se obtiene la precipitación neta P_n y la capacidad de evapotranspiración (E_n).

$$\text{Si } P \geq E \quad \text{Entonces} \quad P_n = P - E \quad \text{y} \quad E_n = 0$$

$$\text{De lo contrario : } P_n = 0 \qquad \text{y} \qquad E_n = E - P \tag{4.1}$$

En el caso de que P_n no sea cero, una parte P_s de P_n es almacenada en el suelo. El almacenamiento en el suelo se supone como un reservorio de nivel S. P_s se determina como una función dependiente de S.

$$P_s = \frac{x_1\left(1 - \left(\frac{S}{x_1}\right)^2\right)\tanh\left(\frac{P_n}{x_1}\right)}{1 + \frac{S}{x_1}\tanh\left(\frac{P_n}{x_1}\right)} \tag{4.2}$$

En donde x_1(mm) es la capacidad máxima del almacenamiento del suelo (x_1 es el agua disponible, este parámetro está identificado para todos los suelos del Uruguay).

Cuando E_n no es cero, se calcula el agua que se evaporará del almacenamiento (E_s).

$$E_s = \frac{S\left(2 - \left(\frac{S}{x_1}\right)\right)\tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{x_1}\right)\tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)} \tag{4.3}$$

Se actualiza el nivel de agua en el almacenamiento del suelo:

$$S = S - E_s + P_s \tag{4.4}$$

S nunca puede exceder a x_1. A continuación se calcula la percolación del reservorio del suelo:

$$\text{Perc} = S\left\{1 - \left[1 + \left(\frac{4}{9}\frac{S}{x_1}\right)^4\right]^{-1/4}\right\} \tag{4.5}$$

Perc es siempre menor a S. El contenido en el reservorio queda:

$$S = S - \text{Perc} \tag{4.6}$$

Entonces la precipitación efectiva, a partir de la cual se calculan los hidrogramas queda:

$$P_r = \text{Perc} + (P_n - P_s) \tag{4.7}$$

El hidrograma de caudales se calcula multiplicando la precipitación efectiva por un hidrograma unitario. En este caso el método propone calcular el 90 % de P_r a partir de un hidrograma unitario UH1 y el 10 % por otro hidrograma unitario UH2, con el objetivo de representar mejor el espacio de tiempo entre el evento de lluvia y el pico de caudal. Ambos hidrogramas dependen del parámetro x_4 expresado en días. UH1 tiene un tiempo base de x_4 y UH2 de $2x_4$.

Los hidrogramas UH1 y UH2 se definen a partir de las curvas de caudal acumulado SH1 y SH2. A continuación se define SH1:

$$\text{Para } t \leq 0, \quad \text{SH1}(t) = 0 \tag{4.8}$$

$$\text{Para } 0 \leq t \leq x_4, \quad \text{SH1}(t) = \left(\frac{t}{x_4}\right)^{5/2} \tag{4.9}$$

$$\text{Para } t \geq x_4, \quad \text{SH1}(t) = 1 \tag{4.10}$$

SH2 se define de forma similar:

$$\text{Para } t \leq 0, \quad \text{SH2}(t) = 0 \tag{4.11}$$

$$\text{Para } 0 \leq t \leq x_4, \quad \text{SH2}(t) = \frac{1}{2}\left(\frac{t}{x_4}\right)^{5/2} \tag{4.12}$$

$$\text{Para } x_4 \leq t \leq 2x_4, \quad \text{SH2}(t) = 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{t}{x_4}\right)^{5/2} \tag{4.13}$$

$$\text{Para } t \geq 2x_4, \quad \text{SH2}(t) = 1 \tag{4.14}$$

Las ordenadas de UH1 y UH2 se calculan entonces:

$$\mathrm{UH1}(j) = \mathrm{SH1}(j) - \mathrm{SH1}(j-1) \tag{4.15}$$

$$\mathrm{UH2}(j) = \mathrm{SH2}(j) - \mathrm{SH2}(j-1) \tag{4.16}$$

Con j siendo un número entero.

En el modelo se define el término de intercambio con el agua subterránea F. Este término depende del parámetro x_2, el cual en la adaptación del modelo realizada para el Uruguay (IMFIA (2016)) se definió igual a cero, despreciando de esta forma al intercambio con el agua subterránea.

El caudal calculado a partir del hidrograma UH1, $Q9$, es transitado por un reservorio de cálculo ("routing store"), el cual tiene como capacidad máxima al parámetro x_3(mm). El nivel en este almacenamiento R se actualiza como:

$$R = \max(0; R + Q9) \tag{4.17}$$

El caudal que sale del reservorio se calcula como:

$$Q_r = R\left\{1 - \left[1 + \left(\frac{R}{x_3}\right)^4\right]^{1/4}\right\} \tag{4.18}$$

El caudal total será la suma del caudal obtenido por el hidrograma UH2 y el caudal Q_r.

4.4.2. Parámetros del modelo

En el modelo se definen cuatro parámetros:

- x_1: es la capacidad máxima del reservorio de producción. Este parámetro es el Agua Disponible del suelo, el cual está definido para todo el territorio del Uruguay (IMFIA (2016)) [mm]
- x_2: es el coeficiente que define el intercambio con el agua subterránea. En el trabajo de IMFIA (2016), en el que se aplica el modelo GR4J al Uruguay, este parámetro se define igual a cero
- x_3: es la capacidad máxima del reservorio de cálculo [mm]
- x_4: es el tiempo base del hidrograma unitario UH1 [días]

Al estar x_1 definido y tabulado para los distintos suelos de Uruguay y al imponer como cero a x_2, los únicos dos parámetros para ajustar el modelo son x_3 y x_4. A continuación en la tabla 4.1 se presentan los valores de agua disponible adoptados para las 4 cuencas, obtenidos de los valores tabulados para el Uruguay.

Cuenca	**Agua Disponible (mm)**
Rocha	97.4
Las Conchas	124.6
La Paloma	126.4
Los Noques	131.2

Tabla 4.1: Agua Disponible para cada cuenca del modelo hidrológico

4.4.3. Caracterización de la cuenca de la Laguna de Rocha

En la tabla 4.2 se presentan los parámetros morfológicos e hidrológicos de las cuatro subcuencas determinadas de la cuenca de aporte. La cuenca fue dividida en cuatro subcuencas (La Paloma, Los Noques, Las Conchas y Rocha). El tiempo de concentración de cada subcuenca a partir del método de Kirpich (Chow et al. (1994)) para flujos concentrados:

$$T_c = 0.4 \frac{L^{0.77}}{S^{0.385}} \tag{4.19}$$

En donde:

- T_c es el tiempo de concentración (horas)
- L es la longitud hidráulica de la cuenca (km)
- S es la pendiente (%)

Cuenca	S (%)	Long. Hidráulica (km)	Área (km^2)	TC (h)
Rocha	0.426	67.2	562	14.2
Las Conchas	0.498	41.1	219	9.14
Los Noques	0.210	18.5	164	6.89
La Paloma	0.227	29.4	135	9.57

Tabla 4.2: Parámetros morfológicos de las subcuencas

En la figura 4.2 se presentan los límites de las cuencas.

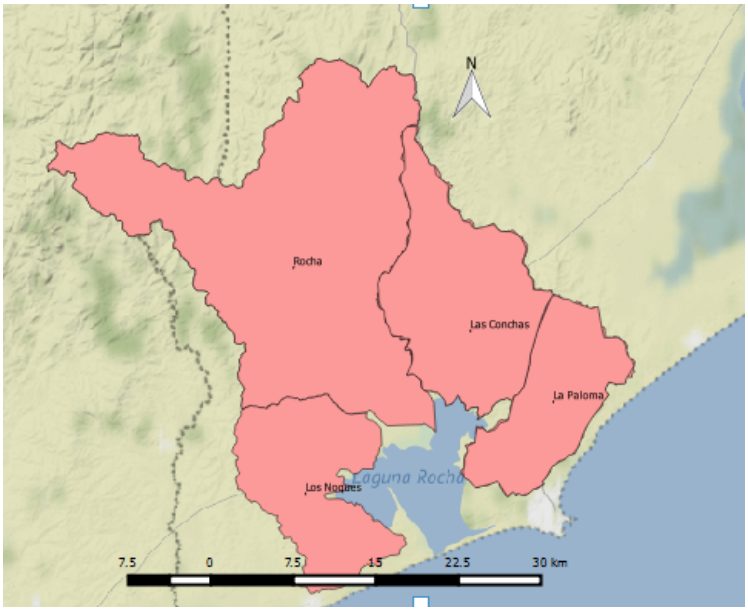


Figura 4.2: Cuencas de la Laguna de Rocha

4.5. Calibración y validación del modelo hidrológico

La calibración del modelo hidrológico se realizó a partir de la comparación entre los niveles históricos registrados para la Laguna de Rocha y los niveles calculados a partir de los caudales obtenidos en el modelo hidrológico, para períodos en que la conexión de la laguna con el océano se encontraba cerrada.

4.5.1. Niveles de la laguna a partir del modelo hidrológico

Para obtener los valores de niveles con los cuales comparar con el registro histórico de la regla ubicada en la laguna se calculó cómo varía el nivel de la laguna en función del volumen de precipitación, el volumen de evaporación y el volumen asociado a los caudales que ingresan de los arroyos (calculados en el modelo hidrológico que se pretende calibrar). Por lo que para cada paso de tiempo (diario) se realiza un balance de masa en la laguna que se describe a

continuación:

$$\Delta V = V_P - V_E + V_Q \tag{4.20}$$

En donde:

- V_P es el incremento de volumen asociado a la precipitación en la laguna, el mismo se calcula multiplicando la serie de precipitación por el área de la laguna (a partir de la batimetría se obtuvo una función que relaciona el nivel en la laguna con el área de la misma)
- V_E es el incremento de volumen asociado a la evaporación en la laguna. Se determina multiplicando la serie de evaporación por el área de la laguna
- V_Q es el incremento de volumen asociado a los caudales que ingresan a la laguna aportados por los cursos fluviales (obtenidos en el modelo hidrológico)

Para el balance se consideraron períodos en que la barra estuviera cerrada, por lo que se desprecia cualquier intercambio de agua con el océano.

Luego resta transformar esa diferencia de volumen en una diferencia de nivel de agua en la laguna. Para esto se determinó la relación entre el volumen y el nivel de agua en la laguna. Esto se obtuvo a partir de la batimetría de la laguna y de las curvas de nivel para la zona adyacente a la laguna. De la misma forma, se obtuvo la relación entre el nivel y el área de la laguna. En las figuras 4.3 y 4.4 se presentan la curvas obtenida. Si bien la batimetría de la laguna es variable con el tiempo, se entiende que se trata de una buena aproximación a los efectos de este estudio.

Se pueden comparar entonces los niveles de la laguna con paso diario obtenidos a partir del modelo hidrológico con los niveles medidos en la laguna. La calibración consistió en variar manualmente los parámetros del modelo (x_3 y x_4), partiendo de los valores obtenidos para la regionalización del modelo realizada por IMFIA (2016), hasta obtener la mejor aproximación entre los niveles obtenidos por el modelo hidrológico y los medidos, para períodos en que la barra estuviera cerrada.

Dentro del período de tiempo donde se tiene datos de todos los pluviómetros de interés y de niveles de la laguna en conjunto (1993 a 2005), se identificaron, para la calibración y validación, períodos donde se sabe con certeza que la barra estuviera cerrada. Los períodos de barra cerrada considerados para la calibración son: del 17 noviembre de 1994 al 8 de abril de 1995, del 20 de

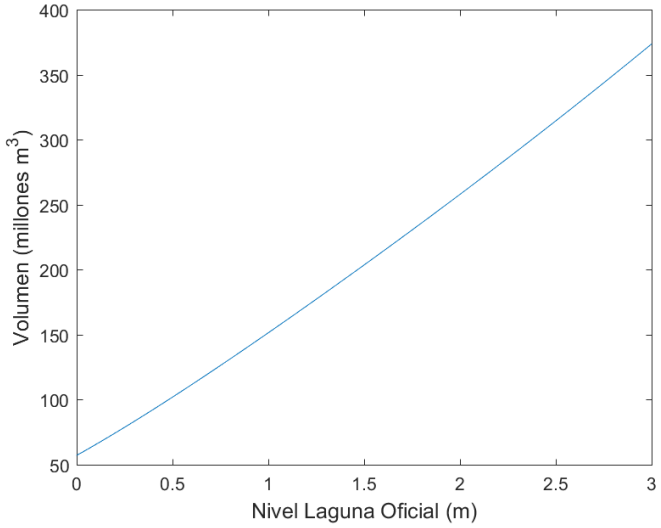


Figura 4.3: Relación entre el nivel de la laguna y el volumen obtenida de la batimetría

Día Inicial	Día Final	RMSE (m)
11/17/1994	8/4/1995	0.26
10/20/1998	20/1/1999	0.084
1/1/2001	5/4/2001	0.25
3/19/2004	25/5/2004	0.18

Tabla 4.3: Raíz del error medio cuadrático para los períodos calibrados

octubre de 1998 al 20 de enero de 1999, del 1° de enero al 5 de abril de 2001 y del 19 de marzo al 25 de mayo de 2004.

Para la validación: 15 de setiembre al 27 de noviembre de 1996, del 13 de octubre al 5 de diciembre de 1997, del 26 de febrero al 20 de abril de 1999 y del 24 de octubre de 2002 al 27 de febrero de 2003.

El rango en el que se varió el parámetro x_3 para la calibración fue de 5 mm a 50 mm y el rango de variación del parámetro x_4 fue de 1 a 3 días. Estos valores son consistentes con los valores calibrados por IMFIA (2016) para cuencas similares. Para los períodos calibrados se escogieron los valores que minimizaran la raíz del error medio cuadrático (RMSE).

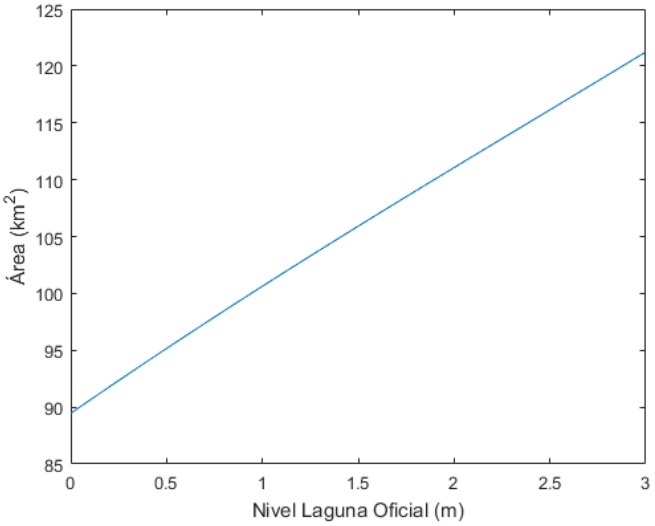


Figura 4.4: Relación entre el nivel de la laguna y el área obtenida de la batimetría

Día Inicial	Día Final	RMSE (m)
9/15/1996	27/11/1996	0.27
10/13/1997	12/5/1997	0.18
26/2/1999	20/4/1999	0.11
10/24/2002	27/2/2003	0.45

Tabla 4.4: Raíz del error medio cuadrático para los períodos validados

Los valores de los parámetros obtenidos en la calibración son los siguientes:

$$x_3 = 10 \text{ mm}$$
$$x_4 = 2 \text{ dias}$$

En las figuras 4.5 y 4.6 se presenta la comparación entre el nivel observado en la regla y el nivel modelado para los períodos calibrados y validados respectivamente. Si bien existen algunas diferencias entre el nivel observado y el modelado, se entiende que debido a las simplificaciones que conlleva el modelo, los resultados son aceptables. En este sentido, en las tablas 4.3 y 4.4 se muestran los valores de RMSE (raíz del error medio cuadrático) para las series utilizadas en la calibración y en la validación. Excepto para el período de validación de 2002, los valores de error tanto para períodos calibrados como validados se encuentran en un rango de 0.084 a 0.27. Los valores de error no son despreciables en la mayoría de los períodos, lo que se corresponde con las

diferencias entre el nivel modelado y medido observados en las figuras 4.5 y 4.6.

4.6. Resultados

El modelo hidrológico fue implementado para todos los años con los que se cuentan series de precipitación. Por lo tanto se tienen resultados de caudales para el período de 1993 a 2008. En las figuras 4.7, 4.8 y 4.9 se presenta a modo de ejemplo la precipitación y el caudal obtenido a para 1996, 1998 y 2004.

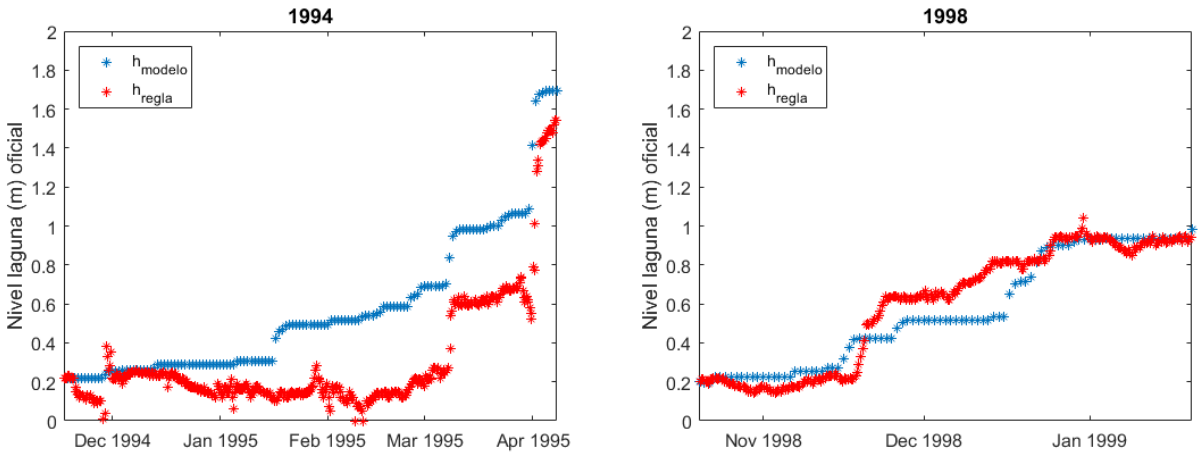
Se determinó también la serie media anual del caudal neto (el cual incluye a los aportes fluviales modelados, el volumen de precipitación y evaporación). En la figura 4.10 se presenta el resultado.

4.7. Discusión

El modelo logra reproducir a grandes rasgos las variaciones en el nivel de la laguna. Cabe destacar que para ciertos períodos la diferencia entre los niveles medidos y modelados supera los 20 cm. La modelación de niveles en base a este modelo hidrológico presenta varias simplificaciones del problema real que pueden traducirse en errores de esa magnitud. Simplificaciones tanto en el balance de masa como en el propio cálculo de caudales.

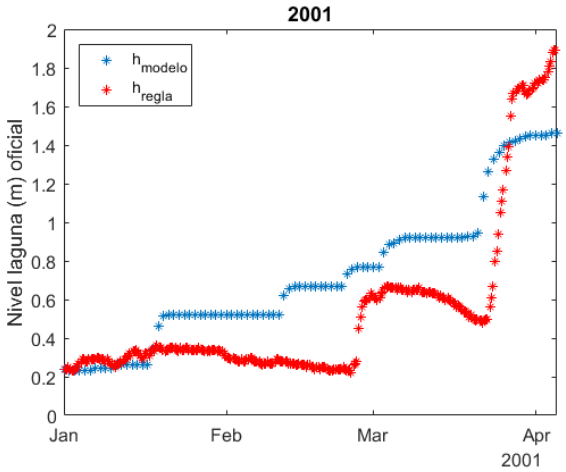
El balance de masa considerado no tiene en cuenta el intercambio de masa con el agua subterránea y con el océano a través de la barra. Otra fuente de error es que se están considerando solo dos parámetros de calibración del modelo hidrológico, a pesar de que se están modelando cuatro cuencas distintas (con distinta área, pendiente media, forma y longitud hidráulica). Esto se sustenta en el hecho de que existe una única fuente de valores medidos para calibrar (el nivel de la laguna). Lo deseable sería poder calibrar cada cuenca con datos de caudal medido en el punto de cierre de cada una.

No se está considerando tampoco el tránsito de la crecida dentro de la laguna, los caudales ingresan en la cabecera de la laguna, mientras que la regla donde se miden los niveles se ubica en la zona próxima a la desembocadura. Esto podría producir un desfasaje temporal entre los resultados medidos y los del modelo. Además el mismo fenómeno de desfasaje temporal está presente en las cuencas de aporte, no se tiene en cuenta las diferencias de tiempo de

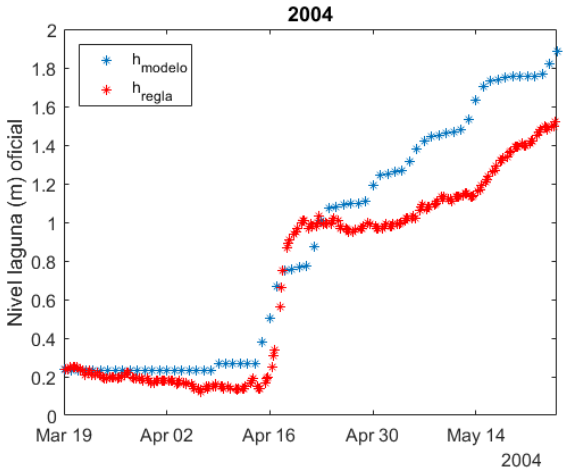


(a)

(b)

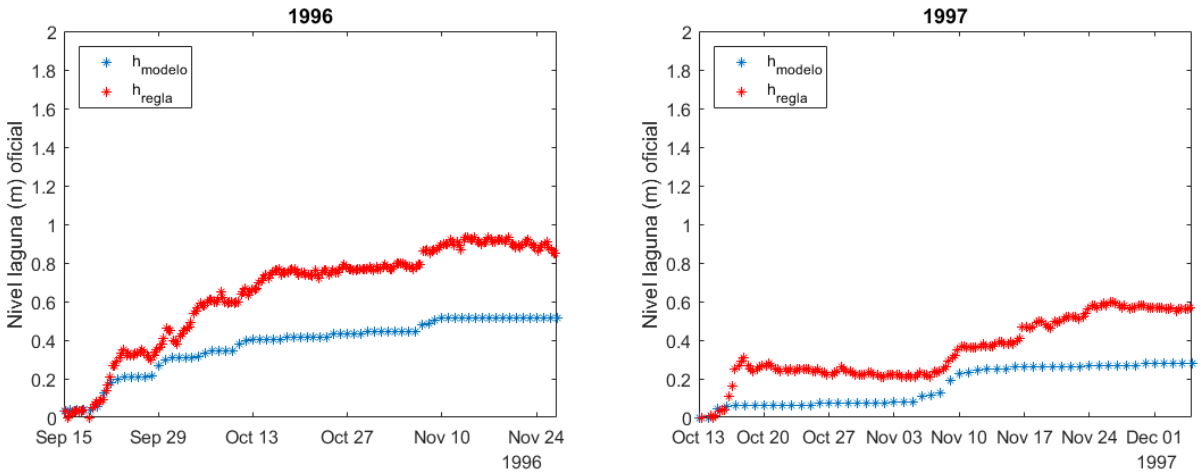


(c)



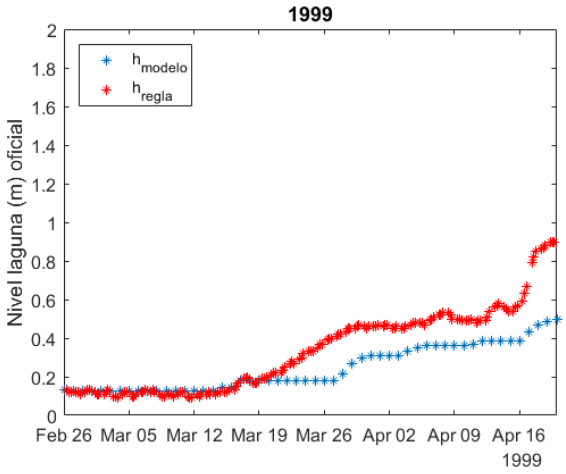
(d)

Figura 4.5: Comparación entre el nivel observado en la laguna y el nivel modelado para los períodos calibrados

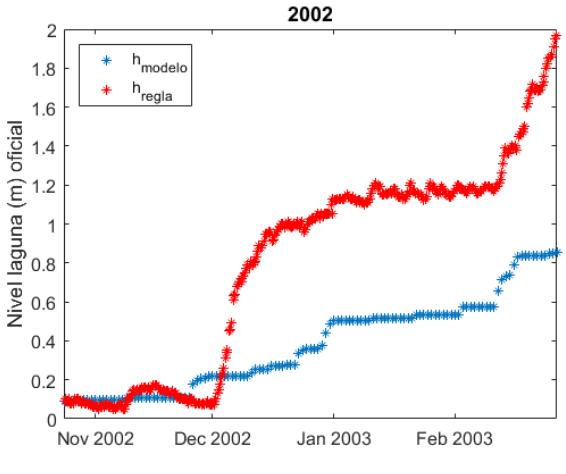


(a)

(b)



(c)



(d)

Figura 4.6: Comparación entre el nivel observado en la laguna y el nivel modelado para los períodos validados

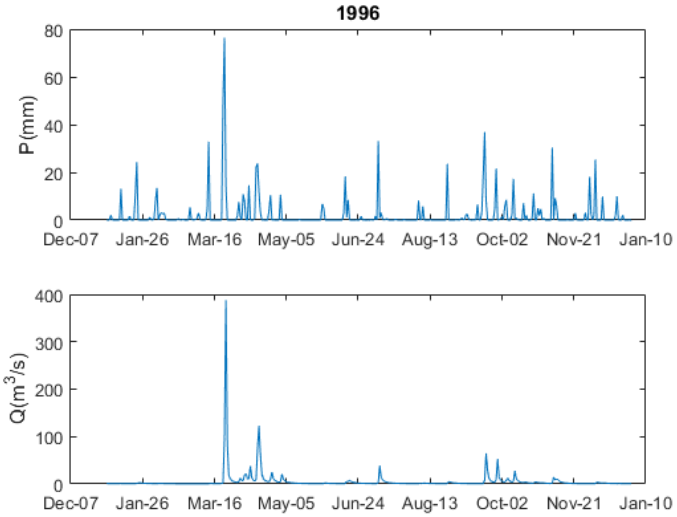


Figura 4.7: Precipitación y caudal total que aportan los cursos fluviales para el año 1996

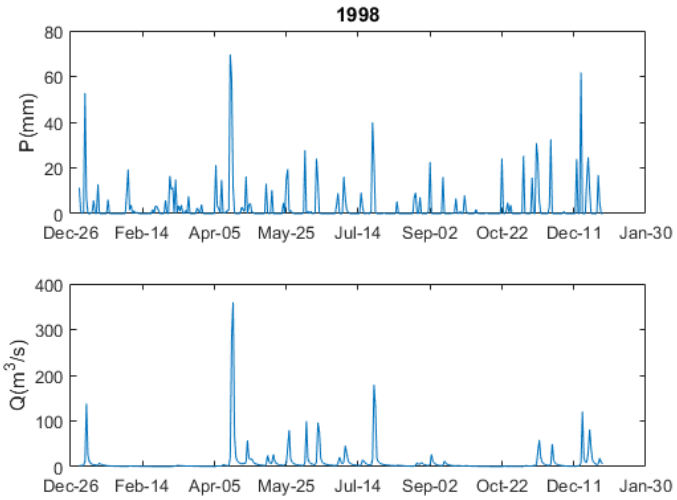


Figura 4.8: Precipitación y caudal total que aportan los cursos fluviales para el año 1998

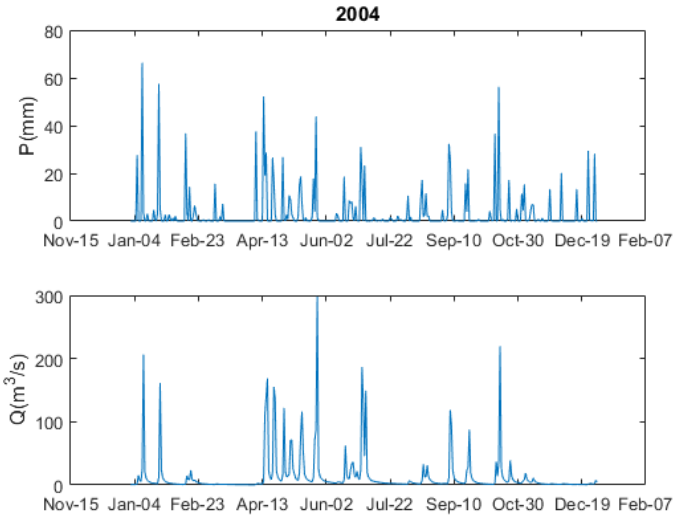


Figura 4.9: Precipitación y caudal total que aportan los cursos fluviales para el año 2004

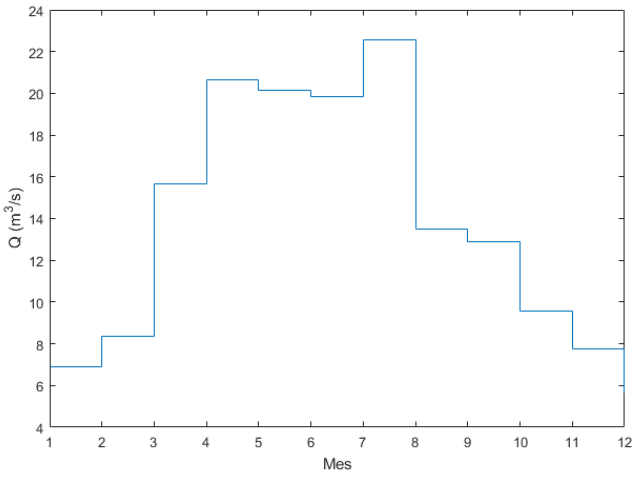


Figura 4.10: Ciclo medio anual de caudal neto

concentración de cada cuenca.

4.8. Conclusiones

A partir de los resultados presentados en el capítulo se puede concluir que el modelo hidrológico GR4J es una aproximación correcta y útil para la hidrología de la Laguna de Rocha. Con la implementación del modelo hidrológico se cumplió el objetivo de generar una serie de caudales continentales con un paso diario, tanto para condiciones de laguna abierta como de laguna cerrada.

A partir de la aplicación del modelo hidrológico de paso diario, y de un balance de masa en la laguna se logró también una razonable representación de la variación de los niveles en la laguna. Si bien por momentos las diferencias entre las mediciones y los valores modelados en condiciones de laguna cerrada superan los 20 cm, debido a la cantidad de fuentes de errores discutidas y a la poca información existente, la modelación del nivel se considera satisfactoria.

Estos resultados son una herramienta de predicción de niveles en la laguna y un insumo para la predicción de inundaciones en las zonas aledañas.

Para modelar las condiciones de laguna abierta se deben tener en cuenta el flujo de entradas y salida por la boca, esto se discute en los capítulos siguientes.

Capítulo 5

Apertura de la laguna

5.1. Introducción

El presente capítulo se orienta al cumplimiento del segundo objetivo particular de este trabajo de tesis, el cual consiste en comprender y modelar los procesos de apertura de la barra de la laguna en función de los forzantes externos (nivel de la laguna, precipitación, nivel de mar entre otros). La metodología empleada para el cumplimiento de este objetivo fue por un lado la observación y medición en campo del proceso de apertura y por otro lado la modelación hidro-morfodinámica bidimensional del proceso. El modelo numérico utilizado para representar el proceso de apertura fue el modelo Delft3D.

En el capítulo se presenta la bibliografía al respecto de aperturas de barras de arena y de presas de sedimentos no cohesivos los cuales presentan similaridades con la apertura de barras de lagunas (Tuan (2007)). Se resumen también las etapas del proceso de apertura y los diferentes modelos tanto analíticos, físicos y numéricos disponibles para reproducir su funcionamiento. A continuación se presentan los resultados de las campañas de campo que aportan a la comprensión del proceso de apertura de la Laguna de Rocha. Finalmente se presenta la implementación del modelo hidro-morfodinámico bidimensional.

5.2. Estado del arte

5.2.1. Apertura de la barra por rebase

La apertura de la barra de la laguna se puede dar por rebase de la barra o por mecanismos internos de licuefacción y filtración (Kraus y Wamsley (2003),

Parkinson (2007), Zietsman (2004)). El rebase de la barra ocurre cuando el nivel de agua de la laguna excede la cota máxima de la barra o cuando la excede el nivel del mar. A la excedencia del nivel del mar se le asocia el efecto de la acción erosiva del oleaje.

La apertura por acción del oleaje se asocia a eventos de fuerte oleaje y viento si bien según Gordon (1990) la acción del oleaje contribuye más al cierre de la barra que a la apertura de la brecha. Wainwright (2012) indica también que en New South Wales (Australia) la apertura de las lagunas por acción del oleaje es ínfima comparada con la apertura por el nivel de la laguna. Lo mismo se concluye para la Laguna de Rocha en Conde et al. (2019). Por otro lado, Kraus y Wamsley (2003) indican que para el Golfo de México y la costa Atlántica de Estados Unidos se da la apertura por la acción del océano, durante eventos de tormentas tropicales y huracanes, debido a la acción combinada del oleaje con la elevación del nivel del mar por la marea meteorológica.

Otro tipo de mecanismo de apertura es el proceso interno de licuefacción y filtración. La filtración a través de la barra se debe al gradiente hidráulico entre la laguna y el océano, pero no es necesario que el nivel de ninguno esté por encima de la cota máxima de la barra. Cuanto más estrecha sea la barra mayor será la filtración. La disminución del ancho de la barra puede deberse a la acción del oleaje, la cual puede erosionar altos volumenes de sedimento de la cara de la barra expuesta al océano. (Parkinson (2007)). Para altas tasas de filtración aumenta la presión de poros hasta que se pierde la tensión efectiva dando lugar a la licuefacción. Esto produce un aumento en la pérdida de sedimentos lo que genera una disminución en la cota de la barra, hasta un nivel menor al de la cota de la laguna.

Según las observaciones de apertura con las que se cuentan para la Laguna de Rocha (por la Dirección Nacional de Hidrografía), no parece ser relevante este mecanismo de apertura. Wainwright (2012) recopiló la bibliografía de registros de aperturas de lagunas costeras en las costas de Australia, para las cuales tampoco existen registros de apertura por filtración o licuefacción. La presentación del estado del arte que sigue a continuación se centrará por lo tanto en el proceso de apertura por rebase debido al aumento del nivel de la laguna.

El rebase por nivel de la laguna se debe a un aumento en el nivel de agua de la laguna hasta que sobrepasa el nivel de la barra, por lo que el agua empieza a fluir por encima de esta. Este aumento está asociado por lo general

a fuertes eventos de precipitación, los cuales generan un aumento del flujo de los cursos de agua que descargan en la laguna, como resultado de un aumento de escorrentía en la cuenca.

Wainwright (2012) describió a grandes rasgos los diferentes eventos que se dan en una apertura natural por rebase del nivel de la laguna:

- La laguna se llena por el agua proveniente de los cursos de agua
- Cuando el nivel de la laguna alcanza el nivel de la berma, el agua empieza a pasar por encima de esta y comienza a erosionarla. Comenzando así el canal de desembocadura
- Aumenta el ancho y la profundidad, y disminuye la pendiente del canal. El caudal que vierte la laguna es cada vez mayor
- El canal alcanza su ancho y profundidad máxima. En este punto se considera que la laguna está abierta y bajo la influencia de la marea. El flujo entra y sale de la laguna.
- La acción del viento, del oleaje y de la corriente litoral van depositando arena gradualmente en la boca del canal.

El proceso de apertura de la barra (en inglés "breaching") es estudiado no solamente para lagunas costeras naturales, sino también para diques costeros de arena (Visser (1998)) y especialmente para presas de materiales sueltos (Rozov (2003), Coleman (2002), Wang y Bowles (2006)). El caso de las presas de sedimentos no cohesivos es el más estudiado debido a la importancia y al daño que puede causar la rotura de una presa. La apertura de barras de arena es estudiada también en Estados Unidos para las islas barrera ("barrier islands"), esta formación abarca cerca del 35 % de la costa de dicho país (Basco y Shin (1999)) y es muy común a lo largo de la Costa Este y del Golfo de México (Fitzgerald y Davis Jr (2004)).

Todos los modelos de apertura de cuerpos no cohesivos como son las presas de arena, diques de arena y barras costeras de arena tienen elementos en común (Tuan (2007)) y son conceptualmente similares (Stretch y Parkinson (2006)). Por ejemplo, tanto en presas como en las lagunas el proceso de apertura empieza por el rebase.

Wainwright (2012) plantea que los procesos de apertura de las lagunas costeras naturales presentan diferencias sustanciales con los demás cuerpos,

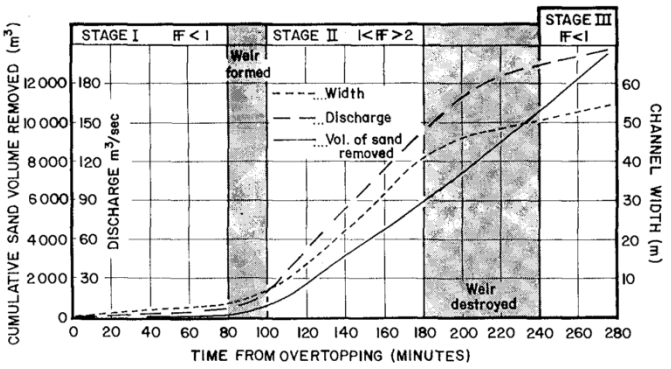


Figura 5.1: Las tres etapas del proceso de apertura. De Gordon (1990)

por lo que los modelos que no son específicamente desarrollados para barras naturales no son aplicables a estas, si bien reconoce que algunos aspectos de los modelos de presas son de interés.

Las diferencias principales entre aperturas en barras naturales y presas no cohesivas radican en la diferencia de pendiente de los taludes (mucho más tendidos en las barras de las lagunas costeras) así como la diferencia en el largo del canal que se forma, siendo más largo en las lagunas costeras. Otra diferencia entre los procesos de apertura de la barra de las lagunas costeras y las presas es que en las primeras el proceso es significativamente menos energético y el tiempo de formación de la brecha es mayor. Mientras que en el caso de las lagunas costeras es del orden de las 10 h, en las presas es de 1 h. (Wainwright (2012)).

Etapas del proceso de apertura

Gordon (1990) distingue tres etapas diferentes a lo largo del proceso de apertura en función de las características del flujo (ver figura 5.1).

- Iniciación del canal
- Etapa de vertedero / resalto hidráulico
- Flujo subcrítico

Iniciación del canal

La iniciación del canal comienza cuando el nivel de agua dentro de la laguna sobrepasa la altura de la berma y una fina capa de agua comienza a escurrir por encima de la berma. A medida que se va desbordando, se empieza a formar un canal preferencial. La tasa de erosión es pequeña al principio de esta etapa, la velocidad del flujo apenas excede el umbral para que se de el transporte de sedimentos. A medida que avanza la etapa, hay un incremento en el caudal y en el número de Froude (se aproxima a la unidad), dándose la formación de formas de fondo.

Un banco de arena se forma en la zona de swash, en el punto en donde el canal descarga al océano. Este hecho junto con el colapso del talud lateral del canal pueden resultar en una disminución de la pendiente. En esta parte de la etapa, la acción de la marea y el oleaje pueden resultar en una interrupción del proceso de rotura, en particular si se reduce el flujo proveniente de la cuenca y de los cursos de agua.

La descripcipon de Gordon (1990) se basa en las observaciones hechas para las lagunas Dee Why y Narrabeen que se encuentran en la costa de Australia. En la figura 5.1 se observa la variación del caudal y del ancho del canal para las tres etapas de apertura, obtenidos a partir de la observación de las dos lagunas mencionadas. Para estas dos lagunas la etapa inicial duró en general entre 80 y 100 minutos. Los factores que controlan la duración de esta etapa son: la tasa de aumento del nivel de la laguna, la diferencia de carga entre la laguna y el nivel del océano, la porosidad de la playa, el ancho y la geometría de la barra y las condiciones del oleaje. Hacia el final de esta etapa el canal tiene un ancho de entre 1 a 2 m, un tirante de 0.2 a 0.25 m y una velocidad de 1.4 a 1.5 m/s.

Etapa de vertedero

En esta segunda etapa se da una transición de condiciones de flujo subcríticas a supercríticas. Se forma un vertedero semicircular en la región del canal próxima al océano. El flujo se vuelve supercrítico en el vertedero y una serie de resaltos hidráulicos se forman aguas abajo del vertedero, así como una zona de rompiente ("plunge pool"). Ver figura 5.2.

El flujo no estacionario y no uniforme aguas abajo da lugar a la formación de anti-dunas en el fondo del canal, las cuales se asocian normalmente a con-

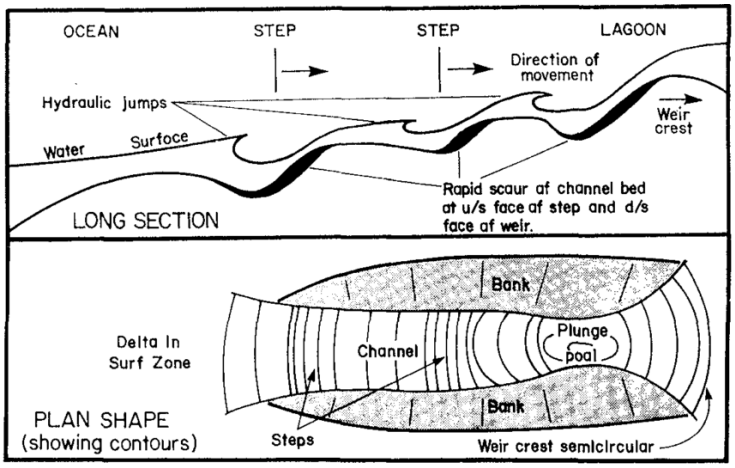


Figura 5.2: Etapa 2. De Gordon (1990)

diciones supercríticas de flujo. Gordon (1990) describe un proceso en el cual las anti-dunas migran aguas arriba lo cual determina que el vertedero se vaya moviendo también aguas arriba.

La geometría del vertedero está determinada por la condición de mínima energía específica. El caudal que descarga la laguna puede ser descrito por una fórmula de vertedero.

Los factores principales que determinan la duración de esta etapa son: el nivel de agua de la lagua, el nivel de agua del océano, el ancho y la geometría de la barra. La acción del oleaje tiene muy poco impacto en esta etapa ya que el flujo que sale de la laguna es suficientemente energético como para dominar el proceso.

Las velocidades en el canal están en el entorno de los 3 a 4 m/s, con picos de corto tiempo de velocidades de 6 m/s. El número de Froude se encuentra generalmente entre 1.2 y 1.8. La duración de esta etapa es de entre 100 y 140 minutos (los valores de velocidad y de tiempo de duración son los observados por Gordon para las lagunas Dee Why y Narrabeen que se encuentran en la costa de Australia).

Flujo Subcrítico

La etapa final comienza cuando el vertedero que se había formado en la etapa 2 desaparece dentro de la laguna luego de haberse trasladado aguas arriba. Esta etapa se alcanza luego de 3 a 4 horas de haber comenzado el rebase. El flujo se vuelve supercrítico (número de Froude < 1), aunque los

números de Froude siguen siendo altos (en el entorno de 0.8). La duración de esta etapa depende del volumen de la laguna y/o de la magnitud y duración del evento de escorrentía. La erosión continúa hasta que la diferencia de carga entre la laguna y el océano disminuye y la laguna pasa a estar dominada por la marea. En cuestión de horas el flujo podrá darse en sentido contrario (del océano a la laguna).

Visser (1998) enfoca su descripción a los diques costeros de arena (usados en los Países Bajos para la protección contra las inundaciones), a diferencia de Gordon que presenta la evolución de barras de lagunas naturales. Visser (1998) supone 5 etapas (ver figura 5.3), de las cuales las primeras tres se pueden incluir dentro de la primera etapa de Gordon (1990). Las 5 etapas son:

I En $t = t_0$ comienza la erosión por una pequeña brecha en la parte más alta del dique. En esta primera etapa aumenta la pendiente del canal de un valor β_0 a un valor crítico β_1 en $t = t_1$

II Continúa la erosión del canal con pendiente constante β_1 para $t_1 < t \leq t_2$, lo que resulta en una disminución del ancho del coronamiento del dique en la brecha. Esta etapa termina en t_2 cuando el coronamiento en la brecha desaparece y el caudal que descarga el canal comienza a aumentar.

III En esta tercera etapa disminuye la cota del dique en la brecha, con un ángulo constante de talud lateral γ_1, lo que resulta en un aumento del ancho de la brecha para $t_2 < t \leq t_3$. En $t = t_3$, el dique en la zona de la brecha es erosionado completamente hasta quedar el fondo de la brecha al mismo nivel que la cota de la base del dique.

IV Para $t_3 < t \leq t_4$ el flujo por la brecha es crítico. La brecha sigue aumentando lateralmente (en ancho) con la misma pendiente de talud lateral de la sección transversal γ_1. En t_4 el flujo cambia de crítico ($Fr = 1$) a subcrítico ($Fr < 1$).

V La quinta y última etapa continúa en flujo subcrítico. La brecha continúa creciendo principalmente a lo ancho. En t_5 las velocidades en la brecha disminuyen de forma que la erosión en la brecha se interrumpe. Los

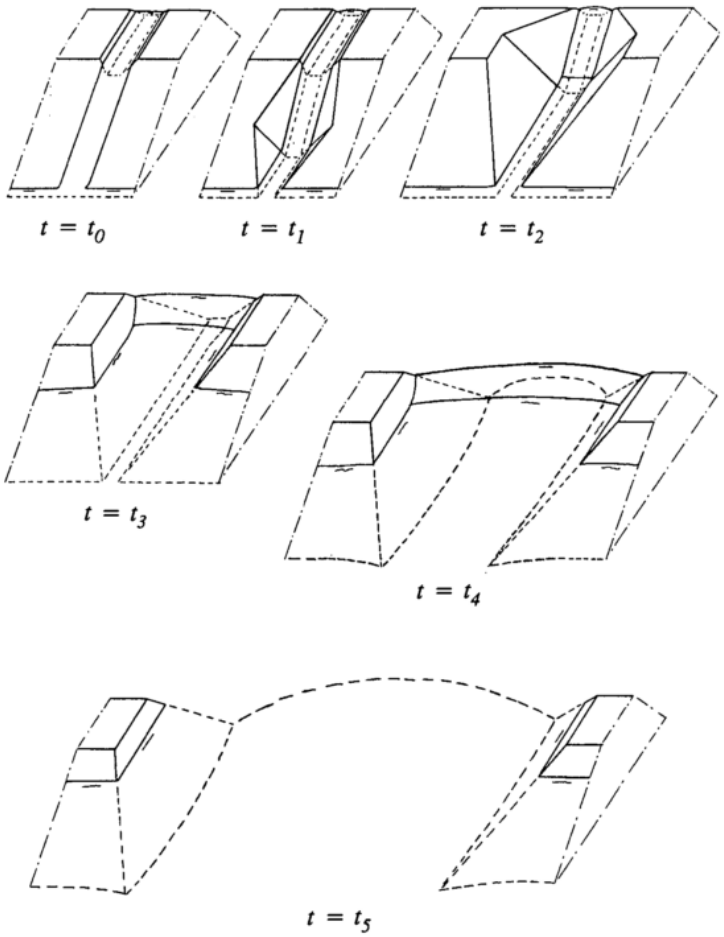


Figura 5.3: Las 5 etapas descritas por Visser (1998).

ángulos de talud lateral de la sección transversal se mantienen constantes con valor γ_1.

5.2.2. Modelos de apertura

Se presentan a continuación diferentes modelos matemáticos y físicos que reproducen el proceso de apertura de la barra de arena. Como se expresó anteriormente, la similaridad entre los procesos de apertura de lagunas costeras, diques costeros y presas de arena, permite ampliar la bibliografía y poder entender la apertura de la laguna. Todos los modelos reproducen con mayor o menor precisión y grado de complejidad, la hidrodinámica del canal de desembocadura y los cambios en la morfodinámica del canal en une escala horaria, desde que inicia el rebase hasta que el canal se estabiliza.

Modelos matemáticos

Tuan (2007) recopiló los modelos tanto para barras naturales, diques de arena y presas de arena (ver figura 5.4), describiendo los aspectos generales más importantes. En general se pueden distinguir dos módulos en todos los modelos. Una parte hidrodinámica en la que se reproduce cómo es el flujo de agua por el canal, y otra parte morfológica en la que se describe cómo varía la topografía del canal a lo largo del proceso de apertura (tanto el ancho como la profundidad del canal). Según como sea el módulo hidrodinámico se pueden clasificar en semi-hidrodinámicos o completamente hidrodinámicos (Tuan (2007)). En la primer categoría, en la cual se encuentra un gran número de modelos, se utilizan fórmulas empíricas para describir el flujo, como es la ecuación de vertedero de cresta ancha. Los modelos completamente hidrodinámicos utilizan las ecuaciones para flujos someros (1-D o 2-D).

La parte morfodinámica es probablemente la más compleja de los modelos. En esta parte se debe dar una solución a cómo evoluciona la sección transversal de la brecha, cómo evoluciona la brecha en profundidad y en ancho, cómo es el método de colapso del talud lateral de la sección transversal y cómo es el transporte de sedimentos (Tuan (2007)). Depende de la complejidad de cada modelo si alguno de estos aspectos se impone como un parámetro fijo o no. Por ejemplo varios modelos fijan la sección transversal del canal como una sección trapezoidal con el ángulo del talud lateral de la sección determinado por las propiedades del suelo (como es el caso del modelo de Visser (1998)).

Otro aspecto de difícil modelación es el colapso del talud lateral, ya que se debe modelar la erosión de sedimento que no se encuentra bajo la acción directa del flujo. Es un proceso discreto, intermitentemente el talud lateral va alimentando de sedimentos al canal, coexistiendo este proceso con el de la erosión debida al flujo directamente (proceso continuo). En la mayoría de los modelos de apertura en presas se define un plano de deslizamiento para modelar este proceso (Tuan (2007)).

En cuanto al transporte de sedimentos, los modelos consideran tanto el transporte de fondo como el transporte en suspensión. Para calcular la tasa de transporte de sedimentos es necesaria una fórmula de transporte. La elección de las ecuaciones de transporte es un punto crítico de cada modelo. Algunas de las aproximaciones más utilizadas son las de Engelund and Hansen (1967), Bailard (1981), Van Rijn (1984), Bagnold-Visser (1989) Ribberink (1998) (Tuan

(2007)).

Uno de los modelos de apertura de barras de arena más citados es el modelo BRES de Visser (1998). El modelo fue desarrollado para diques costeros de arena y no para barras de lagunas costeras (en diques costeros se dan mayores energías y velocidades, así como un menor tiempo de apertura Gordon (1990) y Wainwright (2012)). Como se describió en el apartado 5.2.1, Visser describe la apertura en diques de arena como un proceso de cinco etapas. Su modelo matemático adopta diferentes enfoques para cada etapa. Según la clasificación de Tuan (2007) es un modelo semi-hidrodinámico ya que utiliza ecuaciones empíricas para describir el flujo. Por ejemplo para el flujo en las etapas 1 y 2 utiliza un caudal constante obtenido mediante una fórmula de vertedero. El modelo impone que la forma del canal de desembocadura tiene forma trapezoidal y que aumenta en ancho y en profundidad. El modelo de Visser (1998) fue calibrado en base a un experimento de campo (Zwin 1994) y luego validado con modelos de laboratorio a pequeña escala.

Kraus y Hayashi (2005) desarrollaron un modelo integrado a lo largo del canal para describir el aumento del ancho del canal de desembocadura durante un proceso de apertura de una barra costera de arena. A partir de la ecuación de conservación de la masa para un canal que se asume con sección transversal rectangular, se determinan las tasas de transporte en el fondo del canal y en cada uno de los lados del canal rectangular.

Se incorpora también la ecuación de cantidad de movimiento en la dirección del cana para determinar la velocidad en el canal. Con este valor de velocidad se calcula la tasa de trasporte de sedimentos por el fondo del canal. La solución analítica indica un decaimiento exponencial hacia los valores de equilibrio del ancho y de la profundidad del canal.

El modelo asume que el crecimiento de la brecha está gobernado por siete variables: las dimensiones iniciales del canal (ancho y profundidad), las dimensiones de equilibrio (valores de equilibrio de ancho y profundidad) el ancho de de la berma, las tasas máximas de transporte en los costados y en el fondo. El modelo describe cualitativamente la tendencia general del crecimiento del canal observado en la naturaleza y en laboratorio pero su descripción cuantitativa depende fuertemente de datos que son difíciles de estimar sin suficiente información de campo (como las tasas de transporte máximas o las dimensiones del canal en el equilibrio).

Tuan (2007) adoptó un enfoque 1-D para modelar la apertura, modelando

Modelo	Tipo de brecha	Hidrodinamica / Morfodinámica	Morfología de la brecha			
			Forma de la brecha	Crecimiento lateral	Crecimiento vertical	Colapso talud lateral
BRES (Visser, 1998)	Diques costeros de arena	Semi - hidrodinámico, paramétrico, morfológico 2D	Trapezoidal	Lineal, basado en consideraciones geométricas	Esquematizada, evolución de 5 etapas	Implicta
Busnelli (2001)		Hidrodinámico completo, morfológico 1D	Rectangular	Ancho constante	Resuelto numéricamente	-
Delft3D (Roelvink y van Kessel 2003)		Hidrodinámico completo, morfológico 2D	Automático	Resuelto numéricamente	Resuelto numéricamente	Resuelto numéricamente
Telemac 2D Odd (1995)	Barras costeras de arena	Hidrodinámico completo, Crecimiento de la brecha en 2D	Automático	Resuelto numéricamente	Resuelto numéricamente	No considerado
Kraus (2001)		Integrado a lo largo del canal, morfológico en 2D	Rectangular	Decaimineto exponencial hacia el equilibrio	Decaimineto exponencial hacia el equilibrio	Implícito
Basco y Shin (1999)		Hidrodinámico completo,morfológico 1D	Ancho unitario	-	Resuelto numéricamente	-
Wawinwrigth y Baldock (2015)		Hidrodinámico completo, morfológico 2D	Automático	Resuelto numéricamente	Resuelto numéricamente	Resuelto numéricamente
NPCBREACH Coleman (2002)	Presas de materiales sueltos	Empírico	Forma de U	Empírico	Esquematizado	-
Rozov (2003)		Empírico	Rectangular	Empírico	No considerado	Implícito
Modelos matemáticos de libro de Singh (1996) (Cristofano, Ponce y Tsivoglou, Nogueira entre otros		Semi - hidrodinámico	Varía según modelo	Varía según modelo	Varía según modelo	Varía según modelo

Figura 5.4: Resumen de los modelos de apertura revisados actualizando la tabla de Tuan (2007)

el flujo a partir de las ecuaciones de Saint-Venant. Obtuvo un modelo de bajo costo computacional pero con mayor precisión que los similares modelos que lo antecedían. El principal aspecto de este modelo es que no se impone una condición empírica o geométrica para el aumento del ancho del canal. En el modelo de Tuan, el aumento en la profundidad y en el ancho del canal dependen de las tasas de transporte de sedimentos del fondo y en los costados del canal. Se define un índice de crecimiento como la relación entre el crecimiento vertical y el lateral, el cual fue calibrado con datos experimentales.

Tuan prestó especial atención al efecto de un único resalto hidráulico ubicado al final de la brecha. El efecto de la turbulencia de dicho resalto es tenido en cuenta en las ecuaciones del modelo. Tuan validó su modelo con datos de laboratorio pero encontró que el modelo predecía una menor profundidad del canal en las cercanías del resalto hidráulico. Además, el aumento del ancho de la brecha era muy grande en las etapas iniciales.

Dentro del grupo de modelos que resuelven completamente la hidrodinámica y morfodinámica, Tuan (2007) menciona el modelo de Odd de 1995 que intentó reproducir la apertura de la Laguna Wamberal de Australia utilizando el modelo numérico Telemac 2D. Según Tuan, se tuvo que multiplicar por un factor de 4 a la ecuación de transporte de sedimentos para que los resultados de la modelación se parecieran a la realidad.

Otro ejemplo de modelación con modelos que resuelvan completamente la hidrodinámica y la morfodinámica es el trabajo de Roelvink y Van Kessel (2003) en el cual evaluaron el modelo Delft3D para reproducir aperturas de diques costeros de arena. Compararon el modelo con resultados de laboratorio y con una apertura artificial de un dique de arena. El modelo tiende a sobrestimar el aumento en profundidad del canal y a subestimar el aumento en ancho del canal.

Wainwright y Baldock (2015) utilizaron el modelo numérico TUFLOW de diferencias finitas (desarrollado por Syme (1991)), que resuelve las ecuaciones hidrodinámicas de flujo somero promediadas en la profundidad, modificando el módulo morfológico que este modelo comercial incluye. Tras probar varias formulaciones para el transporte de sedimentos, llegaron a la conclusión de que la fórmula de Van Rijn (1989) era la que se adaptaba más a los resultados esperados. También desarrollaron un modelo de colapso del talud lateral del canal.

Otro grupo importante de modelos matemáticos son los desarrollados para

la rotura de presas de sedimentos no cohesivos. En la mayoría de estos modelos se simplifican los cálculos de la hidrodinámica y el transporte de sedimentos. La sección transversal se supone rectangular o trapezoidal y la hidrodinámica se resuelve mediante ecuaciones de vertedero. Algunos de estos modelos son los modelos de Cristofano, Ponce y Tsivoglou, Nogueira (Singh (1996)).

Modelos físicos

Stretch y Parkinson (2006) realizaron modelos de apertura de lagunas costeras a escala de laboratorio para diferentes alturas de berma y sección transversal del canal para un embalse de 2 m de ancho y 4 m de largo. Específicamente estudiaron el efecto de diferentes volúmenes de almacenamiento en el proceso de apertura. Sugieren que el ancho de la brecha se escala con el volumen total de agua en la laguna, elevado a la 1/3. Si bien para Stretch y Parkinson (2006) los resultados obtenidos son consistentes con la realidad, para Wainwright (2012), las dimensiones finales del canal de la desembocadura obtenidos en los experimentos no se condicen con las aperturas de New Sowth Wales (Australia).

Tuan (2007) modeló a escala reducida la apertura de una barrera costera sometida a la acción del oleaje. El modelo fue construido en un canal de oleaje, y las olas simularon eventos desde moderados a severos de "overtopping".

Coleman (2002) realizó un modelo para la apertura en presas homogéneas de arena con un nivel constante en el embalse. El flujo es descrito únicamente por una ecuación de vertedero de cresta ancha. La sección transversal obtenida adoptó una forma parabólica por debajo del pelo de agua. Los resultados al momento de trabajo citado carecían de validación en embalses reales.

Rozov (2003) también realizó un modelo a escala reducida para describir el crecimiento de la brecha en presas no cohesivas, asumiendo una sección transversal con forma rectangular en la brecha. Determinó que el crecimiento del ancho de la brecha está directamente relacionado con la descarga de sedimentos a lo largo de la brecha, la cual depende de la altura de agua en el embalse y de un coeficiente empírico de erosión.

La bibliografía de apertura de presas de sedimentos no cohesivos destaca la complejidad del proceso (Singh (1996)). Según Wainwright (2012), en los modelos físicos a escala reducida, los procesos claves en el aumento del ancho del canal como son el colapso de los taludes laterales de la sección transversal y

las tasas de transporte de sedimentos no son fáciles de escalar. En los modelos a escala la cohesión es mayor, lo que dificulta que la cuantificación del desarrollo de la brecha sea el mismo que en la realidad. A pesar de esto, los modelos a escala son útiles para la descripción cualitativa del proceso. En la tabla de la figura 5.4 se presenta un resumen de los modelos comentados basada en el resumen hecho porTuan (2007).

5.3. Campañas de medición

En esta sección se presentan los resultados de dos campañas de medición realizadas en la Laguna de Rocha como parte de este trabajo de tesis. Una fue realizada en Noviembre de 2016 y otra en julio de 2018. Ambas campañas se centraron en la zona de desembocadura de la laguna. En el anexo 1 se presentan los informes completos de las campañas.

La principal diferencia entre ambas campañas radica en que en la primera (Noviembre 2016) las mediciones se realizaron cuando la laguna se encontraba conectada con el océano y el canal estaba en una etapa de lenta tendencia al cierre. En la campaña de Julio 2018 registró un apertura artificial.

5.3.1. Registro de la evolución temporal de la apertura artificial

A continuación se presenta el resultado de la observación de la evolución temporal de la desembocadura, en la apertura artificial medida en julio de 2018. Al momento de la apertura la laguna llevaba más de siete meses cerrada (desde el 25 de diciembre de 2017). El nivel de agua en la laguna había alcanzado la cota +1.56 m referida al cero oficial (ver figura 5.16). Las últimas lluvias habían hecho crecer más de 20 cm el nivel de la laguna en los últimos dos días previos a la apertura. Se decidió abrir la barra el día 11 de julio, teniendo en cuenta además el pronóstico de viento norte, considerado favorable a que se de la apertura. Ver figura 5.5.

La barra es abierta mediante una máquina retroexcavadora, la cual realiza una pequeña brecha en la barra conectando la laguna con el océano. La arena removida es dispuesta a los costados del canal (ver figura 5.6). La excavación se inicia desde la laguna y la brecha inicial tiene 5 m de ancho en las secciones más próximas a la laguna. En secciones próximas al océano el ancho es de 3m.



Figura 5.5: Foto aérea de la barra del día 26 de junio. En rojo se muestra la zona donde se abrirá el canal

La brecha se comienza a las 9:50 horas del día 11 de Julio y se termina de conectar a la laguna con el océano a las 12.17 horas del mismo día. Ver figura 5.7.



(a) **(b)**

Figura 5.6: a) Foto de la retroexcavadora abriendo el canal. b) Foto aérea tomada con drone del mismo momento

A partir del momento en que se conecta la laguna con el mar comienza a darse un flujo no estacionario en el canal recién formado. Se observa desde el primer momento la aparición de formas de fondo en el fondo del canal. Esto se asocia a un flujo supercrítico. Según Wainwright (2012) esto refleja la tendencia del canal hacia la máxima eficiencia (menor pérdida de energía y fricción mínima) en la descarga de agua y sedimentos, en la cual el canal pasa de un fondo plano a formas de fondo antidunas las cuales alcanzarán una pendiente con la cual se romperán y el fondo volverá a ser plano. Ver figuras 5.8.

Durante el día de apertura se observó la variación del canal hasta las 17 horas. Hasta ese momento se había observado un aumento de 1.1 m en el ancho



Figura 5.7: Foto tomada con drone del momento en que se termina de conectar al océano con la laguna



(a) **(b)**

(c) **(d)**

Figura 5.8: a) Se observan las antidunas en el fondo del canal. b) Vista del canal hacia el océano, se observan resaltos. c) Vista del canal hacia la alguna, se observan resaltos. d) Vista del canal hacia el océano

del canal en un sección próxima a la laguna y un aumento de 3.4 m en una sección próxima al océano. Si bien no se registró en el primer día datos de corrientes, se observó un aumento en la velocidad del canal. La profundidad y las características supercríticas del flujo antes descritas se mantenían. Ver figuras 5.9.

Las observaciones continuaron en la mañana del día siguiente. Se constató un gran cambio con respecto a las condiciones del día anterior. El canal



(a) **(b)**

Figura 5.9: El canal a las 5 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano

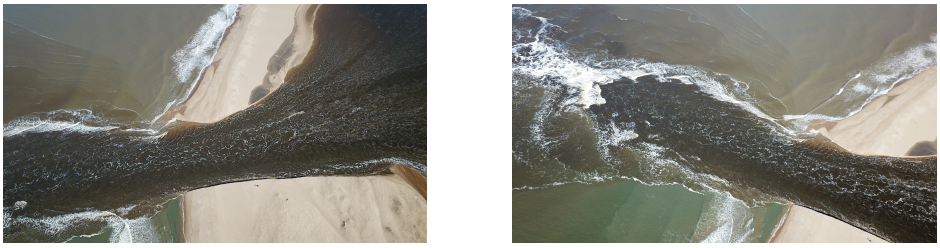
había evolucionado pasando de tener un ancho del entorno de los 5 m a tener 100 m de ancho. La abertura se desarrolló hacia la margen izquierda del canal inicial. En las figuras 5.10 se presentan fotografías del canal en este momento. El flujo se mantenía en la dirección desde la laguna hacia el océano a altas velocidades. Para este momento sí se realizaron mediciones de corriente que se presentan más adelante en este capítulo. En la figura 5.11 presentan algunas fotos aéreas del día siguiente a la apertura.



(a) **(b)**

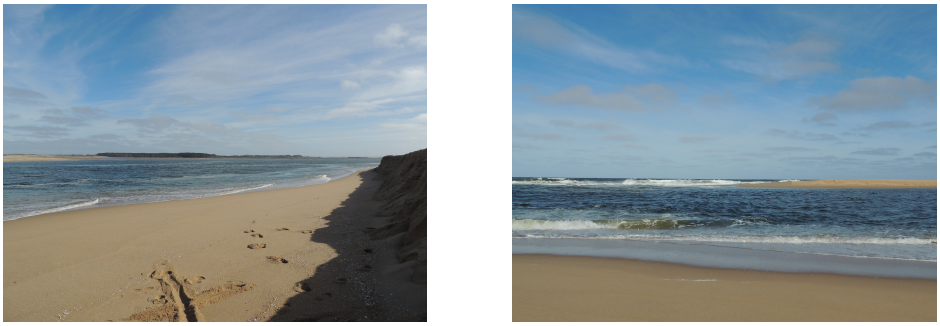
Figura 5.10: El canal a las 20 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano

Se volvió a observar el canal de desembocadura el día 16 de julio, a los 6 días de abierta la laguna. Se constató que las dimensiones del canal no habían variado significativamente con respecto al día siguiente a la apertura. En este caso, la corriente en el canal de desembocadura era en sentido contrario a la observada hasta el momento, el flujo iba desde el océano hacia la laguna. Esto parece indicar que el proceso de ensanchamiento del canal había finalizado.



(a) **(b)**

Figura 5.11: Fotos aéreas del día siguiente a la apertura. a) Canal de desembocadura, a la izquierda el océano y a la derecha la laguna. b) Se observa la pluma de descarga en el océano



(a) **(b)**

Figura 5.12: 16 de julio (a los 6 días de abierta la barra). En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano

El día 28 de julio se observa que las dimensiones del canal se mantenían constantes. Ver figura 5.13.



Figura 5.13: Fotografía del canal de desembocadura mirando hacia el océano. Tomada el 28 de julio

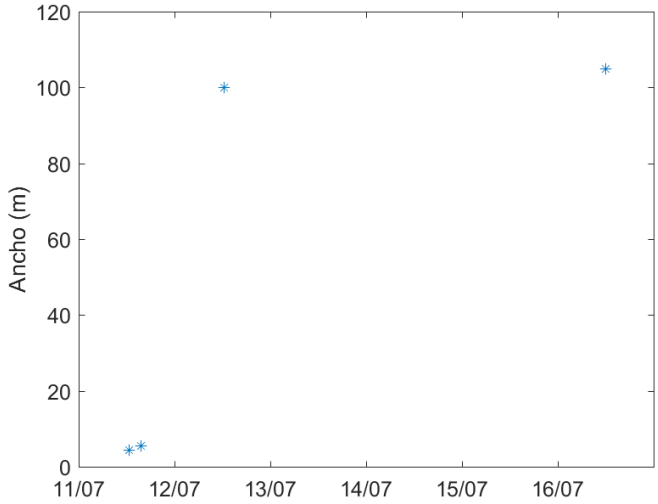


Figura 5.14: Variación del ancho del canal

5.3.2. Medidas del ancho del canal

Se georreferenciaron las fotos aéreas tomadas en los distintos vuelos realizados con dron. A partir de estas fotos se obtuvo la variación de las dimensiones del canal de desembocadura. En la gráfica 5.14 se presentan los cuatro valores del ancho de una misma sección media del canal. Se tienen dos valores del día de la apertura, un valor del día siguiente a la apertura y otro a los 6 días de abierta la laguna.

En la figura 5.15 se presentan las fotos aéreas georreferenciadas a partir de las cuales se obtuvo los valores de ancho del canal.

5.3.3. Medidas del nivel y volumen de la laguna

Se obtuvieron valores del nivel de agua de la laguna en los días previos y posteriores a la apertura. Los niveles son observados en la regla instalada en la primera campaña de medición realizada en noviembre de 2016. En la gráfica de la figura 5.16 se presenta el registro de niveles de la laguna junto con los valores de nivel de marea que se disponen. Estos últimos fueron proporcionados por parte de la DNH (Dirección Nacional de Hidrografía) y fueron medidos en el puerto de La Paloma.

A partir de la curva que relaciona el volumen y el nivel de agua de la laguna obtenida anteriormente, se calcula el volumen de agua que salió de la laguna en el proceso de apertura. El nivel de la laguna en el momento de la apertura

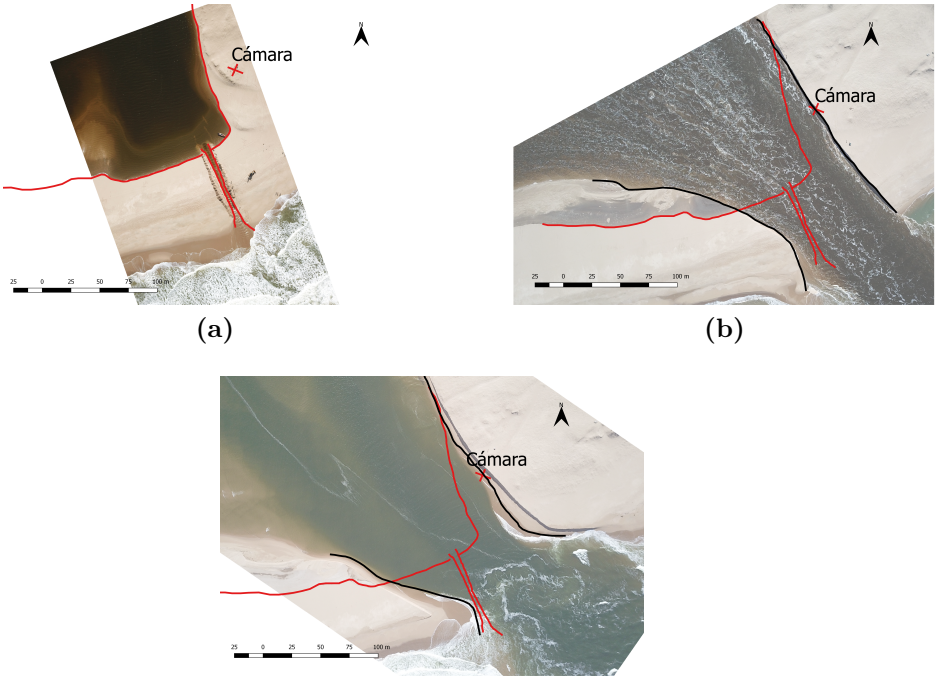


Figura 5.15: Fotos aéreas georreferenciadas. Se observa el aumento del ancho del canal. En rojo se muestra las dimensiones iniciales y en negro las dimensiones del canal en etapas posteriores. a) Recién abierta la barra. b) 24 horas de la apertura. c) 6 días de de la apertura

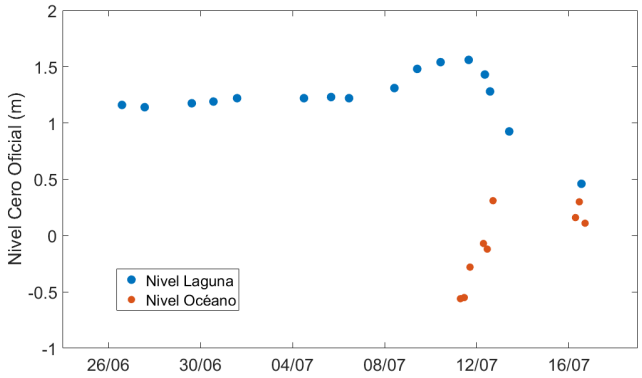


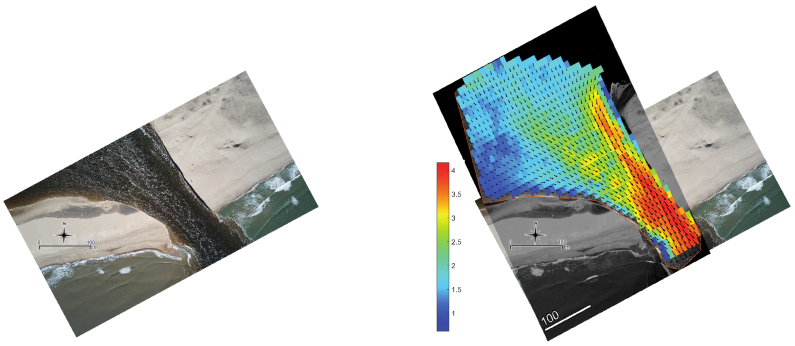
Figura 5.16: Variación del nivel de la laguna y del océano

era de 1.56 m. En la mañana del día siguiente a la apertura el nivel era 1.43 m. La diferencia entre estos dos niveles corresponde a un volumen de 13.5×10^6 m^3.

5.3.4. Campo de velocidades

A partir de grabaciones de vídeo realizadas con drone se obtuvo el campo de velocidades superficial en el canal. Para esto se utilizó la técnica de velocimetría por imágenes PIV (Particle Image Velocimetry). Esta es una técnica no intrusiva en la que se mide la velocidad del flujo a partir de la velocidad de partículas contenidas en el fluido (Raffel et al. (1998)). Este método de medición ha sido usado ampliamente en experimentos de laboratorio pero es usado también a gran escala para determinar la velocidad de flujo en ríos (Patalano et al. (2017), Muste et al. (2010)). Para el procesamiento se utilizó el algoritmo PIVlab (Thielicke y Stamhuis (2014)) y para la rectificación de las imágenes el software RIVeR (Patalano et al. (2017)).

Se procesó un vídeo del día siguiente a la apertura tomado a las 12.20 horas. A partir del resultado se observa que se alcanzan velocidades cercanas a los 4 m/s. Se aprecia que las mayores velocidades se dan próximas a la margen izquierda del canal. Hacia esta zona es que se desarrolló el canal erosionando la margen izquierda. La margen derecha es muy poco erosionada. Ver figura 5.17.



(a) **(b)**

Figura 5.17: Campo de velocidades en el canal de desembocadura al día siguiente a la apertura obtenido con PIV. El océano se encuentra hacia la parte inferior de las imágenes y la laguna hacia la parte superior. a) Imagen aérea correspondiente al período de tiempo en que se calculan las velocidades. b) Campo de velocidades superficiales obtenido, unidades en m/s

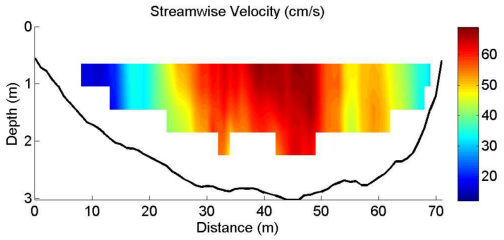


Figura 5.18: Velocidad en el sentido del flujo. Para sección en la medición de la mañana (13.00 hrs). La velocidad promedio es de 0.44 m/s

5.3.5. Mediciones de caudal y velocidad

Se presenta a continuación las mediciones de velocidad y caudal en una sección del canal de desembocadura, durante la primera campaña de medición (noviembre 2016). En ese momento, la laguna se encontraba conectada al océano y el canal estaba en una etapa de lenta tendencia al cierre.

Se presenta en las figuras 5.18 y 5.19 las mediciones del día 16 de noviembre para una misma sección a las 13.00 hrs y a las 15.00 hrs respectivamente. A las 13.00 hrs se registró un caudal de 73.6 m^3/s y una velocidad promedio de 0.44 m/s. A las 15.00 hrs se registró un caudal de 57.5 m^3/s y una velocidad promedio de 0.36 m/s.

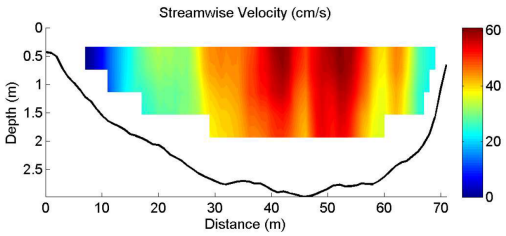


Figura 5.19: Velocidad en el sentido del flujo. Para la misma sección en la medición de la tarde (15.20 hrs). La velocidad promedio es de 0.36 m/s

5.4. Modelación numérica

5.4.1. Introducción

Para poder reproducir el proceso de apertura de la barra de la laguna y en particular la variación de la sección transversal del canal de desembocadura, se implementó el modelo numérico Delft3D-Flow (Lesser et al. (2004)), el cual es un modelo de código abierto que resuelve tanto la hidrodinámica como la morfodinámica del problema.

Se simuló una condición idealizada de la barra con una geometría simplificada y en donde las condiciones de borde impuestas son únicamente el nivel de la laguna y el del océano con las medidas que se disponen.

Debido a la escasa cantidad de mediciones en la zona de estudio, la forma de evaluar el comportamiento del modelo y su capacidad para poder reproducir la apertura de la barra, consistió en evaluar si el volumen de agua modelado que sale de la laguna es consistente con la variación de nivel de agua de la laguna medido. Para esto se transformó el volumen de salida obtenido con el Delft3D en nivel de agua, a partir de la curva volumen - nivel de la laguna obtenida en el capítulo 4. Para esta transformación se tiene en cuenta también el volumen correspondiente a los cursos de agua que descargan en la laguna, la precipitación y la evaporación. También se evaluó la forma de la sección final modelada, comparándola con las mediciones en campo.

5.4.2. Descripción del modelo

Modelo hidrodinámico

El sistema de ecuaciones que componen el modelo está constituido por un balance de cantidad de movimiento, un balance de masa, un balance de

sedimentos y un modelo de cierre de turbulencia. La ecuación de movimiento proyectada en la vertical se reduce a la relación de presión hidrostática ($\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g h$) ya que las aceleraciones verticales se asumen despreciables comparadas con la aceleración gravitatoria. Por esto el Delft3D-Flow es adecuado para predecir el flujo en aguas someras, áreas costeras, estuarios, lagunas, ríos y lagos; en los cuales las escalas horizontales son más importantes y más significativas que las escalas verticales. (Lesser et al. (2004)).

El balance de cantidad de movimiento integrada y promediada en la vertical, si se desprecia el efecto de Coriolis, el efecto del viento y de las olas queda:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + g\frac{\partial \zeta}{\partial x} + c_f \frac{\bar{u}|\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}|}{h} - v\left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial^2 y}\right) = 0 \qquad (5.1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + g\frac{\partial \zeta}{\partial x} + c_f \frac{\bar{v}|\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}|}{h} - v\left(\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial^2 y}\right) = 0 \qquad (5.2)$$

En donde:

$$c_f = \frac{g}{C^2} \qquad (5.3)$$

La ecuación de balance de masa integrada y promediada en la vertical:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [h\bar{u}]}{\partial x} + \frac{\partial [h\bar{v}]}{\partial y} = 0 \qquad (5.4)$$

En estas ecuaciones ζ representa la superficie libre medida desde un plano de referencia ($z = 0$); h la profundidad, $\bar{u}$ y $\bar{v}$ la velocidad promediada en la vertical en las direcciones x e y respectivamente; g la aceleración gravitatoria, c_f el coeficiente de fricción, ν la viscosidad y C el coeficiente de Chezy.

El balance de sedimentos se realiza para cada celda del modelo evaluando la variación de la tasa de transporte de sedimentos en cada celda.

Existen varias fórmulas disponibles para cuantificar la tasa de transporte de sedimentos. Una de las más utilizadas cuando se trabaja con el Delft3D y que el modelo utiliza por defecto es la formulación de Van Rijn (1993):

$$|S_b| = f_{BED}\, \eta\, 0.5\, \rho_s\, d_{50}\, u_*^{'}\, D_*^{-0.3}\, T \qquad (5.5)$$

En donde f_{bed} es un factor de calibración definido por el usuario (por defecto toma el valor de 1), $u_*^{'}$ es la velocidad de corte, D_* es el diámetro de las partículas adimensionalizado, ρ_s es la densidad del sedimento, η representa la disponibilidad de arena en el fondo, T es la tensión de corte adimensional.

Efecto de la pendiente del fondo

Existen varias aproximaciones para estimar el efecto de la pendiente del fondo en el transporte de sedimentos. El modelo utiliza el método propuesto por Van Rijn (1993) basado en trabajos de Bagnold (1966) e Ikeda (1982). Se asume que la pendiente de fondo sólo afecta al transporte de fondo (S_b). En primer lugar se ajusta la componente del transporte de fondo debido a la pendiente que existe en la dirección del vector de transporte (en ausencia de olas es la misma dirección que el flujo de agua). Luego se ajusta a S_b por el efecto debido a la pendiente perpendicular al vector de transporte.

El transporte de fondo ajustado por la pendiente de fondo longitudinal queda:

$$S_b = \alpha_s S_b^* \tag{5.6}$$

En donde S_b^* es el vector de transporte de fondo sin afectaciones por la pendiente.

$$\alpha_s = 1 + \alpha_{bs}\left(\frac{\tan\phi}{\cos\left[\tan^{-1}\left(\frac{\partial z_b}{\partial s}\right)\right]\left(\tan\phi - \frac{\partial z_b}{\partial_s}\right)} - 1\right) \tag{5.7}$$

En donde α_{bs} es un parámetro de calibración, ϕ es el ángulo de reposo y $\frac{\partial z_b}{\partial s}$ es la pendiente de fondo en la dirección del transporte de fondo sin ajustar por la pendiente.

A continuación se calcula un vector de transporte perpendicular a la pendiente longitudinal:

$$S_{b,n} = \alpha_{bn}|S_b|\frac{u_b}{|u_b|}\frac{\partial z_b}{\partial n} \tag{5.8}$$

En donde u_b es la velocidad en la capa más próxima al fondo, $\frac{\partial z_b}{\partial n}$ es la pendiente de fondo en la dirección normal al vector del transporte de fondo sin ajustar, α_{bn} es un factor de ajuste definido por el usuario.

Los factores de calibración que aparecen en el ajuste por la pendiente de fondo (α_{bn} y α_{bs}) fueron estimados para modelos de laboratorio a pequeña

escala, por lo que la validez de los valores recomendados ($\alpha_{bn} = 1.5$ y $\alpha_{bs} = 1$) es incierta y por lo tanto estos factores pueden ser usados como factores de calibración del modelo morfodinámico (Dissanayake et al. (2009)).

Dissanayake et al. (2009) desarrollaron un análisis de sensibilidad de los factores mencionados en el párrafo anterior para la modelación de canales de marea en la costa norte de Holanda. Determinaron que a medida que el factor de pendiente transversal (α_{bn}) disminuye, más profundo y angosto se vuelve el canal de desembocadura estudiado (y viceversa). La sensibilidad del factor de pendiente longitudinal (α_{bs}) es menor comparada con el factor transversal. En el estudio mencionado (Dissanayake et al. (2009)) en el que se modelaron varios canales de marea de los Países Bajos, los valores seleccionados de los factores fueron $\alpha_{bn} = 50$ y $\alpha_{bs} = 1$.

Erosión de celdas secas

Uno de los problemas más comunes en la modelación numérica morfodinámica es la erosión del talúd lateral de un canal (Lesser (2009)). La erosión del talúd lateral de la sección es modelada en el Delft3D a partir del algoritmo de celda seca adyacente. Si no se activara este mecanismo el modelo solo erosionaría a las celdas que están bajo el nivel de agua, profundizando la batimetría solo verticalmente e impidiendo el aumento del ancho de la brecha que ocurre en la realidad.

El algoritmo no tiene en cuenta los detalles de los proceso físicos que tienen lugar en la realidad (desmoronamiento, etc.). Se asigna un cierto porcentaje de la erosión que tendría lugar en una celda húmeda (celda que se encuentra por debajo del nivel de agua para ese instante) a una celda seca adyacente (celda que está por encima del nivel de agua en ese instante). El procedimiento continúa hasta que la celda seca se torna húmeda. (van der Wegen et al. (2008)).

El método requiere que el usuario ingrese dos parámetros. El factor de erosión de celda seca adyacente (dry cell erosion factor Θ_{SD}), y $h_{max\Theta}$, la profundidad en la celda húmeda para la cual toda la erosión es asignada a la celda seca adyacente. (Lesser (2009)).

$$\Theta = \min\left(\frac{h - h_{sedThr}}{h_{max\Theta} - h_{sedThr}}, 1\right)\Theta_{SD} \tag{5.9}$$

En donde h_{sedThr} es la profundidad mínima para el cálculo de transporte de sedimentos, y h es la profundidad de agua en un instante.

Θ_{SD} es el valor límite superior de fracción de erosión que se le asigna a la celda adyacente. A medida que la celda húmeda que tiene celdas secas adyacentes se erosiona, una mayor fracción de esa erosión es aplicada a la celda seca adyacente. Una vez que la profundidad llega a $h_{max\Theta}$ la fracción que se le asigna a la celda adyacente es Θ_{SD}.

Si $h_{max\Theta} < h_{sedThr}$ entonces el factor de erosión asignado a la celda seca adyacente es siempre Θ_{SD}.

Un factor de 0 implica que no hay erosión de celda seca adyacente y por lo tanto el modelo no tiene en cuenta la erosión del talúd lateral. Un factor de 1 implica que la totalidad de la erosión que se da en la celda húmeda es asignado a la celda seca adyacente (y por lo tanto no habría erosión en la celda húmeda).

5.4.3. Configuración del modelo

Para la implementación del modelo se definió la zona a modelar. La misma corresponde a la zona de la desembocadura, abarcando una porción de la laguna, la barra y una porción del océano (ver figuras 5.20 y 5.21).

Con el objetivo de simular varias aperturas naturales de la barra de la laguna se modificó la topografía de la berma (la cual había sido obtenida en campo para una configuración específica de un momento dado) de modo de obtener una topografía genérica que permita simular diferentes procesos de apertura. En esta condición idealizada, la berma tiene sección uniforme y el perfil de playa se considera como perfil de equilibrio.

Para cada apertura natural se corrió el modelo desde el momento de la apertura hasta 5 días posteriores. En estos 5 días se impone el nivel de la laguna y el del océano con las medidas que se disponen (se simularon las aperturas para las que se tiene registro de niveles). Se fijó la altura máxima de berma en el nivel que tenía la laguna en el momento de abrirse (considerando que se abre con altura de berma máxima igual al nivel de la laguna en el momento de abrirse). Se realizó una pequeña brecha de 50 cm de profundidad, de modo de inducir al modelo a que comience la apertura en una zona específica. Este canal inicial se definió con una pendiente mayor a 1 % de forma de asegurar velocidades altas que permitan el transporte de sedimentos que ocurre en la



Figura 5.20: Zona a modelar

apertura natural.

Se modelaron diferentes anchos de canal iniciales. Si bien el ancho inicial está condicionado por el tamaño de celda, se modelaron anchos iniciales de 10, 20 y 30 m.

Perfil de playa

Para la construcción de la topografía general y en particular para el perfil de la barra que está en contacto con el océano y por debajo del nivel del mar se utilizó la expresión del perfil de equilibrio de una playa (Dean (1991)):

$$h(x) = A\, x^{2/3} \tag{5.10}$$

En donde h es la profundidad respecto al nivel medio a una distancia x de la costa y A es un parámetro de escala dependiente del tamaño del sedimento. Para definir el perfil de la barra que está por encima del nivel medio del mar se utilizó la expresión de Sunamura (1984):

$$m_1 = 0.12 \left(\frac{\bar{H}\, \bar{T}\, D_{50}^{1/2}}{g^{1/2}} \right)^{-1/2} \tag{5.11}$$

Los parámetros fueron establecidos en informes previos del IMFIA para distintas zonas de la costa del Uruguay. Para la zona modelada se adoptó: $A = 0.098\mathrm{m}^{1/3}$, $m_1 = 0.07$.

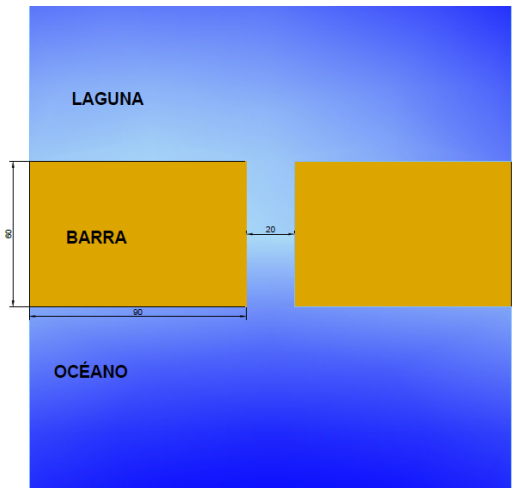


Figura 5.21: Esquematización de la zona de la desembocadura

Configuración de la malla

Se definió una malla rectangular de 200 m de ancho (dirección x) y 500 de alto (dirección y), con celdas cuadradas siendo todas del mismo tamaño. Se probaron distintas configuraciones de tamaño de celda. Se eligió una malla con celdas de 6x6 m, la cual era relativamente de alta resolución y estable sin comprometer la velocidad de ejecución.

5.4.4. Resultados

Volumen de salida

En la figura 5.22 se presenta la comparación de niveles para las aperturas naturales correspondientes a los años 1989, 2002, 2003 y 2004. Se observa que el volumen que según el modelo sale de la laguna a lo largo del proceso de apertura cierra satisfactoriamente el balance de masa de la laguna.

Sección modelada

En la figura 5.23 se observa la variación de la batimetría en todo el dominio modelado para la apertura natural de 2004. En dicha figura se indica donde se encuentra la sección transversal (24 m en sentido longitudinal del canal desde la laguna) que es analizada en la figura 5.24, en donde se presenta la evolución de la sección transversal del canal de desembocadura para diferentes aperturas modeladas. Para evaluar la modelación de la evolución de la sección se tiene en cuenta las secciones medidas en campo (tanto para la campaña con el canal

conectado cuya sección se presenta en las figuras, como para las mediciones de la apertura artificial en donde solo se pudo registrar la variación del ancho superior total de la sección, pero no la sección completa. Ver anexo 1).

Se observa que el modelo tiende a profundizar en exceso la sección transversal, siendo la sección final más estrecha y más profunda de lo esperable. El ancho de la sección luego de que se estabilice la apertura es esperable (basándose en lo expresado en el párrafo anterior) que alcance entre 70 m a 100 m, y que la profundidad máxima del canal esté en el entorno de los 3 m.

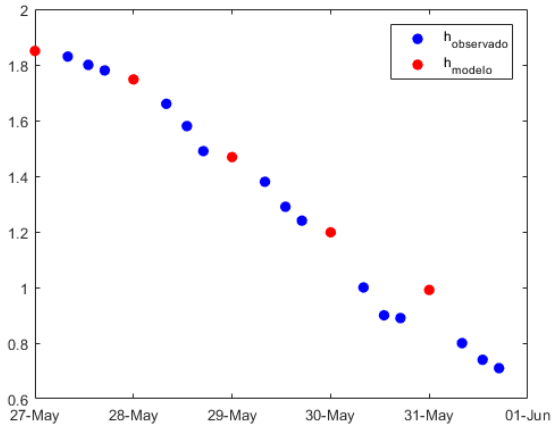
5.4.5. Comentarios acerca de la erosión del talud lateral del canal

De lo anterior se desprende que la sección modelada difiere significativamente de lo esperable en función de los datos de campo. Se da una profundización y estrechamiento excesivo de la sección transversal final. Por lo tanto el modelo no está representando correctamente el proceso de erosión del talud natural del canal.

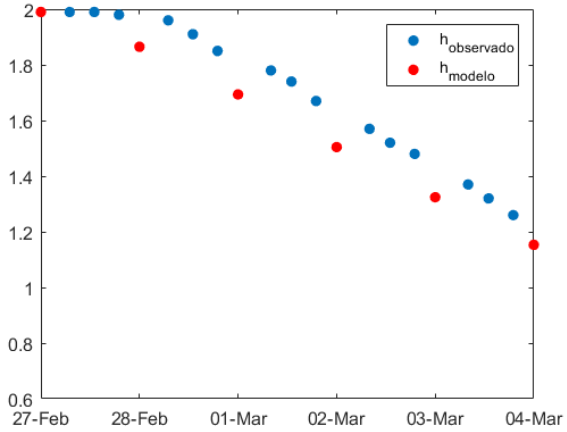
La erosión del talud natural es un problema complejo y el algoritmo con el que es representado en el Delft3D es una simplificación que no tiene en cuenta los procesos físicos involucrados (Lesser (2009)). En su estudio de la apertura de lagunas naturales, Wainwright (2012) dedica buena parte de su estudio en acoplar a un modelo hidrodinámico, algoritmos que representen mejor el colapso del talud lateral, teniendo en cuenta los procesos físicos que ocurren realmente.

La erosión del talud natural está determinada en el Delft3D a partir del factor de celda seca adyacente. Las simulaciones anteriores se hicieron con un valor de ese parámetro igual a 1. Este es el valor máximo que puede adoptar este parámetro, por lo que hay que explorar otras alternativas para lograr canales más anchos y menos profundos.

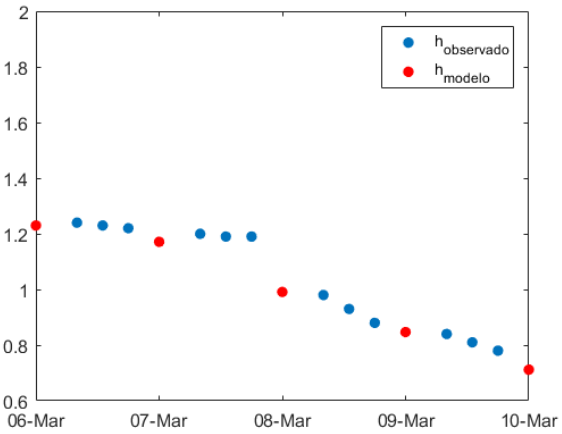
Se exploró la sensibilidad de la sección final al factor de pendiente de fondo transversal para el transporte de sedimentos por fondo (α_{bn}) (ver sección 5.4.2). En los resultados presentados hasta ahora se dejó por defecto el valor del factor de pendiente transversal ($\alpha_{bn} = 1.5$). Como se expresó en la sección 5.4.2 este parámetro suele utilizarse como parámetro de calibración, siendo fijado en estudios como el de Dissanayake et al. (2009) en un valor de 50. En la sección que sigue a continuación en el documento se presenta el análisis de sensibilidad



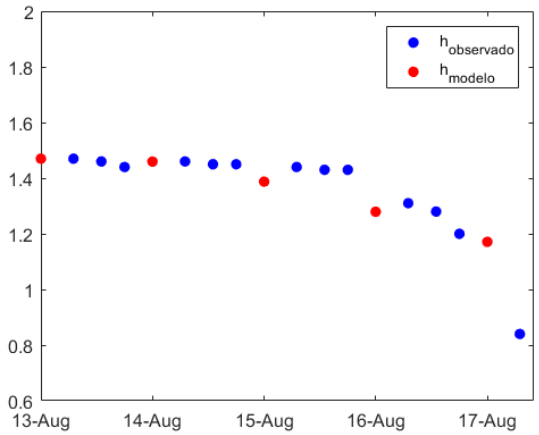
(a) 2004



(b) 2003

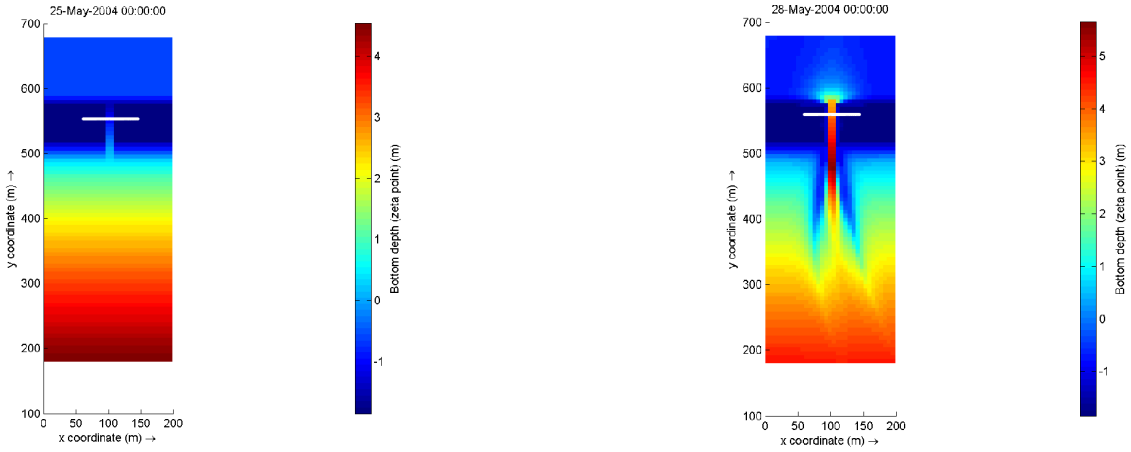


(c) 2002



(d) 1989

Figura 5.22: Comparación entre el nivel calculado a partir de los caudales modelados y el nivel observado en la laguna, para cuatro eventos de aperturas naturales registrados



(a) **(b)**

Figura 5.23: Batimetría inicial del modelo y la batimetría a los 3 días de la apertura natural de mayo de 2004. Ancho inicial de 10 m. En blanco se indica donde se encuentra la sección transversal analizada en la figura 5.24

del factor de pendiente transversal (α_{bn}), con un valor del factor de celda seca fijo en 1.

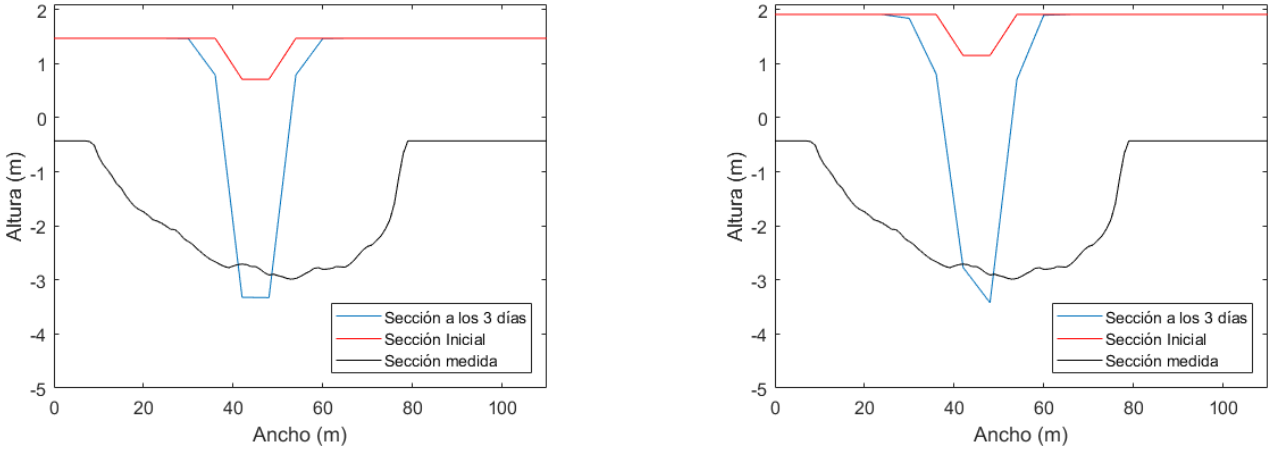
5.4.6. Modelación variando factor de pendiente de fondo transversal (α_{bn})

Se realizó un análisis de sensibilidad del parámetro de pendiente de fondo transversal (α_{bn}), analizando la sección transversal final del canal de desembocadura que mejor se ajuste a la realidad.

Se analizó la evolución del canal para distintas aperturas naturales, con α_{bn} tomando valores de 1.5, 5, 15 y 50. Es con valores de 50 que la sección se asemeja más a la realidad. Este valor de α_{bn} coincide con el utilizado por Dissanayake et al. (2009).

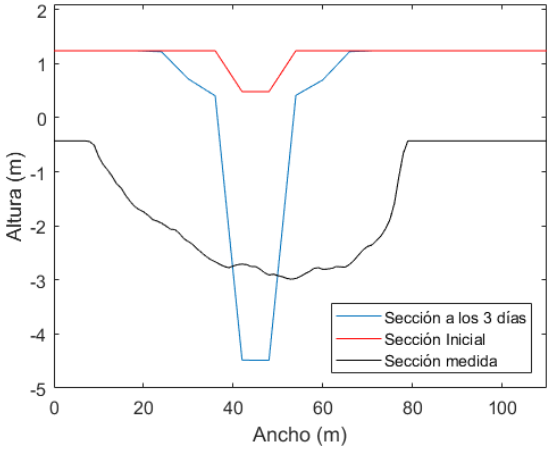
En las figuras 5.25 y 5.26 se presenta la forma de la sección final luego de la apertura variando α_{bn} para las modelaciones de 2001 y 2003 respectivamente. En las figuras 5.27 y 5.28 se observa la forma en planta final de la batimetría para estas simulaciones.

En la figura 5.29 se presenta la comparación entre la variación de nivel calculada a partir de los caudales modelados y la variación registrada en la regla de la laguna (DINAGUA). Se observa en varios casos que para valores altos de α_{bn} el nivel disminuye más que el nivel medido, por lo que si bien la

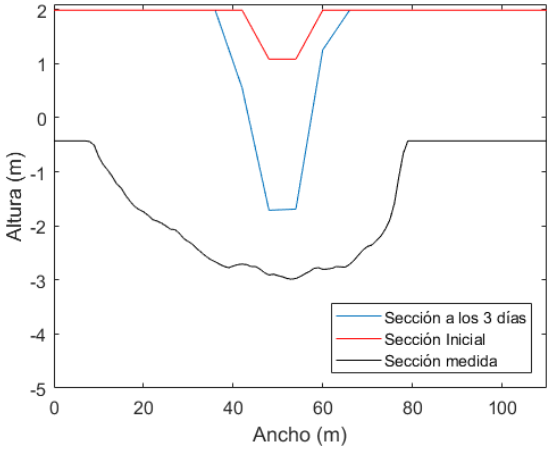


(a) 1989

(b) 2001



(c) 2002



(d) 2003

Figura 5.24: Sección inicial y sección final a los 3 días con ancho inicial 10 m

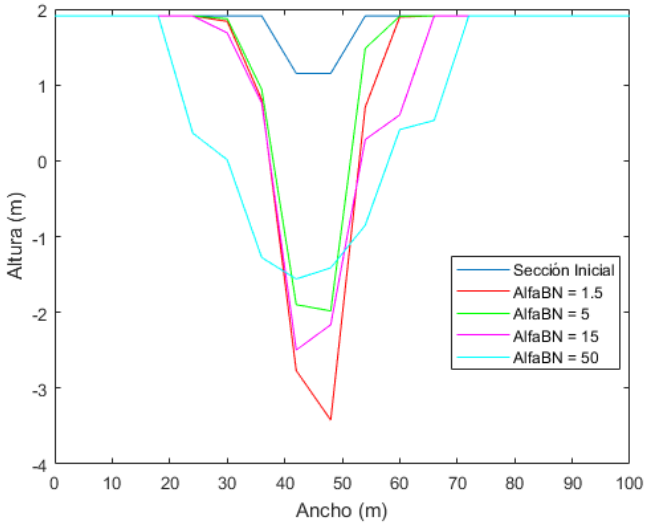


Figura 5.25: Para modelación del año 2001, comparación entre las secciones alcanzadas a los 3 días de la apertura variando el valor de la pendiente transversal de transporte de sedimentos (α_{bn}). Ancho inicial de 10 m

forma de la sección se asemeja más a la realidad, el área de la sección es mayor a la real. Se puede concluir que aumentando el parámetro α_{bn} se obtienen secciones más parecidas a la realidad pero con áreas totales mayores. Para valores de α_{bn} bajos las secciones finales son muy profundas y estrechas pero el área de la sección es similar al área final de la sección que queda realmente.

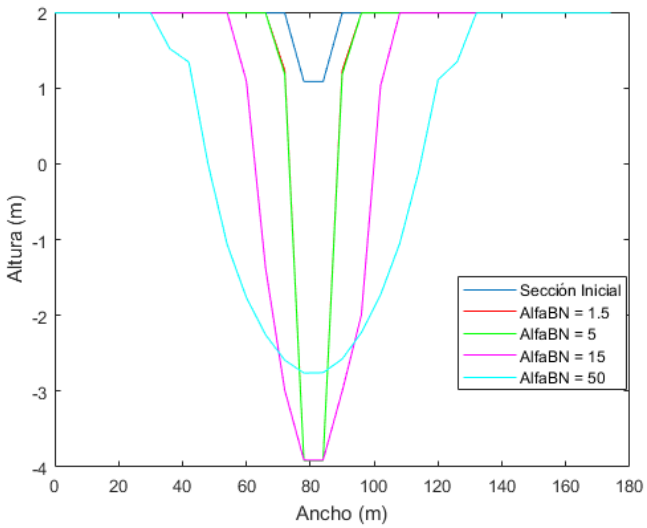
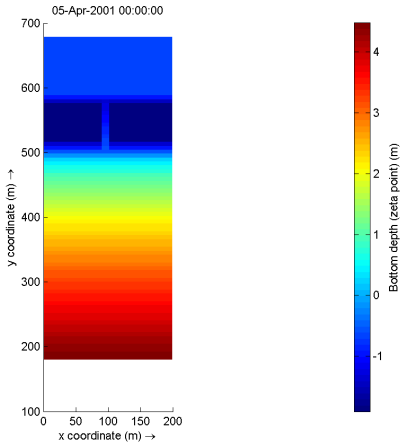
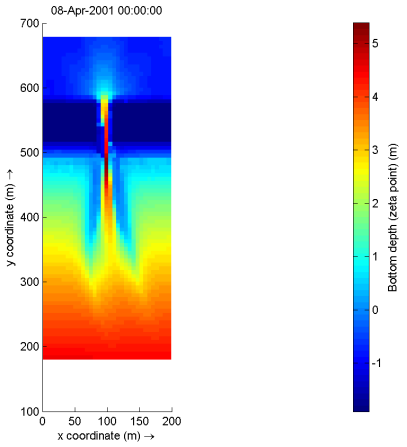


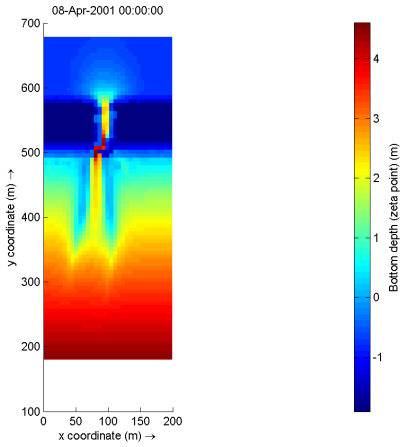
Figura 5.26: Para modelación del año 2003, comparación entre las secciones alcanzadas a los 3 días de la apertura variando el valor de la pendiente transversal de transporte de sedimentos (α_{bn}). Ancho inicial de 10 m



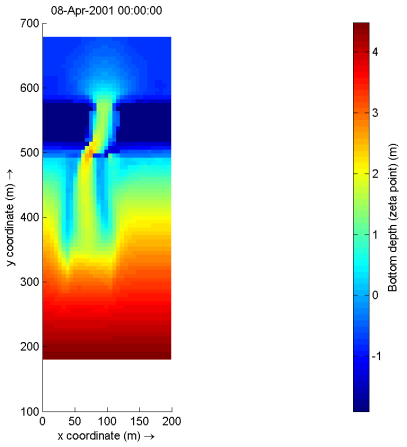
(a) Bat Inicial



(b) AlfaBN = 1.5

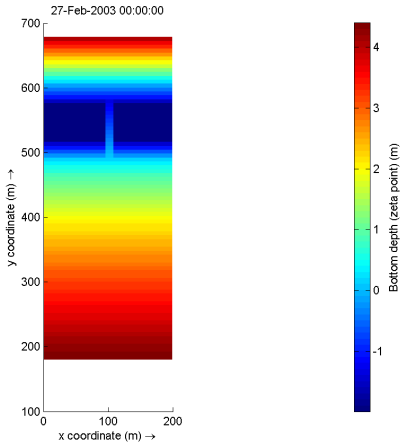


(c) AlfaBN = 15

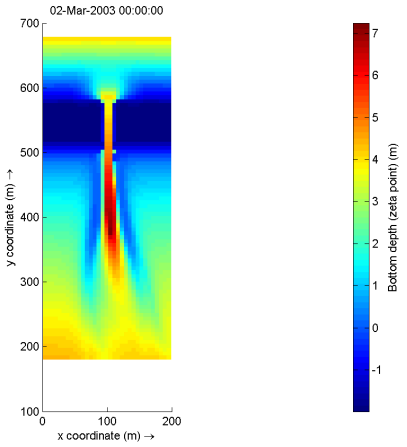


(d) AlfaBN = 50

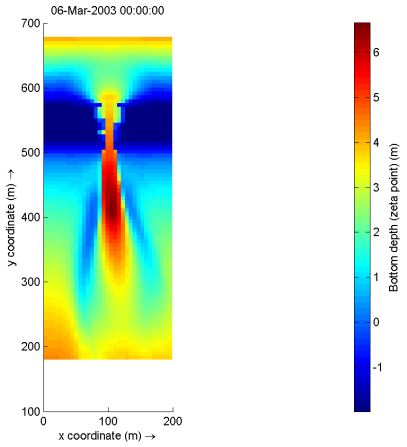
Figura 5.27: Batimetría para distintos α_{bn}, para apertura del 2001 con ancho inicial de 10 m. Se observa el canal a los 3 días de la apertura



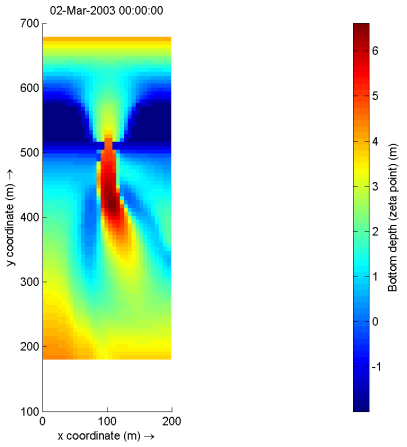
(a) Bat Inicial



(b) AlfaBN = 1.5

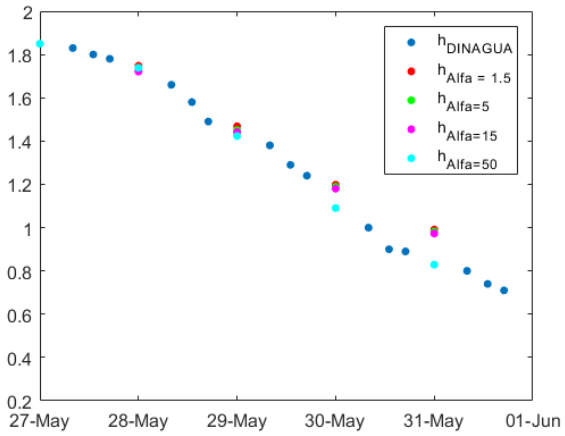


(c) AlfaBN = 15

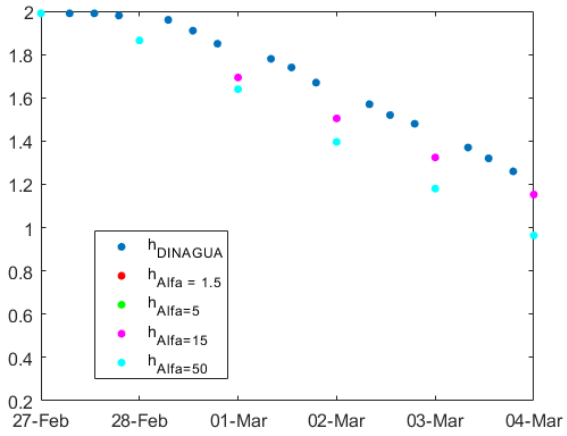


(d) AlfaBN = 50

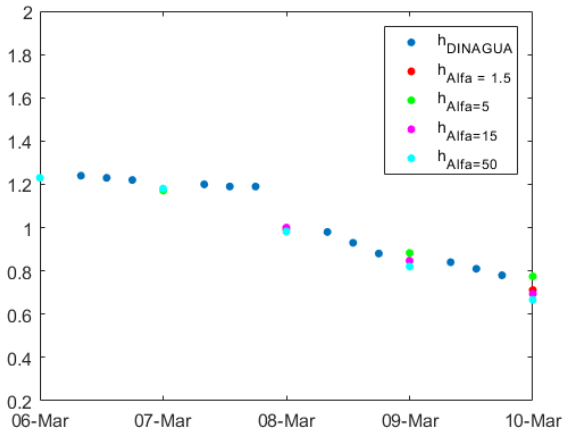
Figura 5.28: Batimetría para distintos AlfaBN, para apertura del 2003 con ancho inicial de 10 m. Se observa el canal a los 3 días de la apertura



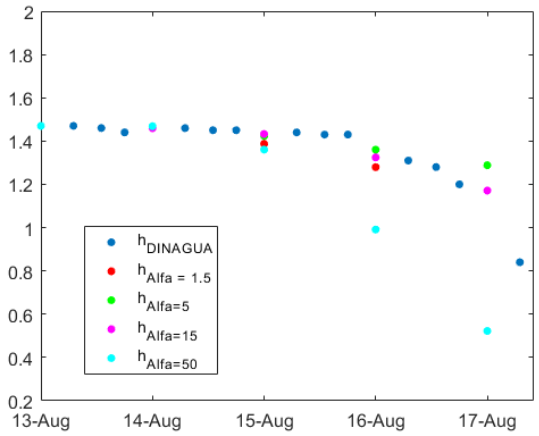
(a) 2004



(b) 2003



(c) 2002



(d) 1989

Figura 5.29: Comparación entre el nivel calculado a partir de los caudales modelados y el nivel observado en la laguna, para cuatro eventos de aperturas naturales registrados, variando el parámetro α_{bn}

5.4.7. Discusión

El modelo Delft3D no logra capturar el proceso de apertura. La sección transversal final del canal de desembocadura no es representada satisfactoriamente. La misma tiende a profundizarse excesivamente y es subestimado el aumento del ancho. Esto es coherente con los antecedentes revisados por Tuan (2007) y por estudios más recientes. Tuan señala que el mismo tipo de problema de profundización excesiva ocurre con el modelo Telemac. Por otro lado, Wainwright y Baldock (2015), al aplicar el modelo hidro-morfodinámico TUFLOW a la apertura de lagunas también observaron una profundización excesiva del canal, por lo que desarrollaron un módulo de colapso de taludes laterales para solucionar esta problemática.

Se identificó al factor de transporte de fondo transversal como parámetro de calibración muy sensible a la erosión del talud lateral y al área final de la sección transversal. Aumentando el orden de este factor se obtiene una mayor erosión del talud del lateral. El factor de celda seca fijo en su valor máximo no es suficiente para representar la erosión de talud lateral que ocurre realmente. Por lo que el factor de transporte de fondo lateral parece ser un buen parámetro para compensar la subestimación en la erosión del talud.

Los valores de caudales parecen razonables cuando se da la profundización excesiva del canal, pero cuando se logra un aumento del ancho mayor (más cercano al ancho medido) y no se profundiza excesivamente el canal, los valores de caudales toman valores más elevados a los esperados.

5.5. Conclusiones

Reproducir el proceso de apertura en escala de horas a días mediante un modelo hidro-morfodinámico bidimensional presenta varias complejidades. La principal es que este tipo de modelos no incluye la modelación de procesos físicos como es el colapso de taludes laterales de un canal, que en el proceso de apertura de un canal tiene mucha relevancia. Se pudo comprobar que para el modelo Delft3D se obtienen secciones que se profundizan excesivamente, (lo mismo es señalado por autores como Tuan (2007) y Wainwright y Baldock (2015)). Poder reproducir satisfactoriamente la evolución de la sección implicaría desarrollar y combinar con el modelo formulaciones que tuviesen en cuenta el proceso físico de la erosión de taludes, lo que supondría un estudio

más profundo y exclusivamente dedicado a este tema.

A pesar de que la forma final de la sección transversal del canal no es bien representada, se pudo modelar el intercambio de flujo entre la laguna y el océano para la apertura.

Las campañas de medición permitieron por primera vez medir corrientes en una apertura y cuantificar los tiempos de evolución de una apertura artificial en la Laguna de Rocha, observándose que la evolución del canal ocurre en un lapso menor a las 20 horas. El conocimiento adquirido permitirá diseñar futuras campañas con mayor precisión y por lo tanto lograr un registro más completo de la apertura.

Capítulo 6

Flujos y estabilidad

6.1. Introducción

Con el objetivo de reproducir el intercambio de caudales entre la laguna y el océano, así como la evolución de la sección del canal de desembocadura a mayor escala temporal a la estudiada en el capítulo anterior; se estudió el comportamiento de la desembocadura utilizando una aproximación propia de la hidráulica de canales. El flujo en el canal fue considerado únicamente en la dirección del canal y la dinámica del flujo fue descrita a partir de un balance de cantidad de moviemiento y de un balance de masa en el canal.

En la sección 6.2 se estudió la propagación de la marea dentro de la laguna, solucionando las dos balances mencionados sin tener en cuenta el transporte de sedimentos en el canal, considerando que el canal se encuentra siempre abierto y sin considerar los aportes de los cursos de agua a la laguna. Se obtienen las series de nivel en la laguna y velocidad en el canal a partir de la aplicación de soluciones analíticas conocidas ya resueltas para este problema (para las cuales hay que realizar simplifaciones adicionales tanto en las ecuaciones, como en la composición de la marea).

En la sección 6.4 se presenta un modelo hidromorfodinámico en el que se tiene en cuenta, además de las ecuaciones de la hidrodinámica mencionadas, el aporte de caudal de los cursos de agua a la laguna y el transporte de sedimentos en el canal. Esto permite modelar la evolución temporal de la sección del canal y, en sus casos extremos y bajo hipótesis adicionales, la apertura y cierre del mismo.

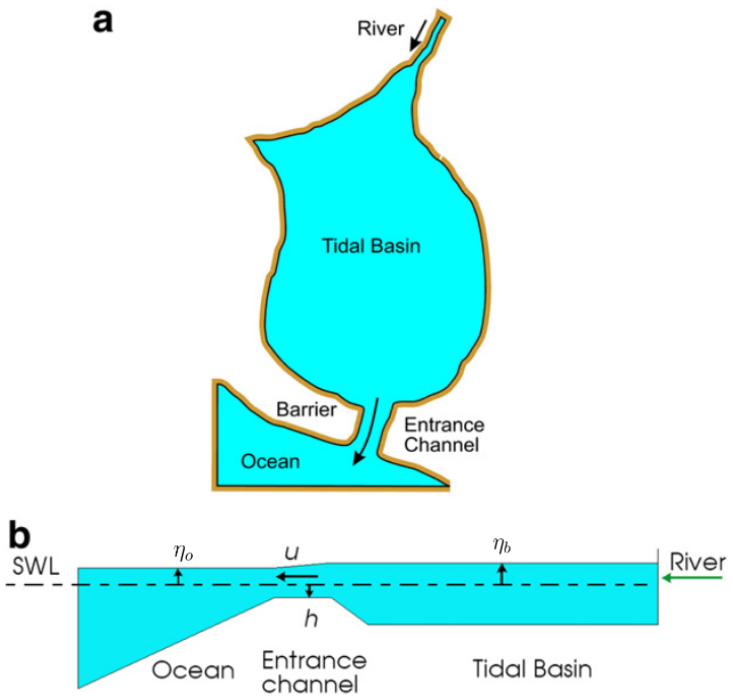


Figura 6.1: Esquema del modelo. a) Vista en planta. b) Sección longitudinal. De Hinwood et al. (2012)

6.2. Modelo hidrodinámico

6.2.1. Ecuaciones que gobiernan el proceso

Siguiendo a van de Kreeke y Brower (2017) y Hinwood et al. (2012), se realizó una esquematización del sistema en la que se supone a la laguna como un reservorio que intercambia agua con el océano únicamente a través del canal de desembocadura. La laguna recibe además un aporte puntual de caudal debido a la descarga de los cursos de agua que desembocan en la laguna. En la figura 6.1 se presenta la esquematización del sistema.

Además de las simplificaciones en la geometría mencionadas en el párrafo anterior, se supone un flujo unidimensional uniforme en el canal de desembocadura. Con estas suposiciones la hidrodinámica del canal de desembocadura se describe a partir de la ecuación de conservación de cantidad de movimiento (integrada en la vertical, en el ancho y a lo largo del canal) y de la ecuación de conservación de la masa. La ecuación de conservación de cantidad de movimiento queda:

$$\frac{L}{g}\frac{du}{dt} = -\left[\frac{FL}{g(h+\eta_m)} + \frac{m}{2g}\right]u|u| - (\eta_0 - \eta_b) - \frac{BL\rho_a C_d u_{win}^2 \cos\theta_{win}}{\rho g A} \quad (6.1)$$

La ecuación de conservación de la masa queda:

$$A_b\frac{d\eta_b}{dt} = -B(\eta_m + h)u + Q \quad (6.2)$$

En donde η_m es el nivel de agua en el canal, definido como:

$$\eta_m = \frac{\eta_o + \eta_b}{2} \quad (6.3)$$

En donde u es la velocidad promedio en la sección, L es el largo del canal, g es la aceleración gravitatoria, $F = f/8$ en donde f es el coeficiente de fricción de Darcy-Weisbach, el cual a su vez es determinado en función del coeficiente de rugosidad de Manning (n), m es el coeficiente de pérdida de carga localizada a la entrada y a la salida del canal, η_0 es el nivel en el océano, η_b el nivel en la laguna, h es la profundidad del canal por debajo del nivel medio del mar, B es el ancho del canal, Q es el caudal que aportan los cursos de agua que ingresan a la laguna, A es el área de la sección transversal del canal y A_b es área del espejo de agua de la laguna.

El último término a la derecha de la igualdad de la ecuación 6.1 es un término correspondiente a la tensión del viento, integrado en la superficie del canal (Wu y Li (2017)). En este término ρ_a es la densidad del aire, u_{win} es la velocidad del viento, θ_{win} es el ángulo entre la dirección del viento y el eje del canal (apuntando desde la laguna hacia el océano) y C_D es el coeficiente de arrastre del viento (calculado según Wu (1982)).

Además se tiene como ecuación de cierre a la relación entre el área y el nivel de la laguna hallado en el capítulo 4:

$$A_b = \mathcal{F}(\eta_b) \quad (6.4)$$

6.2.2. Solución analítica

Para poder hallar una solución analítica del sistema de ecuaciones presentado en el apartado anterior, es necesario realizar ciertas simplificaciones en las ecuaciones y en las condiciones de borde. Siguiendo el procedimiento del

capítulo 6 de van de Kreeke y Brower (2017), se supone que la sección del canal de desembocadura se mantiene constante y que las variaciones de nivel adentro del canal son despreciables. Se supone también que la laguna tiene área constante.

En cuanto a las condiciones de borde, se desprecia el efecto del viento, no se considera el caudal que aportan los cursos de agua y se supone que la componente principal de la marea es astronómica y que la misma puede ser representada por su armónico principal:

$$\eta_0 = \hat{\eta_0} \sin \sigma t \tag{6.5}$$

En donde $\hat{\eta_0}$ es la amplitud de la marea en el océano y σ es la frecuencia angular de la marea. La velocidad también se supone armónica:

$$u = \hat{u} \cos(\sigma t - \alpha) \tag{6.6}$$

En donde $\hat{u}$ es la amplitud de la velocidad y α es el desfasaje con la onda de marea.

Si se adimensionalizan las ecuaciones 6.1 y 6.2, tomando como escala del nivel de agua a $\hat{\eta_0}$, como escala de tiempo a σ^{-1} y como escala de velocidad a U, las variables son:

$$\eta_0^* = \frac{\eta_0}{\hat{\eta_0}}, \qquad \eta_b^* = \frac{\eta_b}{\hat{\eta_0}}, \qquad u^* = \frac{u}{U}, \qquad t^* = \sigma t, \tag{6.7}$$

De la ecuación 6.2 sale que:

$$U = \frac{\sigma \hat{\eta_0} A_b}{A} \tag{6.8}$$

Usando las variables adimensionales y la expresión para U, las ecuaciones adimensionales correspondientes a 6.1 y 6.2 son:

$$K_2^2 \frac{du^*}{dt^*} + \frac{1}{K_1^2} u^* |u^*| = \eta_0^* - \eta_b^* \tag{6.9}$$

$$u^* = \frac{d\eta_b}{dt} \tag{6.10}$$

Los parámetros adimensionales en la ecuación 6.9 se definen como:

$$K_1 = \frac{A}{\sigma \hat{\eta_0} A_b} \sqrt{\frac{\hat{\eta_0}}{\left(\frac{m}{2g} + \frac{FL}{g(h+\eta_m)}\right)}} \qquad \text{y} \qquad K_2 = \frac{\sigma}{\sqrt{\frac{gA}{LA_b}}} \tag{6.11}$$

El parámetro K_1 es conocido como el factor de repleción de Keulegan. Los valores de K_1 altos representan una mayor de velocidad de llenado de la laguna que para valores bajos de K_1, dada una misma diferencia de nivel entre el océano y la laguna. Por lo tanto representan una menor amortiguación y un menor desfase de la onda de marea. Los valores de K1 bajos (menores a 0.1) corresponden a sistemas denominados estrangulados, en donde la amplitud de la marea en la laguna es un orden de magnitud menor a la amplitud en el océano.

El parámetro K_2 es la relación entre la frecuencia con que el sistema es forzado (σ) y su frecuencia natural o de Helmhotz ($\sqrt{gA/LA_b}$). Por lo tanto, los valores de amplitud de marea y velocidad en el canal son máximos cuando K2 es igual a uno, decreciendo para valores de K2 mayores y menores a 1.

La solución de Öszoy-Mehta (descrita en van de Kreeke y Brower (2017)) asume a la ecuación 6.9 como débilmente no lineal y sugiere las siguientes soluciones para $\hat{\eta_b}^*$ y $\hat{u}^*$:

$$\eta_b^* = \hat{\eta_b}^* \sin(t^* - \alpha) \tag{6.12}$$

$$u^* = \hat{u}^* \sin(t^* - \beta) \tag{6.13}$$

Sustituyendo en las ecuaciones 6.9 y 6.10, linealizando la expresión $u^*|u^*|$ y expandiendo las funciones trigonométricas se llega a:

$$\beta = \alpha - \frac{\pi}{2} \tag{6.14}$$

$$\hat{u}^* = \eta_b^* \tag{6.15}$$

$$\hat{u}^* = \sqrt{\frac{\left[(1-K_2^2)^4 + \frac{4\left(\frac{8}{3\pi}\right)}{K_1^4}\right]^{1/2} - (1-K_2^2)^2}{\frac{2\left(\frac{8}{3\pi}\right)^2}{K_1^4}}} \tag{6.16}$$

Parámetro	Símbolo	Dimensiones	Valor
Área de la laguna	A_b	m^2	7.5×10^7
Área trasnversal del canal	A	m^2	160
Largo del canal	L	m	300
Fricción de fondo	F	-	3.5×10^3
Amplitud de marea	$\hat{\eta_0}$	m	0.10
Frecuencia de marea	σ	rad s^{-1}	1.4×10^{-4}
Coeficiente de pérdida de carga	m	-	1
Profundidad en el canal	$(h + \eta_m)$	m	3

Tabla 6.1: Parámetros utilizados para aplicar la solución analítica a la Laguna de Rocha

$$\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{\frac{8}{3\pi}\hat{u}^*}{K_1^2(1-K_2^2)}\right) \tag{6.17}$$

Aplicación a la Laguna de Rocha

En la costa atlántica uruguaya, en donde se ubica la Laguna de Rocha, la componente metoerológica de la marea es muy fuerte, por lo que la suposición de que la marea se representa por un armónico principal no es una buena representación de la realidad. De todas formas y a efectos de poder obtener valores para comparar con la solución numérica (sección 6.2.3) se aplicó la solución analítica del problema a la Laguna de Rocha. Para esto se realizó una descomposición en armónicos de marea de la serie histórica de marea en el océano en la zona de la laguna, mediante el código T_Tide (Pawlowicz et al. (2002)).

El armónico principal de marea en la zona de la Laguna de Rocha es el principal lunar semi-diurno (M_2), con una amplitud de 10 cm y un período de 12.42 horas.

Para la solución analítica se debe definir una única sección transversal del canal de desembocadura que se supone constante. Para esto se utilizaron las mediciones realizadas en campo (ver capítulo 1). Para los coeficientes de fricción de fondo y de pérdida de carga se toman valores promedios de de la bibliografía (van de Kreeke y Brower (2017)). Ver tabla 6.1.

Aplicando la solución analítica con los parámetros descritos en la tabla 6.1 se obtiene la onda de marea adentro de la laguna y la velocidad en el canal de desembocadura. En la figura 6.2 se observa al nivel en el océano y en la laguna.

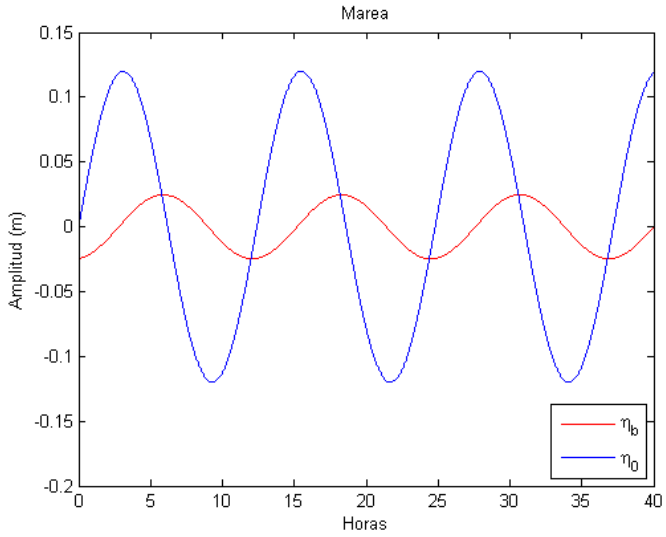


Figura 6.2: Onda de marea en el océano y en la barra para la solución analítica

El desfasaje entre ambas es de 82° (2.8 horas). La amplitud de la onda dentro de la laguna es de 2.5 cm. En la figura 6.3 se presenta la solución analítica para la velocidad dentro del canal de desembocadura. La amplitud dentro del canal generada por el armónico M_2 es de 1.06 m/s.

Como se observa en la figura 6.2 la onda de marea es amortiguada fuertemente por el canal de desembocadura.

El desfasaje entre el nivel en el océano y el nivel en la laguna, así como la diferencia de amplitud de las dos señales son consistentes con la clasificación que hizo Jarett (Seabergh (2002)) de los canales de desembocadura según el factor de repleción K_1. Jarett dividió a los canales de desembocadura en tres clases según el valor de K_1. La primera para $K_1 < 0.3$, la segunda para $K_1 > 0.8$ y la tercera para $0.3 < K_1 < 0.8$. A menor valor de K_1, mayor es el desfasaje y mayor el amortiguamiento de la marea adentro de la laguna El valor de este factor para la laguna de Rocha queda $K_1 = 0.14$, por lo que se estaría en la primera clase de Jarett.

En muchos casos el término de inercia en la ecuación de cantidad de movimiento es pequeño comparado con los términos de fricción y puede ser despreciado. Despreciar el término de inercia es equivalente a suponer $K_2 = 0$ (ver ecuación 6.9). Para la Laguna de Rocha, si se desprecia el término de inercia se obtienen los mismos resultados de amplitud y desfasaje que se obtienen al considerarlo.

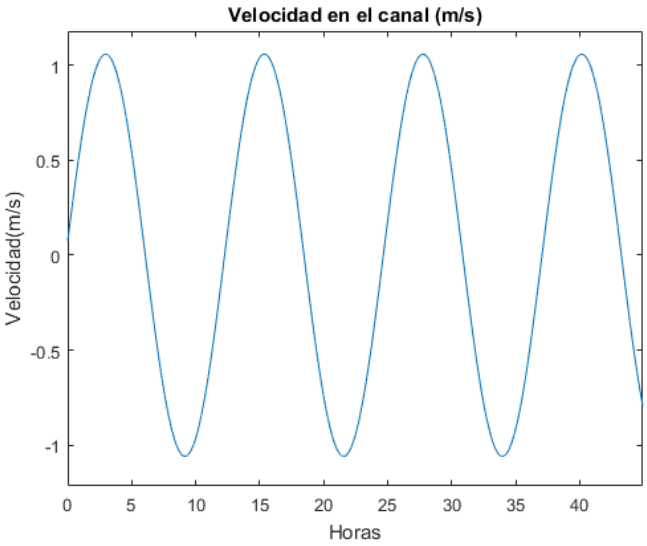


Figura 6.3: Velocidad en el canal de desembocadura para la solución analítica

Solución analítica para la marea meteorológica

En el apartado anterior se analizó cómo se propagaba la onda de marea astronómica (representada por el componente M_2) dentro de la laguna, a partir de la solución analítica. Para poder analizar cómo se propaga la onda de marea meteorológica dentro de la laguna a partir de la solución analítica se debe representar a la marea meteorológica como una onda compuesta únicamente por un armónico. Para definir el armónico de marea meteorológica se realizó un análisis de frecuencias de la señal de marea meteorológica medida, utilizando la transformada de Fourier (ver figura 6.4). La amplitud de la señal de marea meteorológica a utilizar se determinó calculando la energía total contenida en el rango de períodos de 3 a 15 días. Estos períodos corresponden a la duración de una tormenta típica y dejan afuera a ciclos estacionales que no son de interés. La amplitud correspondiente a la energía calculada se le asigna a la frecuencia con mayor energía del espectro.

La marea meteorológica se representa entonces como un armónico con amplitud 0.12 m y 5.5 días de período. En la figura 6.5 se presenta el resultado de la propagación de la marea meteorológica a partir de la solución analítica. Se observa que al contrario que para la marea astronómica, la marea meteorológica entra casi íntegramente a la laguna con un pequeño desfasaje (20°, equivalente a 6.7 horas).

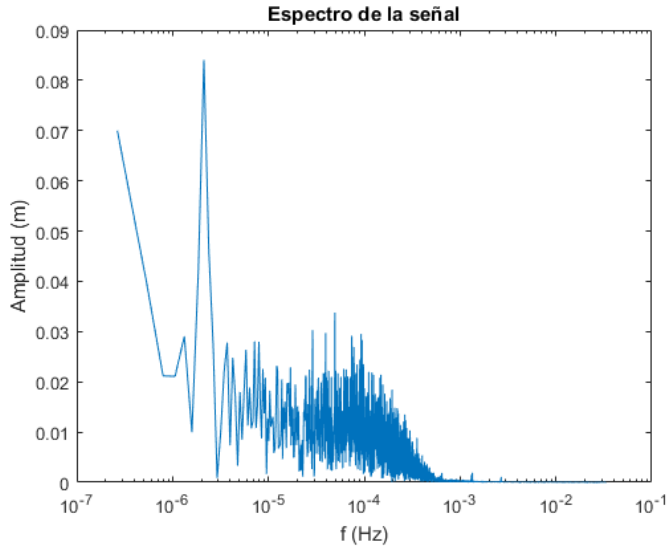


Figura 6.4: Espectro de amplitud de la marea meteorológica

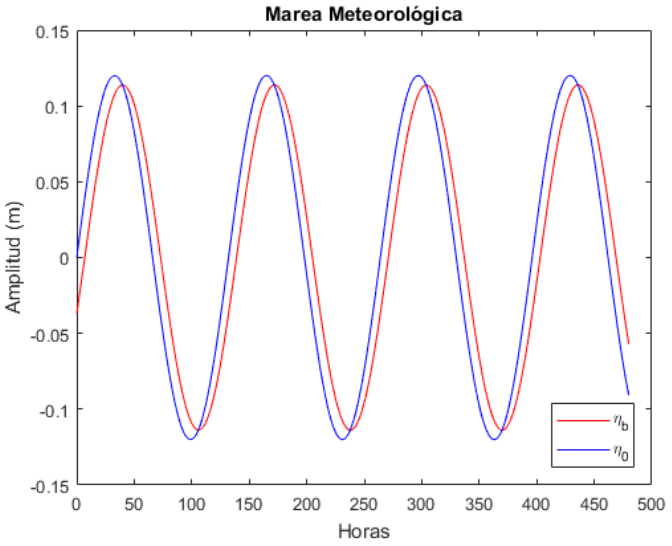


Figura 6.5: Solución analítica para la marea meteorológica

6.2.3. Solución numérica

El sistema de ecuaciones compuesto por la ecuación 6.1 y 6.2 fue resuelto numéricamente aplicando el método de Runge-Kutta de cuarto orden (ver anexo 2). En este caso las ecuaciones se resuelven sin linealizar y se propaga el registro completo de la marea por el canal de desembocadura para obtener el nivel en la laguna.

El área de la laguna no se supuso constante (como sí se había considerado para la solución analítca) dado que la resolución numérica del problema permite incluir la relación entre el área y el nivel de la laguna (ecuación 6.4).

En la figura 6.6 se presenta cómo se propaga la señal del nivel de mar total dentro de la laguna para los primeros 20 días del año 2003, obtenida con la solución numérica, siempre asumiendo área constante (i.e. el canal no cambia). Se observa cómo las variaciones diurnas y semi-diurnas (correspondientes a la marea astronómica) son amortiguadas y no se propagan dentro de la laguna. Sí se observa que el nivel de la laguna responde a la variación de nivel de mayor período correspondientes a la marea meteorológica. Se vuelve a observar aquí que el canal de desembocadura no permite que se propague la marea astronómica pero sí a la meteorológica. En la figura 6.7 y 6.8 se presenta la solución para la totalidad del año 2003, tanto para el nivel como la velocidad en el canal.

6.3. Estabilidad del canal de desembocadura

Modelar la evolución temporal de la sección del canal de desembocadura requiere estudiar en conjunto la hidrodinámica del problema con el transporte de sedimentos y la evolución del fondo. Esto es analizado en el apartado 6.4, en donde se presenta un modelo hidro-morfodinámico. Sin embargo, se puede analizar la estabilidad a partir de métodos empíricos, sin tener que resolver las ecuaciones de transporte de sedimentos, solamente a partir de los resultados de velocidad y niveles. Este enfoque fue propuesto por Escoffier en 1940 (ver van de Kreeke y Brower (2017)). Su aplicación en la Laguna de Rocha se presenta a continuación.

Una sección de un canal se encuentra en equilibrio cuando el volumen de arena que entra al canal es igual al volumen de arena que sale del canal. Este equilibrio es dinámico, oscilando el área de la sección en torno a un valor medio.

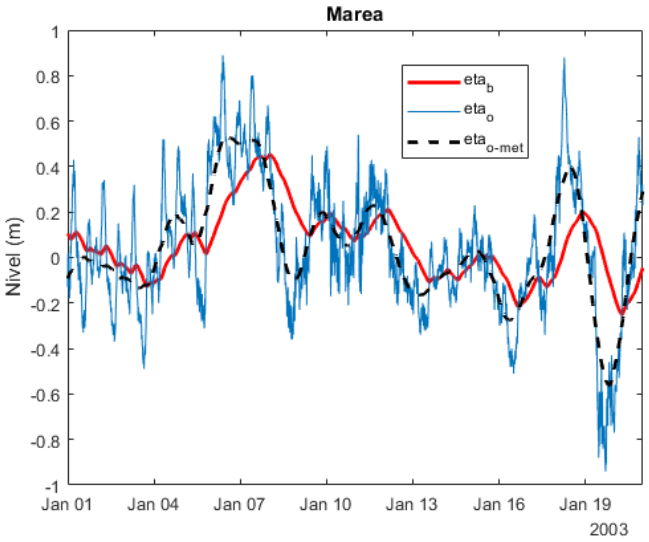


Figura 6.6: Solución numérica para los primeros 20 días del año 2003. En azul se presenta la señal de nivel del océano total y en negro con línea punteada a la componente meteorológica del nivel del océano. En rojo el nivel de la laguna obtenido del modelo

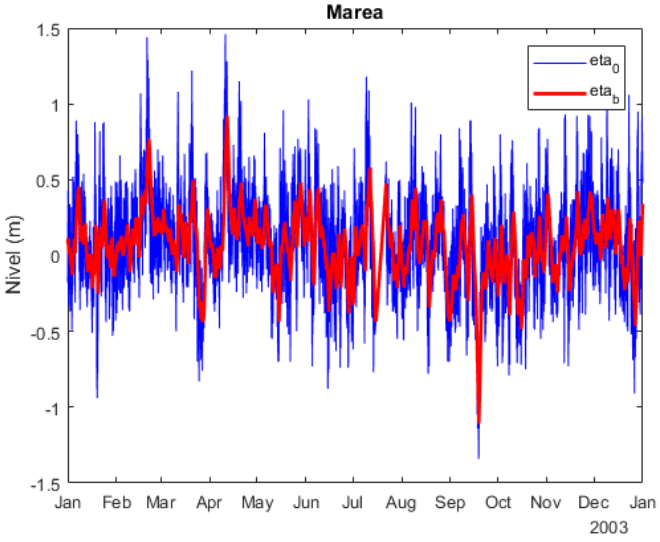


Figura 6.7: Solución numérica del nivel de agua en la laguna para el año 2003

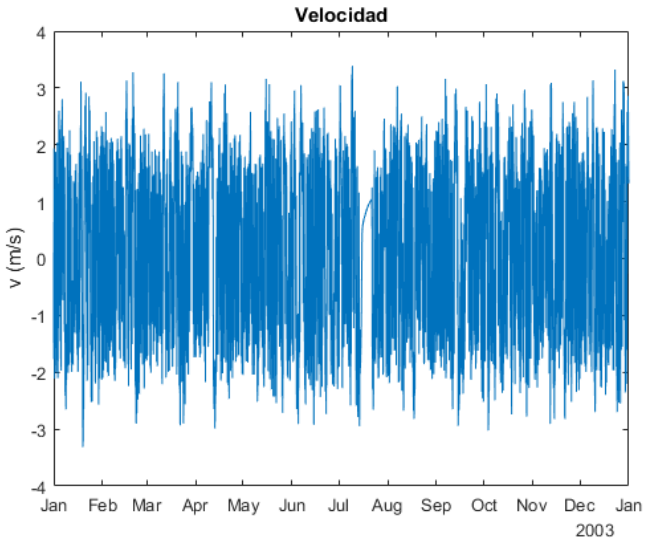


Figura 6.8: Solución numérica de la velocidad en el canal de desembocadura para el año 2003

A este valor se lo denomina área de equilibrio. El equilibrio es estable cuando luego de una perturbación, el área de la sección retorna a su valor de equilibrio.

Para analizar la estabilidad se compara la amplitud de la velocidad obtenida para distintas áreas de la sección del canal con una velocidad de equilibrio empírica.

La amplitud de la velocidad de equilibrio ($\hat{u}_{eq}$) se calcula según lo sugerido por van de Kreeke y Brower (2017). Esta es una relación empírica que depende del período de la marea astronómica, lo que limita su aplicación debido a la fuerte influencia de la marea meteorológica en la zona de la laguna. La velocidad de equilibrio en este caso es independiente del área de la sección:

$$\hat{u}_{eq} = \frac{\pi}{C_l T} \tag{6.18}$$

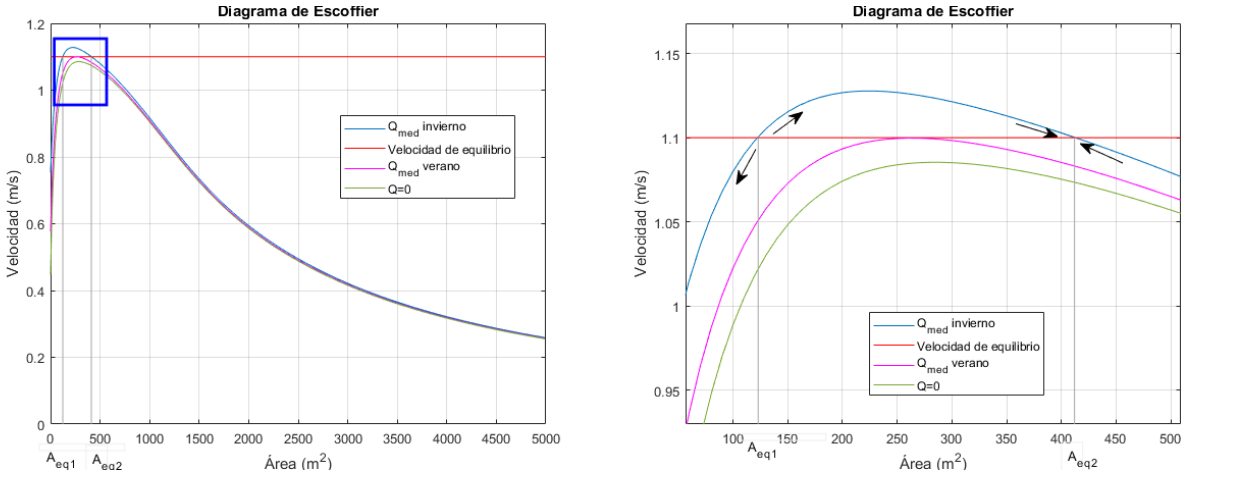
En donde $C_l = 6.5 \times 10^{-5}\,\mathrm{m}^{-1}$ y T es el período de la marea. Según lo supuesto para la Laguna de Rocha $T = 12.42$ h. La velocidad de equilibrio queda $\hat{u}_{eq} = 1.1$ m/s.

La amplitud de la velocidad para distintas áreas se obtiene de aplicar la solución numérica para la marea astronómica para distintos valores de área. De esta forma se construye el diagrama de Escoffier, en donde se representa por un lado a los distintos valores de velocidad para distintas áreas de sección transversal (curva de cierre), y por otro lado se representa a la velocidad de

equilibrio (curva de equilibrio, la cual es constante en este caso ya que la formulación empírica que la define no depende del área de la sección).

Para que exista un área de equilibrio las dos curvas se deben intersectar y en ese caso existirían dos áreas de equilibrio, una estable y otra inestable. Se analizó la estabilidad para tres casos diferentes variando el caudal que aportan los cursos que desembocan en la laguna. Como se observa en la figura 6.9, si no se considera el aporte fluvial las dos curvas no se cortan y se deduce que según este método no existen valores de área de equilibrio. Lo mismo ocurre si se considera al caudal medio de verano. Por otro lado, si se tiene en cuenta el aporte fluvial medio de invierno, sí se produce la intersección entre las dos curvas y por lo tanto existen dos valores de área de equilibrio. Un área $A_{eq1} = 123\,\mathrm{m}^2$ y otra $A_{eq2} = 412\,\mathrm{m}^2$. Sabiendo que para valores de velocidad mayores a la velocidad de equilibrio el canal se erosiona (el área aumenta) y que para valores de velocidad menores al de la velocidad de equilibrio la sección tiende a acumular sedimento (el área disminuye), se deduce que A_{eq1} es inestable y que A_{eq2} es estable. Esto coincide con lo observado en la realidad, en donde los valores de área de sección medidos se asemejan al valor de A_{eq1} (ver tabla 6.1). De los datos disponibles no parece razonable que se alcance el área A_{eq2}.

Este método presenta limitaciones muy fuertes para poder obtener conclusiones de la morfología de la desembocadura. Su origen se debe a motivos históricos en los cuales la poca capacidad de cálculo hacía difícil la resolución de las ecuaciones hidrodinámicas junto con las de transporte de sedimentos y evolución del fondo. Hoy en día el estudio de la morfología puede realizarse con mayor precisión a un bajo costo computacional. En particular, la mayor debilidad del método consiste en la determinación de la velocidad de equilibrio. La misma es definida de forma empírica suponiendo que la componente de astronómica de la marea es muy fuerte. Este no es el caso de la Laguna de Rocha, la cual presenta un entorno micromareal con grandes mareas meteorológicas.



(a) **(b)** Zoom en la zona del rectángulo azul de la figura a)

Figura 6.9: Diagrama de Escoffier para la Laguna de Rocha

6.4. Modelo hidromorfodinámico

6.4.1. Presentación del modelo

Hasta el momento la hidrodinámica de la desembocadura de la laguna se analizó cuando la conexión entre la laguna y el océano permanecía siempre abierta, con una sección constante del canal de desembocadura. A continuación se presenta un modelo simplificado que tiene en cuenta la evolución temporal de la sección del canal, incluyendo el crecimiento de la berma cuando la laguna está cerrada y la posibilidad de apertura y cierre de la boca de la desembocadura. A la ecuación de movimiento en la dirección del canal y a la ecuación de conservación de la masa, se agrega ahora el balance de sedimentos en el canal, que se cierra con la ecuación de transporte de sedimentos.

El transporte de sedimentos está descrito por las ecuaciones 6.19 y 6.20. Primero se determina la concentración de sedimento en el canal (C) (ecuación 6.19) y luego se resuelve el balance de sedimentos en el canal, determinando la variación del fondo del canal (ecuación 6.20):

$$C = k\left(\left(\frac{u}{u_c}\right)^2 - 1\right) \tag{6.19}$$

$$L\frac{dh}{dt} = (\eta_m + h)u\,\Delta C \tag{6.20}$$

En donde k es una constante empírica y u_c es la velocidad crítica de inicio

del movimiento, determinada según Soulsby (1997). C_o y C_b son las concentraciones en el océano y la laguna respectivamente. La ecuación 6.21 permite calcular el término fuente (sumidero) en el balance 6.20.

$$\begin{aligned} \Delta C &= C_0 - C \quad \text{si flujo hacia el interior de la laguna} \\ \Delta C &= C - C_b \quad \text{si flujo hacia el exterior de la laguna} \end{aligned} \tag{6.21}$$

Para la hidrodinámica del canal de desembocadura se pueden distinguir dos etapas. Una primera etapa rápida de apertura, en la cual el nivel de la laguna es mayor al del océano y el flujo es supercrítico con sentido hacia el océano (o viceversa si se abre por un mayor nivel del mar en el océano). Luego del período inicial de apertura el canal evoluciona hacia una etapa general más estable, en donde el flujo es subcrítico y el sentido del flujo puede ser en ambas direcciones. Esta última etapa es descrita por la ecuación de movimiento (ecuación 6.1). Para el momento inicial de la apertura, en el cual el flujo es supercrítico, Wu y Li (2017) proponen la utilización de una ecuación de vertedero de cresta ancha en vez de la ecuación de movimiento:

$$Q = 1.7B(\eta_b + h)^{1.5} \tag{6.22}$$

La sección del canal se supuso rectangular, en donde el ancho (B) y el tirante mantienen una relación fija (α). Esta relación es uno de los parámetros de entrada del modelo.

Cuando el tirante en el canal de desembocadura se aproxima a cero, se considera que se interrumpe la conexión de la laguna con el océano y por lo tanto el canal está cerrado. A partir de este momento se considera un crecimiento a tasa constante de la berma, hasta un máximo y_{max}.

6.4.2. Aplicación del modelo a la Laguna de Rocha

El modelo presentado fue aplicado a la Laguna de Rocha para modelar la evolución temporal de la desembocadura y los intercambios de caudal con el océano. Se realizaron distintos tipos de análisis con el modelo. En primer lugar se realizó un análisis de sensibilidad, estudiando los resultados de variar los parámetros con mayor influencia (coeficiente de manning (n), la relación entre el tirante del canal y el ancho del canal (α) y la concentración de sedimentos

que aporta el océano (C_0)). A continuación se analizó la respuesta del sistema ante ciclos medios idealizados de las condiciones de borde y también ante series medidas. Por último, el modelo es utilizado para evaluar la sensibilidad del sistema ante diferentes políticas de apertura artificial.

Análisis de sensibilidad

Debido a que no se dispone de datos medidos para calibrar y validar el modelo, los parámetros fueron seleccionados a partir de valores recomendados en la bibliografía. Como forma de verificación del modelo, se realizó un análisis de sensibilidad de cada parámetro.

Los parámetros C_o y C_b representan la concentración de sedimentos que aporta el océano y la laguna respectivamente. Hinwood y McLean (2015) recomiendan para la concentración de la laguna un valor de $C_b = 7.5 \times 10^{-5}$, y concluyen que para su modelo la variación de este parámetro no implica variaciones significativas en los resultados. Lo mismo ocurre para el modelo aquí presentado. Por otro lado, el coeficiente C_o representa la principal causa que contribuye al cierre de la laguna y el modelo es significativamente más sensible a este parámetro. Hinwood y McLean (2015) recomiendan un rango de valores (de 0 a 10^{-3}), pero aclaran que el mismo depende del clima marítimo del sitio de estudio.

Otro parámetro relevante para el modelo desarrollado es la relación entre el tirante del canal y el ancho del canal (α). Para este valor no se cuenta con un rango de valores recomendados por lo que analizar la sensibilidad del modelo a este parámetro se considera necesario. Otros parámetros geométricos, como el largo del canal se suponen fijos en base a las mediciones realizadas.

Existen tres parámetros que influyen en la pérdida de carga: el coeficiente de pérdida de carga localizada a la entrada y la salida (m), el coeficiente de rugosidad de Manning (n) y el largo del canal (L) ya que a mayor longitud mayor pérdida. La sensibilidad a la pérdida de carga se analiza únicamente variando n.

Por lo tanto se presenta a continuación el análisis de sensibilidad del coeficiente de manning (n), la relación entre el tirante del canal y el ancho del canal (α) y la concentración de sedimentos que aporta el océano (C_o). El análisis de sensibilidad fue realizado para condiciones medias de los forzantes (marea astronómica, ciclo medio anual de caudal neto y viento medio; estas condiciones

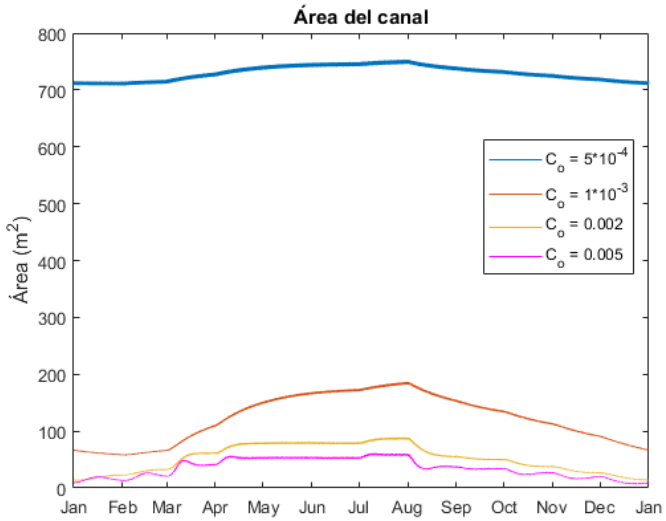


Figura 6.10: Semsibilidad de C_o. Para el ciclo medio del caudal, marea astronómica y sin el efecto del viento

se describen con mayor detalle en el siguiente apartado).

La figura 6.10 muestra las variaciones en el área de la sección transversal del canal al variar C_o. A partir del análisis se seleccionó un valor de $C_o = 0.002$, el mismo se encuentra levemente por encima del rango recomendado por Hinwood y McLean (2015), pero valores menores implican que la laguna alcance un área estable sin cerrarse.

En la figura 6.11 se observa el resultado del análisis de sensibilidad para distintos valores de α. Se aprecia que la influencia de este parámetro en la variación del área es pequeña. El valor de α adoptado en el modelo es de $\alpha = 33$.

En la figura 6.12 se presenta la sensibilidad del área de la sección transversal del canal para el coeficiente de Manning. Se observa que para $n = 0.06$ se da un cambio cualitativo, sin embargo este es un valor irrealmente grande para este caso. Para valores de n menores el comportamiento del área es el mismo siendo la variación entre los valores de área muy pequeños. El valor de n adoptado fue de $n = 0.016$ (este valor es el que se recomienda para canales recientemente dragados (Chow et al. (1994))).

Respuesta del sistema ante ciclos medios idealizados

Caracterización de los ciclos medios de los forzantes

El modelo es forzado por el nivel de mar en el océano (la marea), el caudal

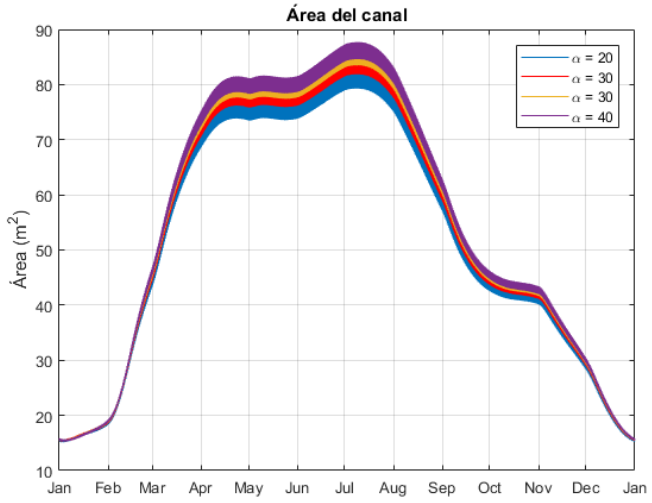


Figura 6.11: Sensibilidad de α. Con Ciclo de Caudal medio anual, marea astronómica y sin efecto del viento

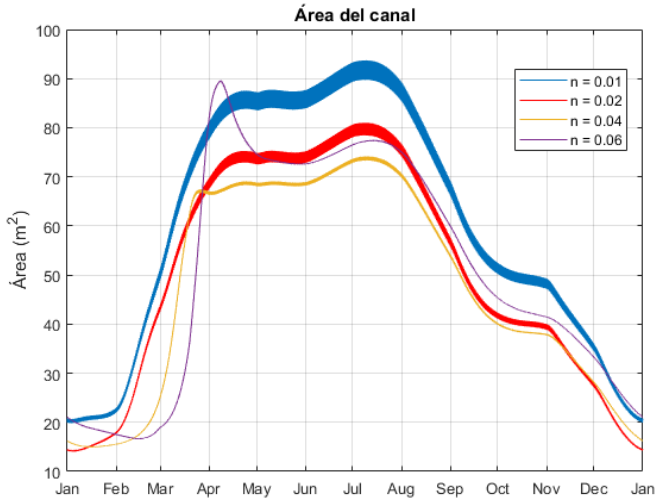


Figura 6.12: Sensibilidad Manning. Con Ciclo de Caudal medio anual neto, manning 0.016, alfa33

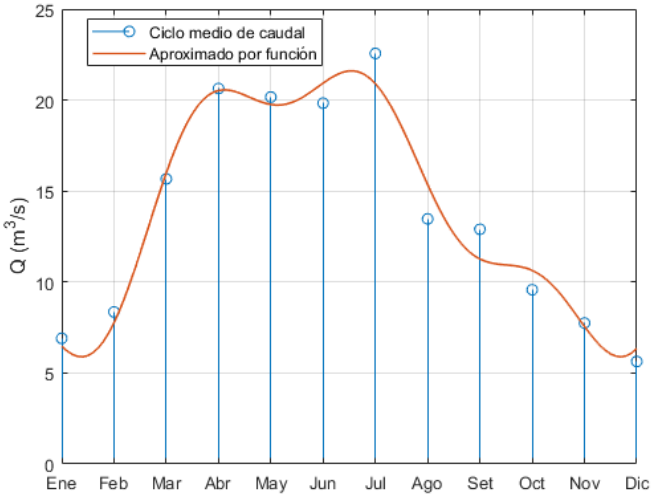


Figura 6.13: Ciclo medio anual de caudal. A la serie discreta hallada con el modelo hidrológico (capítulo 4) se le aproxima una función continua

fluvial que llega a la laguna (menos la evaporación) y el viento.

La marea se puede descomponer en marea astronómica y marea meteorológica. A modo de evaluar el comportamiento general del canal de desembocadura y no el comportamiento de un año o evento particular, la marea que se ingresa al modelo no corresponde a datos reales, sino que se ingresa como una función representativa del comportamiento general. De este modo, la marea se representa como la suma de dos señales armónicas, una correspondiente a la marea astronómica y otra correspondiente a la marea meteorológica. A la primera se le asocia un período de 12.42 horas y una amplitud de 0.10 m. A la marea meteorológica se le asocia una amplitud de 0.12 m y un período de 5.5 días (ver sección 6.2.2). Se estudiaron los efectos en la evolución del canal de desembocadura de ambas componentes por separado y en conjunto.

El caudal depende de los aportes de los cursos de agua que desembocan en la laguna, de la precipitación sobre la laguna y la evaporación. El caudal de la laguna tiene un comportamiento cíclico anual gobernado principalmente por la evaporación, siendo mayor en los meses de invierno que en los meses de verano. En el capítulo 4 se obtuvo la serie del ciclo medio anual de caudales mediante un modelo hidrológico. En este caso se aproximó a la serie de ciclo medio anual por una función continua sinusoidal de tres armónicos, obtenida mediante análisis de Fourier (ver figura 6.13).

Otro de los forzantes principales es el viento. Los datos de viento se obtienen

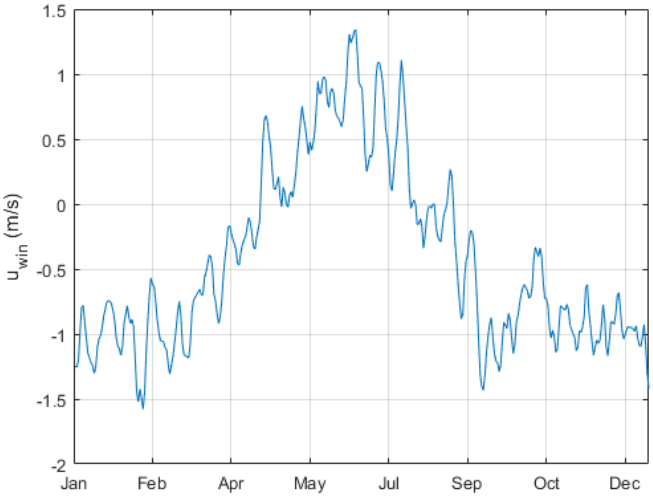


Figura 6.14: Viento medio anual

del reanálisis CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) (Saha et al. (2014)) y son corregidos por la rugosidad. Los valores son proyectados en la dirección del eje del canal y promediados de forma de obtener una serie de vientos media (ver figura 6.14).

Respuesta media del sistema

La respuesta media del sistema fue evaluada en tres escenarios de diferentes combinaciones de forzantes. En todas se simuló un período de tiempo suficientemente largo para alcanzar un ciclo medio anual estable. En la primera combinación analizada los forzantes introducidos al modelo fueron la marea astronómica, el ciclo medio anual de caudal (figura 6.13), sin tener en cuenta el efecto del viento ($u_{win} = 0$). En la segunda combinación se mantiene el mismo caudal, tampoco se tiene en cuenta al viento pero a la marea astronómica se le suma la marea meteorológica. Para la tercera combinación se mantiene al mismo caudal, sí se incluye al viento medio (figura 6.14) y solamente se considera a la marea astronómica.

En la figura 6.15 se observa el resultado de la primera combinación de forzantes. Se presenta la evolución del ancho del canal, del área del canal, del nivel de agua en la laguna (sobre el nivel medio del mar (η_b)) y de la cota de fondo del canal. Para el área y el ancho se observa que varían de forma cíclica con un período anual. En los meses de verano el área se aproxima a

cero, mientras que para los meses de invierno alcanza valores más elevados. Por lo que en el verano la laguna se encuentra más proclive al cierre, si bien no se cierra completamente. El estado proclive al cierre condice con el cierre de la laguna en el verano que ocurre en la realidad. Se puede afirmar que este cierre de la laguna se explica por la mayor evaporación y por lo tanto menor caudal en la laguna.

Para el nivel de la laguna se observa también un ciclo anual. En el verano, a partir del momento en que el área de la desembocadura se aproxima a cero, el nivel en la laguna comienza a aumentar, como es de esperar ya que el agua se ve confinada. También se analizó el efecto a escala de días en el nivel de la laguna. En la figura 6.16 se muestra un período de mayo en donde se está lejos de los momentos proclives al cierre. La variación en el nivel se da con un período de 12 horas, como es de esperar ya que esta es la frecuencia con la que se lo está forzando. Se observa también que la amplitud es despreciable (0.5 cm). El amortiguamiento de la onda de marea astronómica en este caso es mayor al estudiado en la sección 6.2.2, en donde se estudió la propagación de la marea astronómica a partir de la solución analítica del modelo hidrodinámico (sin tener en cuenta el transporte de sedimentos ni el aporte fluvial entre otras consideraciones). El efecto de los aportes fluviales, así como también un área de sección de canal variable (y en todos los casos menor a la fijada en el caso de la solución analítica) producen un amortiguamiento casi completo de la marea astronómica.

En la figura 6.17 se presenta la segunda combinación de forzantes en donde se agrega a la combinación anterior a la marea meteorológica. Al introducir la marea meteorológica, la tendencia a cerrarse en verano y a abrirse en invierno se mantiene. Como se mostró en la sección 6.2.3, la onda de marea meteorológica ingresa casi íntegramente, con un amortiguamiento debido al canal muy pequeño. Por lo tanto en los meses de invierno, cuando la conexión entre el océano y la laguna es mayor, la variación en la amplitud del ancho del canal, el área y el nivel de la laguna son mayores.

En la figura 6.18 se muestra la variación en el nivel de la laguna con una escala de días, para un período en que la desembocadura se encontraba lejos del estado proclive al cierre. Se pueden observar los períodos tanto de la onda meteorológica (5.5 días) como los de la marea astronómica (12.42 horas). Se constata que el amortiguamiento de la marea meteorológica es bajo (la amplitud en el nivel de la laguna es de 6 cm) mientras que para la el período

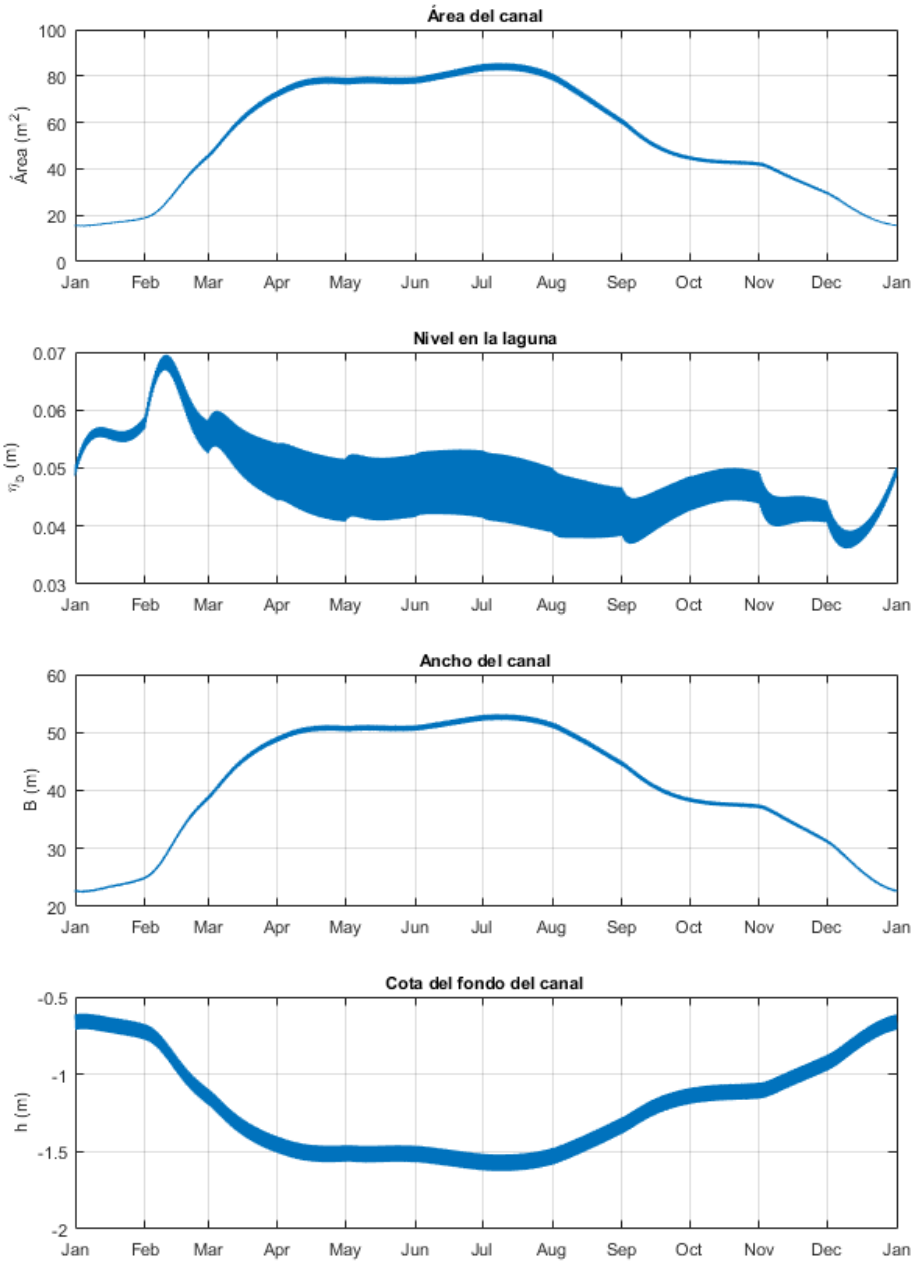


Figura 6.15: Evolución del área de la sección transversal del canal, el nivel en la laguna, el ancho del canal y la cota de fondo del canal para el ciclo medio del caudal, marea astronómica y sin el efecto del viento

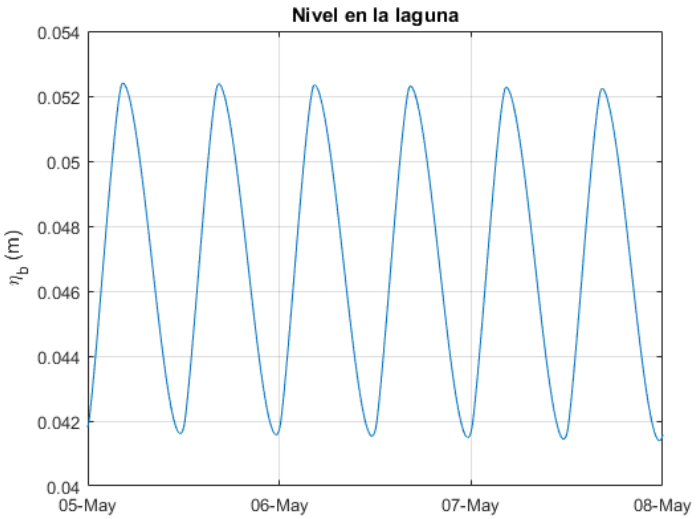


Figura 6.16: Nivel de la laguna a escala de días

correspondiente a la marea astronómica la amplitud es muy pequeña.

Para la tercera combinación de forzantes se consideró al ciclo medio anual de caudal, a la marea astronómica y al viento medio anual. El efecto del viento no es apreciable, los resultados son los mismos considerando al viento que sin considerarlo (los resultados son iguales a los de 6.15). Esto se debe a que la intensidad de viento de la serie media anual considerada es muy baja (6.14).

Discusión

El modelo reproduce correctamente las tendencias a la apertura y al cierre de la laguna observadas en la realidad, siendo el caudal el que tiene mayor influencia en los resultados para condiciones medias.

Si bien no se logra un cierre total, se alcanzan valores de ancho de sección y de cota de fondo de canal muy bajas que ante un aporte puntual de sedimentos o de reducción de caudal terminarían cerrando la barra. La representación del caudal mediante un ciclo medio anual está lejos de la realidad, al promediar se pierden los picos de la serie que representan eventos puntuales. Se ve la necesidad entonces de explorar la respuesta del sistema a series de forzantes medidas. Se espera con estas poder representar la cantidad de aperturas y cierres que ocurren en la realidad.

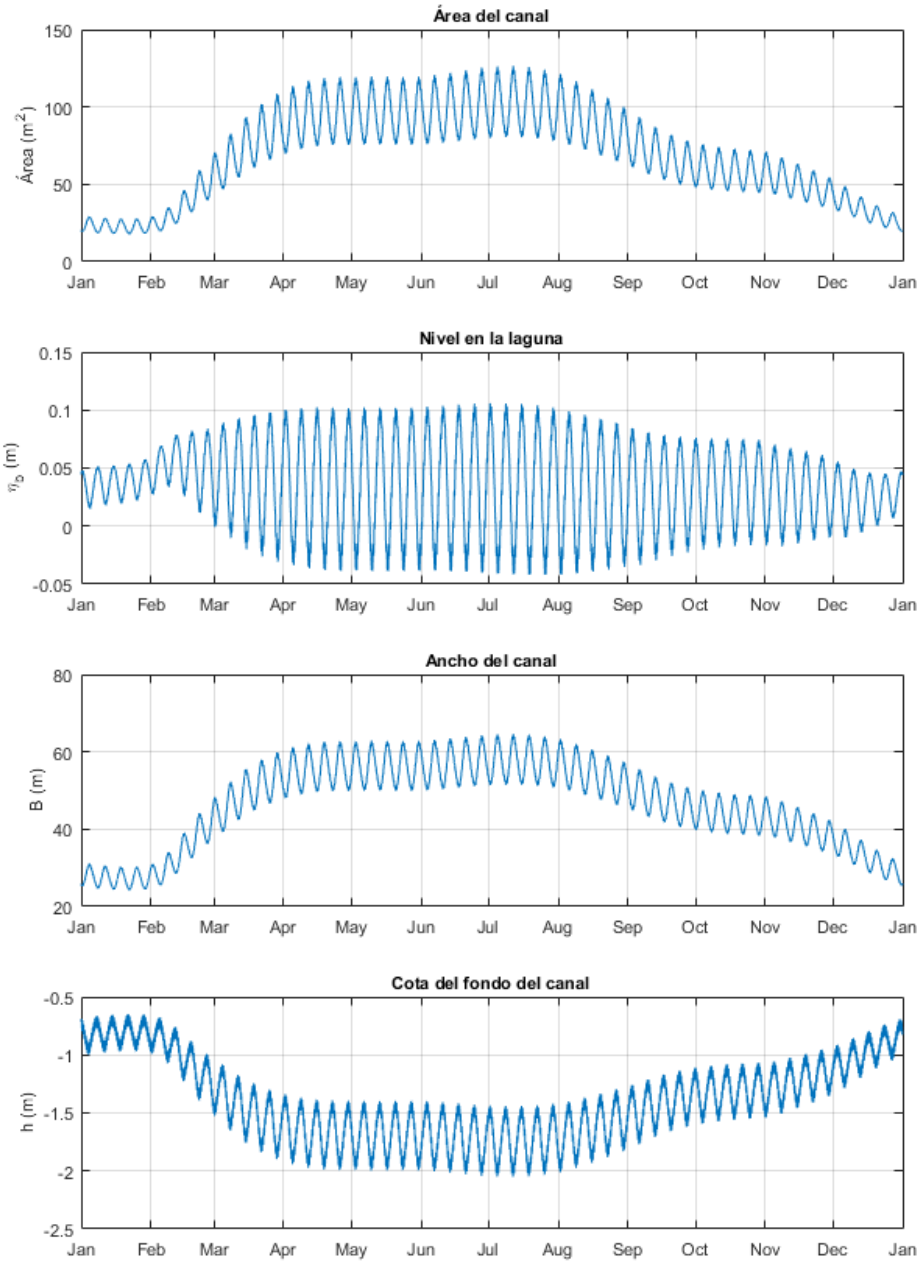


Figura 6.17: Evolución del área de la sección transversal del canal, el nivel en la laguna, el ancho del canal y la cota de fondo del canal para el ciclo medio del caudal, marea astronómica y meteorológica y sin el efecto del viento

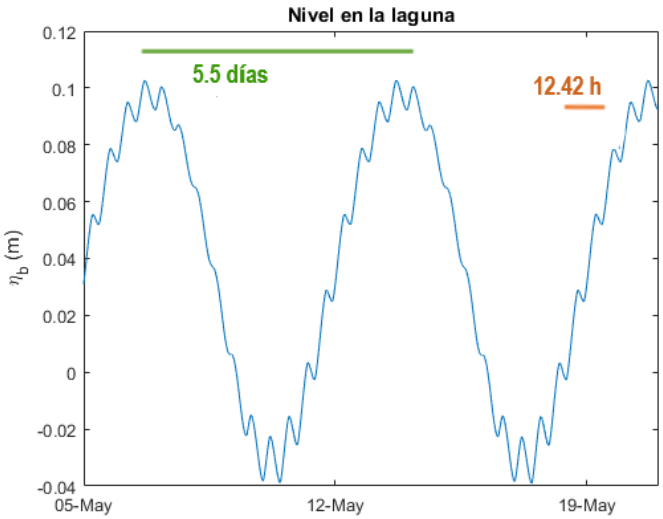


Figura 6.18: Nivel de la laguna a escala de días

Respuesta del sistema ante series temporales reales de los forzantes

Variación de C_o según el transporte litoral

Para tener una serie de C_o se trabaja bajo la hipótesis que C_o depende del transporte litoral de sedimentos. Cuanto mayor sea el transporte litoral en la zona de la desembocadura mayor será la concentración de sedimentos en suspensión que estará disponible para entrar al canal. Bajo esta hipótesis, se construyó una serie de C_o que depende del caudal de transporte de sedimentos de la siguiente forma:

$$C_{oi} = \frac{Q_i}{Q_{medio}} \times C_o \tag{6.23}$$

En donde Q_i es el caudal de transporte calculado para cada cada estado de mar, Q_{medio} es el promedio del caudal de transporte en la serie y C_o es un valor representativo de la concentración de sedimentos en el océano en la zona de la desembocadura. En este estudio se utilizó el valor de $C_o = 0.002$.

El transporte litoral fue calculado a partir de la fórmula del CERC modificada por Mill-Homens (Mil-homens et al. (2013)), utilizando como datos de oleaje los resultados de un Hindcast de oleaje para la costa de Uruguay (Alonso y Solari (2019)).

Respuesta del sistema

Se modeló el período correspondiente a los años 1993 a 2008, forzando al modelo con las series temporales reales (ver figura 6.19). La serie de caudal se obtienen mediante la modelación hidrológica descrita en el capítulo 4. La serie de concentración de sedimentos en el océano se calcula suponiendo que varía según el transporte litoral. El nivel de marea es obtenido del Hindcast mencionado de Alonso y Solari (2019) y el viento se obtiene del mismo reanálisis que para los ciclos medios de viento pero en este caso sin realizar el promedio para obtener una serie media anual.

En la figura 6.20 se presentan los resultados de velocidad y nivel en la laguna. Como era de esperar, la variación en el nivel pierde la forma cíclica anual que presentaba debido a estar forzado por series medias anuales.

Se produce en este caso el cierre total de la laguna. No solamente en meses de verano, como era la tendencia ante forzantes medios, sino que ahora es posible relacionar la apertura y cierre de la laguna a eventos puntuales de los forzantes. El resultado es coherente con el número de aperturas por año que se da en la realidad (dos aperturas por año aproximadamente).

Como resultado del modelo, se puede obtener el caudal de agua que entra y sale de la laguna por el canal de desembocadura. En la tabla 6.2 se presenta la cantidad de agua que entra y sale por año.

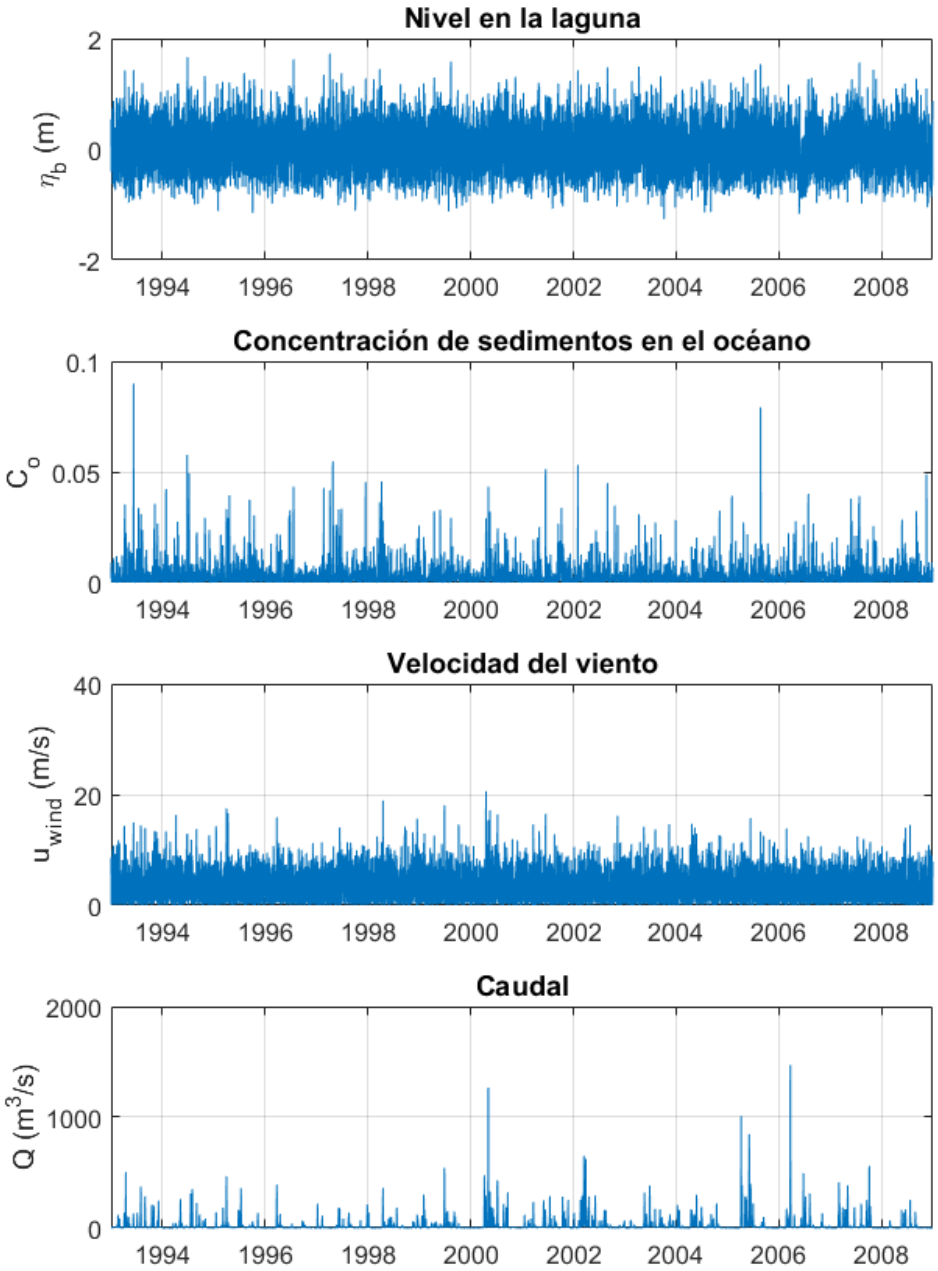


Figura 6.19: Series reales de los forzantes

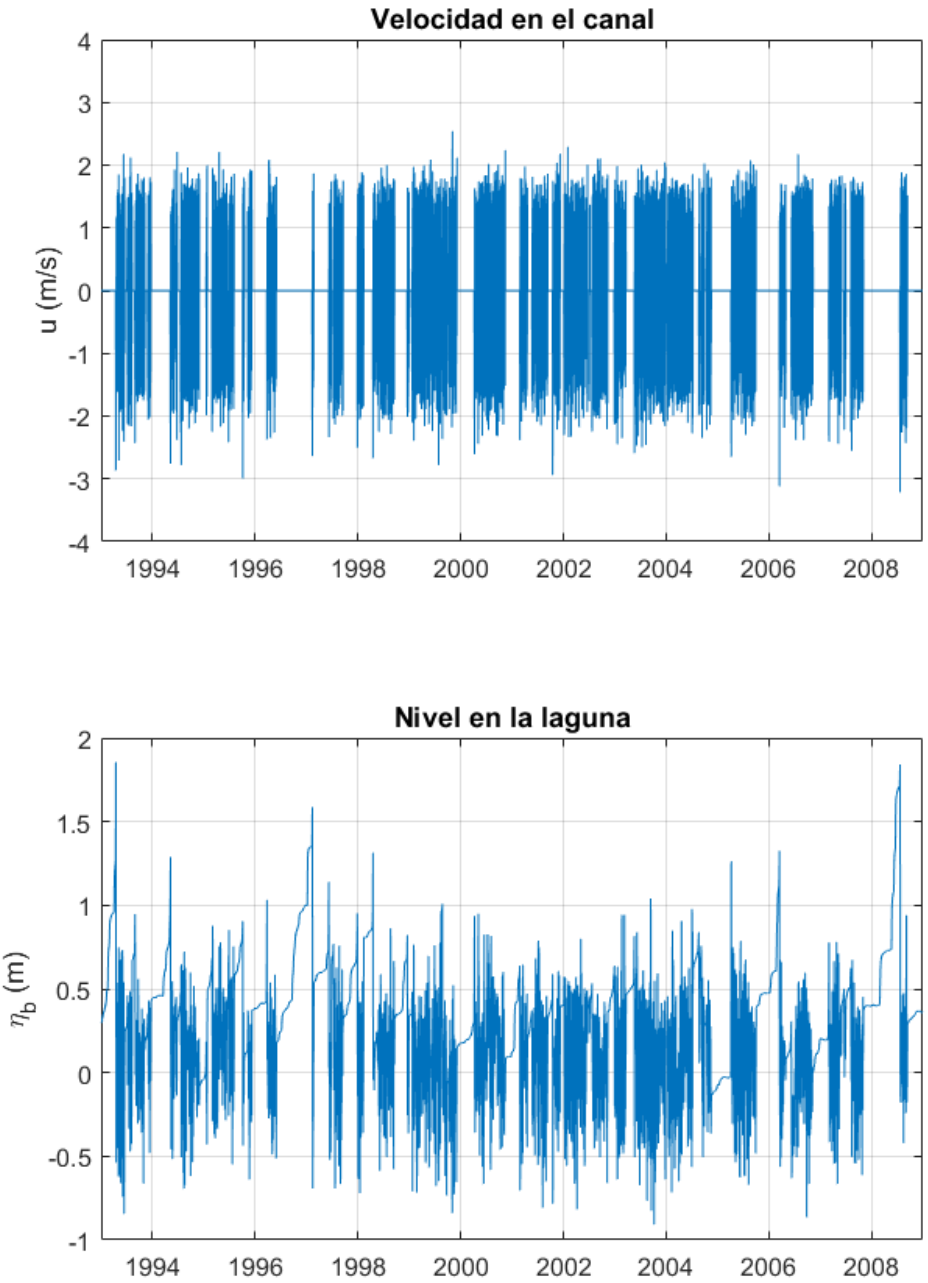


Figura 6.20: Resultados del modelo ante series reales de los forzantes

Año	Salida (m^3/año)	Entrada (m^3/año)
1993	6.77E+09	6.23E+09
1994	2.79E+09	2.59E+09
1995	1.58E+09	1.31E+09
1996	6.32E+09	6.03E+09
1997	2.35E+09	2.14E+09
1998	6.63E+09	6.37E+09
1999	5.39E+09	4.95E+09
2000	4.44E+09	3.77E+09
2001	5.94E+09	5.43E+09
2002	5.52E+09	4.97E+09
2003	7.57E+09	7.08E+09
2004	3.66E+09	3.34E+09
2005	5.46E+09	4.68E+09
2006	7.91E+09	7.30E+09
2007	7.47E+09	6.93E+09
2008	2.35E+09	2.12E+09

Tabla 6.2: Caudal de entrada y de salida a la laguna por año

6.4.3. Sensibilidad a políticas de apertura artificial

La apertura artificial de la barra de la laguna ha sido una práctica común en las últimas décadas principalmente para la prevención de inundaciones. La determinación de cuál es el nivel de agua de la laguna con el que se debe comenzar la apertura artificial ha sido objeto de constante discusión (Conde et al. (2019)).

En este apartado se presentan los resultados que se obtienen de imponer la apertura de la barra cuando el nivel en la laguna llega a un determinado nivel. Se evaluó un rango de cotas de apertura que incluya las cotas a las que se abre la laguna históricamente (se puede suponer, a modo de simplificación que la apertura artificial se realiza cuando la laguna alcanza la cota 1.6 m). Se evaluó la apertura artificial cuando la laguna alcanza los niveles de 1.4 m, 1.6 m, 1.8 m, 2.0 m y 2.2 m. En el último cálculo del apartado anterior se limitaba el crecimiento de la berma hasta 1.6 m, por lo que el nivel de la laguna podía superar levemente esta cota. En este caso la apertura se impone cuando el nivel llega a las cotas evaluadas (no se limita el crecimiento de la berma).

En la figura 6.21 se presenta las variación de niveles en la laguna para las diferentes cotas de apertura.

En la figura 6.22 se presenta la función de distribución de niveles para las distintas cotas de apertura. Como era de esperar, la probabilidad de obtener niveles superiores aumenta a medida que la cota de apertura aumenta. Por ejemplo si la cota de apertura artificial se fija en 1.8, la probabilidad de tener niveles mayores a 1.5 m es de 3 %, mientras que si se fija la apertura para la cota 2.2 m, la probabilidad de tener niveles mayores a 1.5 m es de 12 %.

6.5. Discusión y conclusiones

Se implementó un modelo hidro-morfodinámico de bajo costo computacional. Si bien el modelo no fue calibrado debido a la falta de datos, se determinó una configuración de los parámetros principales tales que el modelo reproduzca el comportamiento observado en la laguna.

Se analizó la propagación de la onda de marea adentro de la laguna. Para las diferentes hipótesis consideradas los resultados coinciden en que el efecto del canal de desembocadura es tal que la marea astronómica se ve fuertemente amortiguada, mientras que la marea meteorológica sí se propaga dentro de la laguna de forma significativa.

Se estudió la estabilidad del canal de desembocadura mediante una aproximación empírica en la que solo se tienen en cuenta los resultados de velocidad y niveles, y no se tiene en cuenta la morfodinámica del problema. También la estabilidad del canal puede ser evaluada mediante los resultados del modelo hidro-morfodinámico para el área y el ancho del canal. Si bien el primer método presenta limitaciones muy fuertes, ambos coinciden en que no se alcanza en el canal una sección estable.

El modelo fue utilizado para evaluar la influencia de los forzantes en la apertura y cierre de la barra. Tanto para series medias anuales de los forzantes como para series reales, los forzantes principales involucrados en la apertura y cierre de la barra son el caudal que aportan los cursos de agua y los sedimentos que aporta el océano.

El modelo permite también analizar distintos escenarios de políticas de apertura de la laguna, determinando la influencia de imponer distintas cotas de apertura en el número de aperturas que cada cota implica, así como las variaciones de nivel en la laguna.

El modelo cumple con el objetivo de obtener valores (como los caudales de entrada y salida de la laguna) que sirvan como datos de entrada a modelos

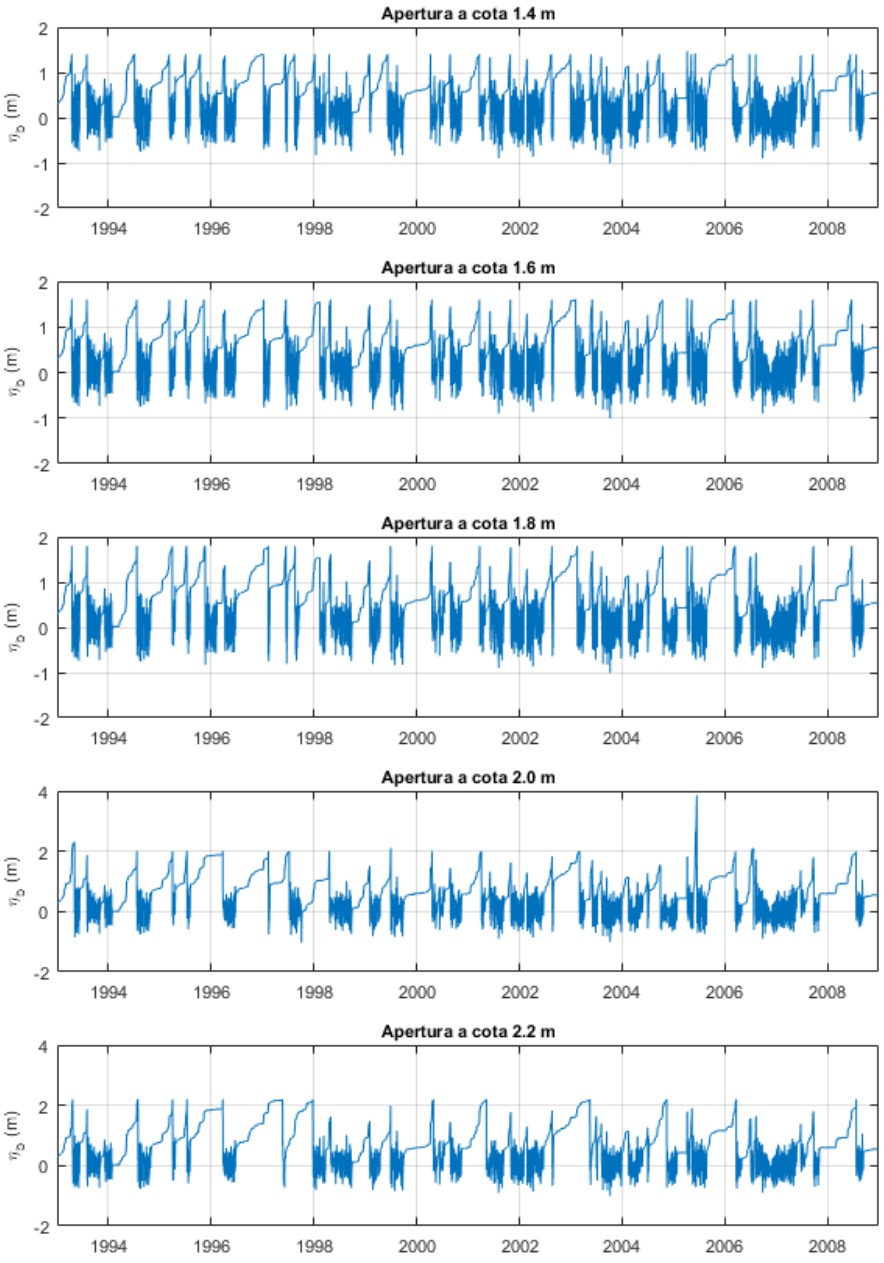


Figura 6.21: Nivel en la laguna para las diferentes cotas de apertura

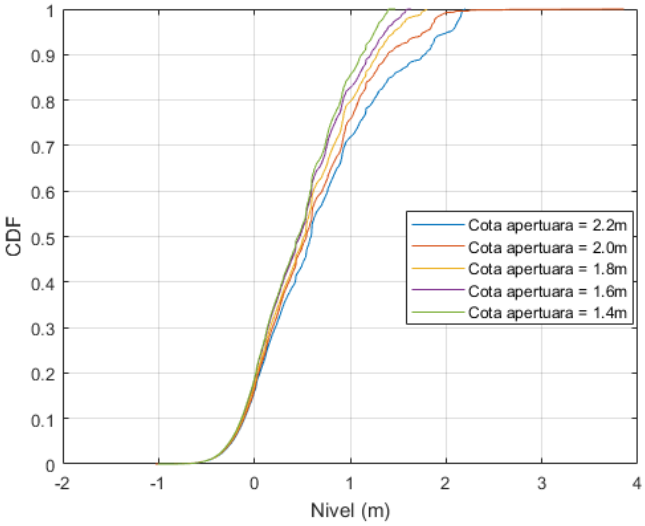


Figura 6.22: Función de distribución empírica de los niveles que se obtienen para distintas cotas de apertura de la berma

bidimensionales de la laguna.

Capítulo 7

Conclusiones generales y futuras líneas de trabajo

En este trabajo de tesis se presentó un estudio de la apertura de la barra de la Laguna de Rocha y de la conexión de la laguna con el océano Atlántico. Se aplicaron diferentes modelos que permitieron estudiar los procesos físicos intervinientes en la conexión a diferentes escalas temporales.

Un dato necesario para la comprensión de la conexión de la laguna con el océano son los caudales continentales que ingresan a la laguna, para los cuales no se contaba con mediciones ni valores modelados con el paso requerido (paso diario). Este trabajo de tesis cumplió con el objetivo planteado de generar series de este tipo. Esto se logró a partir de la implementación del modelo hidrológico GR4J de paso diario a la cuenca de la laguna.

Para la modelación del proceso de apertura se aplicó el modelo numérico Delft3D en su versión hidro-morfodinámica bidimensional. Con este modelo se reprodujo el evento de apertura de la laguna con una escala temporal de días. De la implementación de este modelo se concluye que no reproduce satisfactoriamente la evolución de la sección transversal del canal de desembocadura. Sí arroja valores razonables de velocidad y de caudales de salida de la laguna.

En este trabajo se implementó también una modelación de la conexión de la laguna con el océano a una escala temporal anual. Se implementó un modelo hidro-morfodinámico unidimensional de bajo costo computacional que permitió reproducir satisfactoriamente los intercambios de caudales y la evolución de la desembocadura a escala anual. El modelo fue utilizado para evaluar la influencia de los forzantes en la apertura y cierre de la barra, tanto para series

medias anuales de los forzantes como para series reales. Los forzantes principales involucrados en la apertura y cierre de la barra son el caudal que aportan los cursos de agua y los sedimentos que aporta el océano.

Este modelo cumple con el objetivo de obtener valores (como los caudales de entrada y salida de la laguna) que sirvan como datos de entrada a modelos globales de calidad de la laguna.

Las diferentes modelaciones realizadas en este trabajo de tesis fueron complementadas con campañas de medición. Estas permitieron por primera vez medir corrientes en una apertura y cuantificar los tiempos de duración de una apertura artificial en la Laguna de Rocha. El conocimiento adquirido permitirá poder diseñar futuras campañas con mayor precisión y por lo tanto lograr un registro más completo de una futura apertura.

El modelo hidro-morfodinámico unidimenional fue el más eficiente y del que se obtienen los mejores resultados. Se recomienda para futuras investigaciones seguir en esta línea, con el objetivo de lograr una mejor representación de los procesos físicos de apertura y crecimiento de berma. También es necesario la generación de datos para calibrar los distintos componentes del modelo (apertura, evolución del canal y crecimiento de la berma).

Para la modelación del proceso de apertura en una escala temporal de horas a días, la implementación de un modelo bidimensional no permitió una reproducción satisfactoria del proceso. En este sentido se propone como línea futura la exploración de modelos unidimensionales más robustos para cambios rápidos como son los que ocurren en el proceso de apertura. Un ejemplo es el modelo de Tuan et al. (2008). Un camino posible es combinar esto con la utilización de ecuaciones que representen el vuelco del talud lateral (como plantearon Wainwright y Baldock (2015)).

Como línea de trabajo futura se propone también generar nuevas series de datos medidos, tanto para eventos puntuales de apertura como para la evolución continua de la laguna. Es necesario para obtener resultados más precisos intensificar la calidad y frecuencia de las mediciones de velocidad, sección del canal y niveles de la laguna. Es necesario incorporar también la medición del crecimiento de la berma. En particular se recomienda fuertemente la incorporación de un sistema de medición continuo de niveles. En este sentido se ha adquirido un medidor continuo de niveles a instalar próximamente.

Referencias bibliográficas

Alonso, R. y Solari, S. (2019). Improvement of the high-resolution wave hindcast of the Uruguayan waters focusing on the Río de la Plata estuary. En revisión en Ocean Modelling.

Aubriot, L., Conde, D., Bonilla, S., Hein, V., y Britos, A. (2005). Vulnerabilidad de una laguna costera en una Reserva de Biosfera : indicios recientes de eutrofización. Taller Internacional de Eutrofización de Lagos y Embalses, pages 65–85.

Basco, D. R. y Shin, C. S. (1999). A one-dimensional numerical model for storm-breaching of barrier islands. Journal of Coastal Research, 15(1):241–260.

Behrens, D. K., Bombardelli, F. A., Largier, J. L., y Twohy, E. (2013). Episodic closure of the tidal inlet at the mouth of the Russian River - A small bar-built estuary in California. Geomorphology, 189:66–80.

Chow, V. T., Maidment, D., y Mays, L. (1994). Hidrologia Aplicada. McGraw-Hill Interamericana, Ssantafé de Bogotá, Colombia.

Coleman, S. (2002). Overtopping Breaching of Noncohesive Homogeneous Embankments - Discussion. Journal of Hydraulic Engineering, 130(4):371–374.

Conde, D., Aubriot, L., Bonilla, S., y Sommaruga, R. (2002). Marine intrusions in a coastal lagoon enhance the negative effect of solar UV radiation on phytoplankton photosynthetic rates. Marine Ecology Progress Series, 240:57–70.

Conde, D., Solari, S., de Álava, D., Rodríguez-Gallego, L., Verrastro, N., Chreties, C., Lagos, X., Piñeiro, G., Teixeira, L., Seijo, L., Vitancurt, J., Caymaris, H., y Panario, D. (2019). Ecological and social basis for the development

of a sand barrier breaching model in Laguna de Rocha, Uruguay. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 219(August 2018):300–316.

Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., y Boyd, R. (1992). Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. Journal of Sedimentary Petrology, 62(6):1130–1146.

Dean, R. G. (1991). Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. Journal of Coastal Research, 7(1):53–84.

Dean, R. G. y Dalrymple, R. A. (2004). Coastal Processes with Engineering Applications. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.

DINAGUA (2011). Manual de diseño y construcción de pequeñas presas. Vol. 1. MVOTMA, Montevideo, Uruguay.

Dissanayake, D. M., Roelvink, J. A., y van der Wegen, M. (2009). Modelled channel patterns in a schematized tidal inlet. Coastal Engineering, 56(11-12):1069–1083.

Fitzgerald, D. M. y Davis Jr, R. A. (2004). Beaches and Coasts. Blackwell Science, Malden, Estados Unidos.

Fortunato, A. B., Nahon, A., Dodet, G., Rita Pires, A., Conceição Freitas, M., Bruneau, N., Azevedo, A., Bertin, X., Benevides, P., Andrade, C., y Oliveira, A. (2014). Morphological evolution of an ephemeral tidal inlet from opening to closure: The Albufeira inlet, Portugal. Continental Shelf Research, 73:49–63.

Geetha, K., Mishra, S. K., Eldho, T. I., Rastogi, A. K., y Pandey, R. P. (2007). Modifications to SCS-CN Method for Long-Term. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, (October):475–486.

Gordon, A. D. (1990). Coastal lagoon entrance dynamics. Proceedings of the 22nd International Coastal Engineering Conference, pages 2880–2893.

Hinwood, J. B. y McLean, E. J. (2015). Predicting the dynamics of intermittently closed/open estuaries using attractors. Coastal Engineering, 99:64–72.

Hinwood, J. B., McLean, E. J., y Wilson, B. C. (2012). Non-linear dynamics and attractors for the entrance state of a tidal estuary. Coastal Engineering, 61(1):20–26.

IMFIA (2016). Mejora de la estimación de caudales fluviales en Uruguay y aplicación para evaluar el potencial de generación hidrocinético.

Kraus, C. N. y Hayashi, K. (2005). Numerical morphologic model of barrier island breaching. Proceedings of the 29th Coastal engineering Conference, pages 2120–2132.

Kraus, N. C. y Wamsley, T. V. (2003). Coastal Barrier Breaching , Part 1 : Overview of Breaching Processes. US Army Corps of Engineers, (March):1–14.

Lesser, G. (2009). An Approach to Medium-term Coastal Morphological Modelling. PhD thesis, Delft University of Technology y UNESCO-IHE Institute for Water Education.

Lesser, G. R., Roelvink, J. A., van Kester, J. A., y Stelling, G. S. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. Coastal Engineering, 51(8-9):883–915.

McSweeney, S. L., Kennedy, D. M., Rutherfurd, I. D., y Stout, J. C. (2017). Intermittently Closed/Open Lakes and Lagoons: Their global distribution and boundary conditions. Geomorphology, 292(January):142–152.

Meerhoff, E., Rodríguez-Gallego, L., Giménez, L., Muniz, P., y Conde, D. (2013). Spatial patterns of macrofaunal community structure in coastal lagoons of Uruguay. Marine Ecology Progress Series, 492(2005):97–110.

Mil-homens, J., Ranasinghe, R., Vries, J. S. M. V. T. D., y Stive, M. J. F. (2013). Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas. Coastal Engineering, 75:29–39.

Morris, B. D. y Turner, I. L. (2010). Morphodynamics of intermittently open-closed coastal lagoon entrances: New insights and a conceptual model. Marine Geology, 271(1-2):55–66.

Muste, M., Fujita, I., y Hauet, A. (2010). Large-scale particle image velocimetry for measurements in riverine environments. Water Resources Research, 46(4):1–14.

Parkinson, M. (2007). The Breaching of Temporary Open/Closed Estuaries. PhD thesis, University of KwaZulu-Natal.

Patalano, A., García, C. M., y Rodríguez, A. (2017). Rectification of Image Velocity Results (RIVeR): A simple and user-friendly toolbox for large scale water surface Particle Image Velocimetry (PIV) and Particle Tracking Velocimetry (PTV). Computers and Geosciences, 109(June):323–330.

Pawlowicz, R., Beardsley, B., y Lentz, S. (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T TIDE. Computers and Geosciences, 28:929–937.

Perrin, C., Michel, C., y Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology, 279(1-4):275–289.

Puertos del Estado (1995). ROM 0.4-95 Acciones climáticas II: Viento.

Raffel, M., Willert, C. E., y Kompenhans, J. (1998). Particle Image Velocimetry. Springer, Gottingen, Alemania.

Ranasinghe, R. (1998). Flushing Characteristics of a Seasonally-Open Tidal Inlet: A Numerical Study. Journal of Coastal Research, 14(4):1405–1421.

Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C., y Masselink, G. (1999). A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. Coastal Engineering, 37(1):1–36.

Rich, A. y Keller, E. A. (2013). A hydrologic and geomorphic model of estuary breaching and closure. Geomorphology, 191:64–74.

Rodríguez-Gallego, L., Sabaj, V., Masciadri, S., Kruk, C., Arocena, R., y Conde, D. (2014). Salinity as a Major Driver for Submerged Aquatic Vegetation in Coastal Lagoons: a Multi-Year Analysis in the Subtropical Laguna de Rocha. Estuaries and Coasts, 38(2):451–465.

Roelvink, D. J. y Van Kessel, T. (2003). Modelling of barrier island response to storms. Coastal Dynamics Conference.

Rozov, A. L. (2003). Modeling a washout of dams. Journal of Hydraulic Research, 41(6):565–577.

Saha, S., Shrinivas, M., Xingren, W., Wang, J., Sudhir, N., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Pena

Mendez, M., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., y Becker, E. (2014). The NCEP Climate Forecast System Version 2. Journal of Climate, 27:2185–2208.

Seabergh, W. (2002). Hydrodynamics of Tidal Inlets. In Coastal Engineering Manual, volume Chap. II-6. Washington, DC.

Singh, V. P. (1996). Dam breach modeling technology. Kluwer Academic Publishers, Baton Rouge, USA.

Slinger, J. H., Taljaard, S., y Largier, J. L. (2017). Modes of water renewal and flushing in a small intermittently closed estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 196:346–359.

Smakhtin, V. U. (2004). Simulating the hydrology and mouth conditions of small, temporarily closed/open estuaries. Wetlands, 24(1):123–132.

Soulsby, R. (1997). Dynamics of marine sands. A manual for practical applications. Thomas Telford Publications, London.

Stretch, D. y Parkinson, M. (2006). The Breaching of Sand Barriers At Perched, Temporary Open/Closed Estuaries — a Model Study. Coastal Engineering Journal, 48(01):13–30.

Sunamura, T. (1984). Geological Society of America Bulletin Quantitative predictions of beach-face slopes. Geological Society of America Bulletin, 95(2):242–245.

Syme, W. J. (1991). Dynamically Linked Two Dimensional / Hydrodynamic Modelling Program for Rivers , Estuaries and Coastal Waters. WBM Oceanics Australia, Brisbane, Australia.

Teixeira, L., Chreties, C., y Solari, S. (2013). Diseño de un sistema de toma de decisiones de la apertura artificial de la barra de la Laguna de Rocha. Facultad de Ingneiería, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.

Thielicke, W. y Stamhuis, E. J. (2014). PIVlab – Towards User-friendly, Affordable and Accurate Digital Particle Image Velocimetry in MATLAB. Journal of Open Research Software, 2.

Tuan, T. Q. (2007). Seasonal breaching of coastal barriers. PhD thesis, TU Delft.

Tuan, T. Q., Stive, M. J., Verhagen, H. J., y Visser, P. J. (2008). Process-based modeling of the overflow-induced growth of erosional channels. Coastal Engineering, 55(6):468–483.

van de Kreeke, J. y Brower, R. (2017). Tidal Inlets, volume 29. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.

van der Wegen, M., Wang, Z. B., Savenije, H. H., y Roelvink, J. A. (2008). Long-term morphodynamic evoluation and energy dissipation in a coastal plain, tidal embayment. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 113(3):1–22.

Van Rijn, L. C. (1993). Principles of sediment transport in rivers estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Amsterdam, Países Bajos.

Visser, P. (1998). Breach erosion in sand-dikes. Coastal Engineering, 1(26):3516–3528.

Wainwright, D. J. (2012). Dynamic Modelling of Coastal Lagoon Opening Processes. PhD thesis, The University of Queensland.

Wainwright, D. J. y Baldock, T. E. (2015). Measurement and modelling of an artificial coastal lagoon breach. Coastal Engineering, 101:1–16.

Wang, Z. y Bowles, D. S. (2006). Three-dimensional non-cohesive earthen dam breach model. Part 1: Theory and methodology. Advances in Water Resources, 29(10):1528–1545.

Wu, J. (1982). Wind-Stress Coefficients Over Sea Surface From Breeze to Hurricane. 87:9704–9706.

Wu, W. y Li, H. (2017). A simplified physically-based model for coastal dike and barrier breaching by overtopping flow and waves. Coastal Engineering, 130(September):1–13.

Zietsman, I. (2004). Hydodynamics of temporary open estuaries, with case studies of Mhlanga and Mdloti. PhD thesis, University of Kwa-Zulu Natal.

ANEXOS

Anexo 1

Campañas de medición

1.1. Introducción

En esta sección se presentan los resultados de dos campañas de medición realizadas recientemente en la Laguna de Rocha. Una fue realizada en Noviembre de 2016 y otra en julio de 2018. Ambas campañas se centraron en la zona de desembocadura de la laguna.

La principal diferencia entre ambas campañas radica en que en la primera (Noviembre 2016) las mediciones se realizaron cuando la laguna se encontraba conectada con el océano y el canal estaba en una etapa de lenta tendencia al cierre. En la campaña de Julio 2018 registró un apertura artificial.

1.2. Mediciones en el canal de desembocadura con la laguna conectada al océano

1.2.1. Introducción

Se describe a continuación la campaña realizada en los días 11 y 12 de noviembre de 2016. En esta campaña de medición se tuvo tres objetivos: 1) obtener valores de velocidad y caudal en el canal de desembocadura de la Laguna de Rocha, 2) realizar un relevamiento topográfico en la zona de la desembocadura y 3) fijar una regla para medición de niveles de agua.

Para las mediciones de velocidad se contó con un ADCP (Perfilador de Corrientes Acústico Doppler por sus siglas en inglés). Para el relevamiento topográfico se contó con un GPS diferencial capaz de realizar correcciones en



Figura 1.1: Medición de velocidad y caudal con ADCP en el canal de desembocadura. 7 de noviembre de 2016

tiempo real (RTK) y un nivel topográfico.

Las mediciones fueron realizadas los días 6 y 7 de noviembre de 2016. El canal de desembocadura de la laguna se encontraba abierto en dos lugares. La laguna había estado abierta por un período prolongado pero se había cerrado a mediados de octubre. Luego de un temporal a fines de octubre se volvió a abrir de forma natural. Los dos sitios de apertura estaban comprendidos por el lugar en que se abre artificialmente la barra y otro ubicado hacia el oeste.

1.2.2. Mediciones de velocidad y caudal

Para las mediciones de velocidad y caudal se utilizó un Zodiac para realizar las transectas (recorrer el canal en sentido transversal al flujo, desde una margen a la otra) con el ADCP. En la foto de la figura se muestra un momento de la medición.

Se presenta en las figuras 1.2 y 1.3 las mediciones de velocidad para una misma sección a las 13.00 hrs y a las 15.00 hrs respectivamente. A las 13.00 hrs se registró un caudal de 73.6 m^3/s y una velocidad promedio de 0.44 m/s. A las 15.00 hrs se registró un caudal de 57.5 m^3/s y una velocidad promedio de 0.36 m/s.

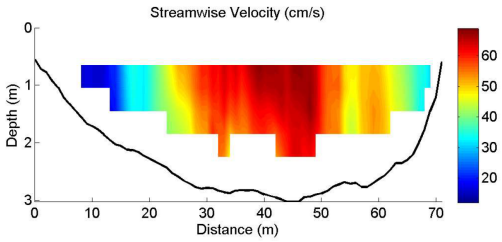


Figura 1.2: Velocidad en el sentido del flujo. Para sección en la medición de la mañana (13.00 hrs). La velocidad promedio es de 0.44 m/s

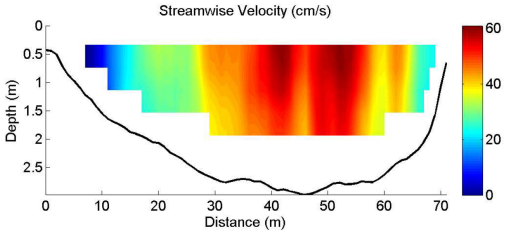


Figura 1.3: Velocidad en el sentido del flujo. Para la misma sección en la medición de la tarde (15.20 hrs). La velocidad promedio es de 0.36 m/s

1.2.3. Relevamiento topográfico

Para el relevamiento topográfico con GPS diferencial de la margen izquierda del canal se relevaron 4 perfiles longitudinales (paralelos al canal de desembocadura). 3 de ellos de aproximadamente 380 m de longitud cada uno y el perfil más alejado del canal de 250 m de longitud. La metodología para relevar un perfil consistió en grabar un punto en el GPS cada 6 m aproximadamente. También se relevaron perfiles perpendiculares de menor longitud que incluyeran la zona del canal (hasta una profundidad que se pudiera medir con el GPS sin poner en riesgo el instrumento, aprox. 1 m). De esta forma se relevaron 20 perfiles de 20 m de largo cada uno aproximadamente. En las figura 1.4 se observa la vista del canal desde la margen izquierda.

Para la margen derecha se realizó un perfil longitudinal (paralelo al canal) de aproximadamente 200 m y 12 perfiles perpendiculares de menor longitud (metodología similar al relevamiento de la margen izquierda).

En la figura 1.5 se presenta el resultado del procesamiento de los datos obtenidos mediante el relevamiento.



Figura 1.4: Vista del canal de desembocadura desde la margen izquierda. 6 de noviembre de 2016

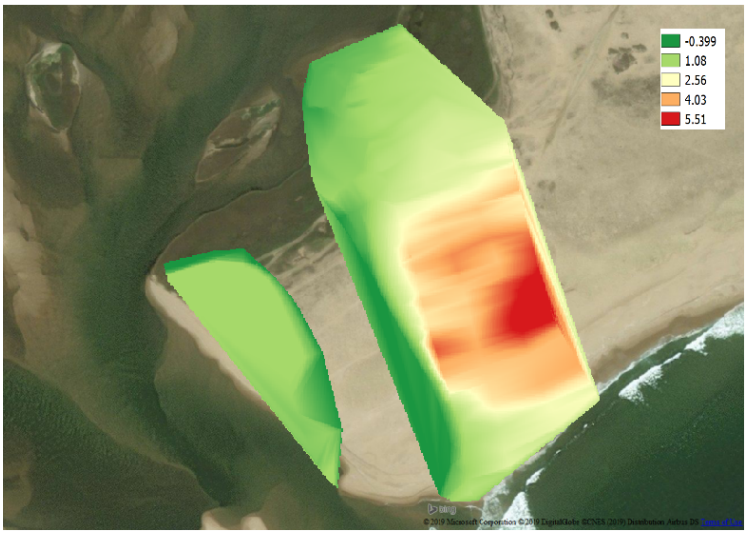


Figura 1.5: Topografía obtenida como resultado del relevamiento topográfico. Referencias en metros medidos desde el cero oficial



Figura 1.6: Regla instalada en la campaña de medición (derecha) y regla existente (izquierda)

1.2.4. Instalación de regla para medición de niveles

Se procedió a instalar una regla de 2 metros en la laguna, al lado de una regla existente instalada por los pescadores. Se utilizó como referencia para la nivelación de la regla un mojón ubicado próximo a la regla existente, el cual tiene una cota de +1.87 m referida al cero oficial. El cero de la regla instalada (regla IMFIA) quedó a +0.3 m del cero oficial. Por lo que la regla registrará niveles que van desde la cota +0.3 m a +2.3 m (cotas referidas al cero oficial). Según el registro histórico (registro desde el año 1956 a 2005), el nivel mínimo es -0.97 m y el máximo +2.12 m (ambas cotas referidas al cero oficial). Por lo que la regla IMFIA contempla el nivel máximo histórico, no así el mínimo. También se niveló el cero de la regla existente instalada por los pescadores. El cero de esta regla se encuentra a la cota -0.06 m del cero oficial. En la foto de la figura 1.6 se muestran las dos reglas. Al momento de escritura de este trabajo de tesis la regla de los pescadores fue desmantelada, siendo la única de referencia de nivel la regla IMFIA.

1.3. Medición de una apertura artificial de la Laguna de Rocha

1.3.1. Objetivos

A continuación se presentan las mediciones realizadas durante el proceso de apertura artificial de la Laguna de Rocha ocurrido el 11 de julio de 2018. El objetivo general de esta campaña de medición era registrar y medir por primera vez el proceso de apertura artificial de la laguna de Rocha. Como objetivos particulares se tuvo la medición de corrientes y caudales en el canal de desembocadura, medición de la sección transversal del canal durante el proceso y la medición de la topografía de la zona de la desembocadura.

1.3.2. Instrumentación

Se contó con un GPS diferencial RTK (Leyca) para los relevamientos topográficos, un dron DJI MAVIC PRO para la grabación de vídeos y fotografías, un ADCP (RiverRay de TELDYNE) para medición de corrientes y una cámara GoPro montada en un mástil (ver figura 1.7) para la grabación de vídeos más extensos. Además para la medición de niveles se utilizó la regla instalada en la zona previamente y referenciada al cero oficial de Uruguay (ver sección 1.2 de este anexo).

Para poder realizar las transectas con el ADCP sin tener que navegar el canal (una vez que la conexión de la laguna con el océano esté abierta) se instaló en la zona donde se abrió el canal un cable de acero unido a dos caños dispuestos a ambas márgenes, de forma que el cable atraviese una sección transversal del canal y así ayudar a pasar el ADCP de una margen a la otra. (ver figura 1.8).

A partir de vídeos realizados con dron se obtuvo valores de corrientes utilizando velocimetría de imágenes (PIV) de gran escala. Esta es una técnica no intrusiva en la que se mide la velocidad del flujo a partir de la velocidad de partículas contenidas en el fluido (Raffel et al. (1998)). Este método de medición ha sido usado ampliamente en experimentos de laboratorio pero es usado también a gran escala para determinar la velocidad de flujo en ríos (Patalano et al. (2017), Muste et al. (2010)). Para el procesamiento se utilizó el algoritmo PIVlab (Thielicke y Stamhuis (2014)) y para la rectificación de las imágenes



Figura 1.7: Mástil con la cámara GoPro



(a) Extremo del cable de acero en la margen izquierda



(b) ADCP en el canal

Figura 1.8: Sistema de cable de acero y caños metálicos para realizar transectas del ADCP

el software RIVeR (Patalano et al. (2017)).

1.3.3. Cronología y mediciones

Al momento de la apertura la laguna llevaba más de siete meses cerrada (desde el 25 de diciembre de 2017). El nivel de agua en la laguna había alcanzado la cota +1.56 m referida al cero oficial (ver figura 1.20). Las últimas lluvias habían hecho crecer más de 20 cm el nivel de la laguna en los últimos dos días previos a la apertura. Se decidió abrir la barra el día 11 de julio, teniendo en cuenta además el pronóstico de viento norte, considerado favorable a que se de la apertura. Ver figura 1.9.

La barra es abierta mediante una máquina retroexcavadora, la cual realiza una pequeña brecha en la barra conectando la laguna con el océano. La arena removida es dispuesta a los costados del canal (ver figura 1.10). La excavación se inicia desde la laguna y la brecha inicial tiene 5 m de ancho en las secciones



Figura 1.9: Foto aérea de la barra del día 26 de junio. En rojo se muestra la zona donde se abrirá el canal

más próximas a la laguna. En secciones próximas al océano el ancho es de 3m. La brecha se comienza a las 9:50 horas del día 11 de Julio y se termina de conectar a la laguna con el océano a las 12.17 horas del mismo día. Ver figura 1.11.



(a) **(b)**

Figura 1.10: a) Foto de la retroexcavadora abriendo el canal. b) Foto aérea tomada con drone del mismo momento

Durante la conexión de la laguna con el océano y la primera etapa del canal se hicieron 4 vuelos con dron sacando fotos y vídeos. Se midió con ADCP utilizando el sistema de cables metálicos pero debido a la poca profundidad de agua en el canal (30 cm aproximadamente) el ADCP sólo era capaz de medir profundidad del fondo y no velocidad. Por lo que en esta primera etapa del canal no se pudo obtener datos de corrientes mediante ADCP.

Posteriormente se relevaron varios puntos de la topografía con GPS diferencial y se hicieron registros de vídeo con la cámara GoPro. Las mediciones del primer día terminaron a las 17 horas. El tirante en el canal de desembocadura se mantenía en un nivel que impedía registrar corrientes con el ADCP. Se



Figura 1.11: Foto tomada con drone del momento en que se termina de conectar al océano con la laguna

dejó instalado el sistema de cables de acero del ADCP y el mástil de la cámara GoPro.

Al día siguiente se constató que el ancho del canal había aumentado (en la sección 1.3.4 se describe la evolución del canal). El aumento del canal había ocasionado que la corriente arrastrara el mástil donde se colocaría a la cámara GoPro y también a uno de los extremos del sistema de cables de acero para realizar las transectas del ADCP. Por lo tanto, las mediciones del segundo día consistieron en la toma de fotos y vídeos con el dron y medición con GPS.

1.3.4. Descripción de la evolución del canal

A partir del momento en que se conecta la laguna con el mar comienza a darse un flujo no estacionario en el canal recién formado. Se observa desde el primer momento la aparición de formas de fondo en el fondo del canal. Esto se asocia a un flujo supercrítico. Según Wainwright (2012) esto refleja la tendencia del canal hacia la máxima eficiencia (menor pérdida de energía y fricción mínima) en la descarga de agua y sedimentos, en la cual el canal pasa de un fondo plano a formas de fondo antidunas las cuales alcanzarán una pendiente con la cual se romperán y el fondo volverá a ser plano. Ver figuras 1.12.

Durante el día de apertura se observó la variación del canal hasta las 17 horas. Hasta ese momento se había observado un aumento de 1.1 m en el ancho del canal en un sección próxima a la laguna y un aumento de 3.4 m en una sección próxima al océano. Si bien no se registró en el primer día datos de



(a) **(b)**

(c) **(d)**

Figura 1.12: a) Se observan las antidunas en el fondo del canal. b) Vista del canal hacia el océano, se observan resaltos. c) Vista del canal hacia la alguna, se observan resaltos. d) Vista del canal hacia el océano

corrientes, se observó un aumento en la velocidad del canal. La profundidad y las características supercríticas del flujo antes descritas se mantenían. Ver figura 1.13.



(a) **(b)**

Figura 1.13: El canal a las 5 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano

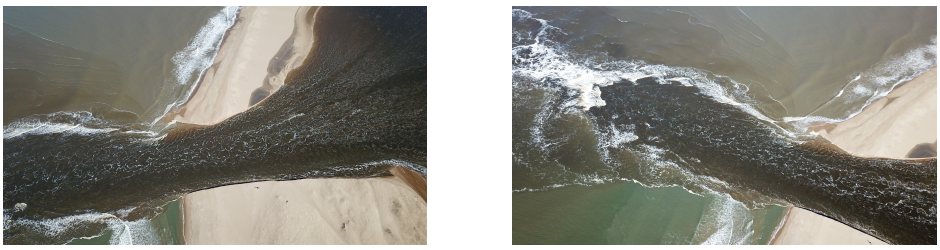
Las observaciones continuaron en la mañana del día siguiente. Se constató un gran cambio con respecto a las condiciones del día anterior. El canal había evolucionado pasando de tener un ancho del entorno de los 5 m a tener 100 m de ancho. La abertura se desarrolló hacia la margen izquierda del canal inicial. En las figuras 1.14 se presentan fotografías del canal en este momento.

El flujo se mantenía en la dirección desde la laguna hacia el océano a altas velocidades. Para este momento sí se realizaron mediciones de corriente que se presentan más adelante en este capítulo. En la figura 1.15 presentan algunas fotos aéreas del día siguiente a la apertura.



(a) **(b)**

Figura 1.14: El canal a las 20 horas de abierta la laguna. En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano

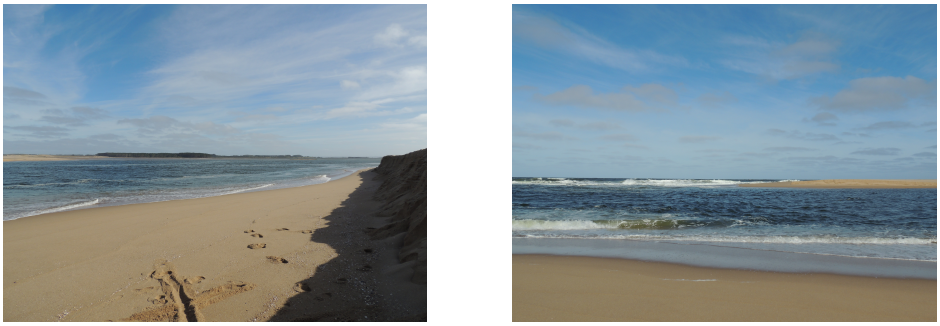


(a) **(b)**

Figura 1.15: Fotos aéreas del día siguiente a la apertura. a) Canal de desembocadura, a la izquierda el océano y a la derecha la laguna. b) Se observa la pluma de descarga en el océano

Se volvió a observar el canal de desembocadura el día 16 de julio, a los 6 días de abierta la laguna. Se constató que las dimensiones del canal no habían variado significativamente con respecto al día siguiente a la apertura. En este caso, la corriente en el canal de desembocadura era en sentido contrario a la observada hasta el momento, el flujo iba desde el océano hacia la laguna. Esto parece indicar que el proceso de ensanchamiento del canal había finalizado.

El día 28 de julio se observa que las dimensiones del canal se mantenían constantes. Ver figura 1.17.



(a) **(b)**

Figura 1.16: 16 de julio (a los 6 días de abierta la barra). En a) vista del canal hacia la laguna y en b) vista hacia el océano



Figura 1.17: Fotografía del canal de desembocadura mirando hacia el océano. Tomada el 28 de julio

1.3.5. Resultados

Variación del ancho del canal

Se georreferenciaron las fotos aéreas tomadas en los distintos vuelos realizados con dron. A partir de estas fotos se obtuvo la variación de las dimensiones del canal de desembocadura. En la gráfica 1.18 se presentan los cuatro valores del ancho de una misma sección en el canal, ubicada aproximadamente en el medio del canal. Se tienen dos valores del día de la apertura, un valor del día siguiente a la apertura y otro a los 6 días de abierta la laguna.

En la figura 1.19 se presentan las fotos aéreas georreferenciadas a partir de las cuales se obtuvo los valores de ancho del canal.

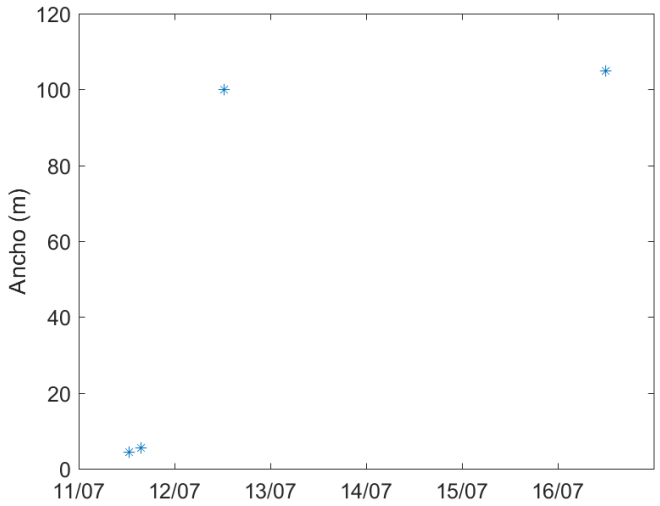


Figura 1.18: Variación del ancho del canal

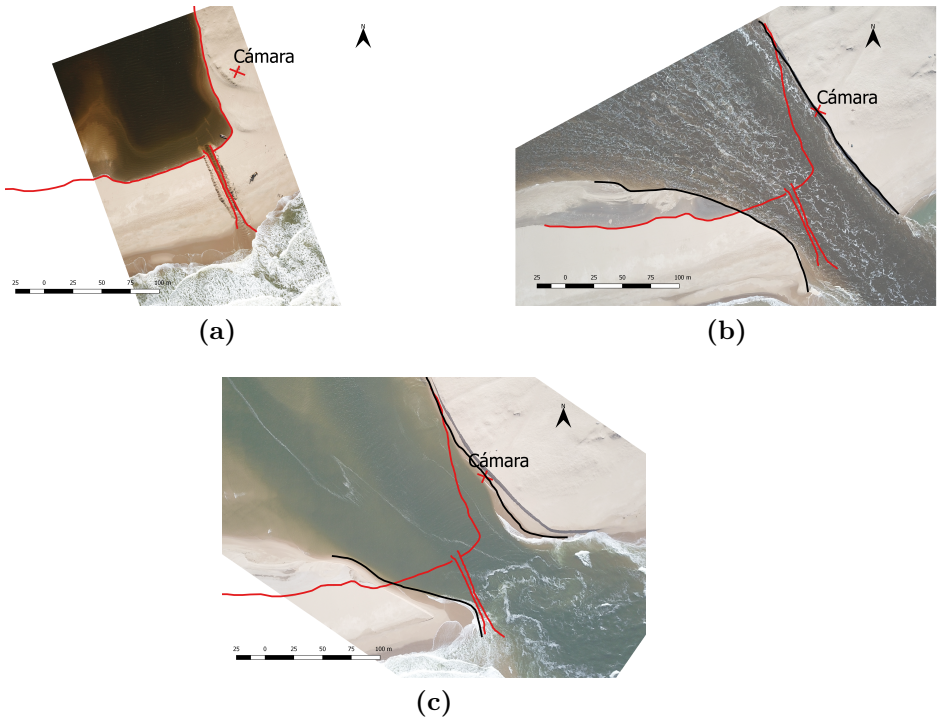


Figura 1.19: Fotos aéreas georreferenciadas. Se observa el aumento del ancho del canal. En rojo se muestra las dimensiones iniciales y en negro las dimensiones del canal en etapas posteriores. También se indica la posición del mástil para la cámara GoPRO que fue arrastrada por la corriente a) Recién abierta la barra. b) 24 horas de la apertura. c) 6 días de de la apertura

Variación del nivel y volumen de la laguna

Se obtuvieron valores del nivel de agua de la laguna en los días previos y posteriores a la apertura. Los niveles son observados en la regla instalada en la primera campaña de medición realizada en noviembre de 2016. En la gráfica de la figura 1.20 se presenta el registro de niveles de la laguna junto con los valores de nivel de marea que se disponen. Estos últimos fueron proporcionados por parte de la DNH (Dirección Nacional de Hidrografía) y fueron medidos en el puerto de La Paloma.

A partir de la curva que relaciona el volumen y el nivel de agua de la laguna obtenida anteriormente, se calcula el volumen de agua que salió de la laguna en el proceso de apertura. El nivel de la laguna en el momento de la apertura era de 1.56 m. En la mañana del día siguiente a la apertura el nivel era 1.43 m. La diferencia entre estos dos niveles corresponde a un volumen de 13.5×10^6 m^3.

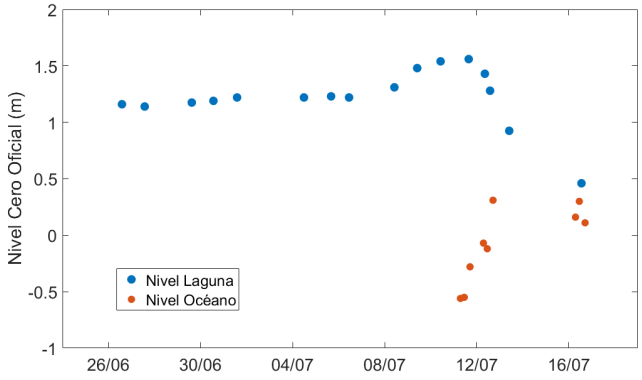


Figura 1.20: Variación del nivel de la laguna del océano

Relevamiento topográfico

Mediante un GPS diferencial RTK se realizaron varios perfiles transversales de la berma en la zona del canal de desembocadura. Los relevamientos fueron realizados el día 28 de junio y el día 11 de julio (día de la apertura). El día 28 de junio se realizaron varios vuelos con dron en donde se tomaron fotografías con las que luego se realizó un procesamiento para obtener un modelo digital del terreno.

En la figura 1.21 se presentan los distintos perfiles obtenidos en la zona donde se excavó el canal inicial de la apertura. En la figura 1.22 se presentan los

perfiles obtenidos para una zona 50 m al oeste del canal inicial la apertura. En la 1.22 se presentan os perfiles obtenidos para una zona 50 m al este del canal inicial la apertura. En la figuras 1.24 se presenta el modelo digital construido a partir de fotos aéreas del 28 de junio.

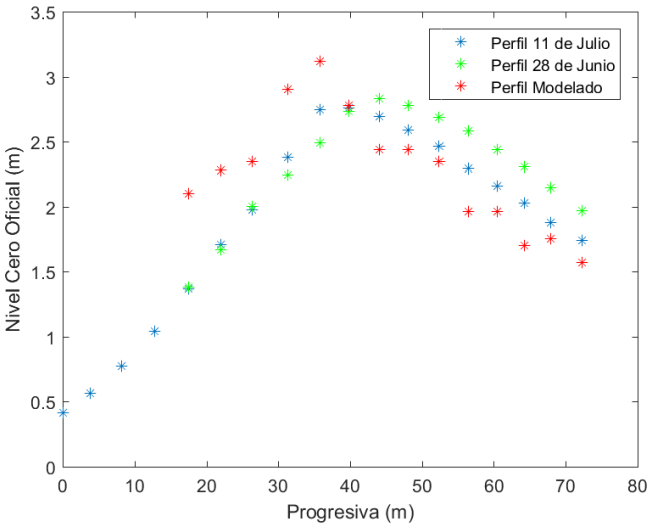


Figura 1.21: Perfil transversal de la berma en la zona donde se abrió el canal. Se presenta el perfil relevado el día 28 de junio, 11 de julio (día de la apertura) y el perfil modelado con las fotos aéreas. El cero de la progresiva corresponde al lado del océano

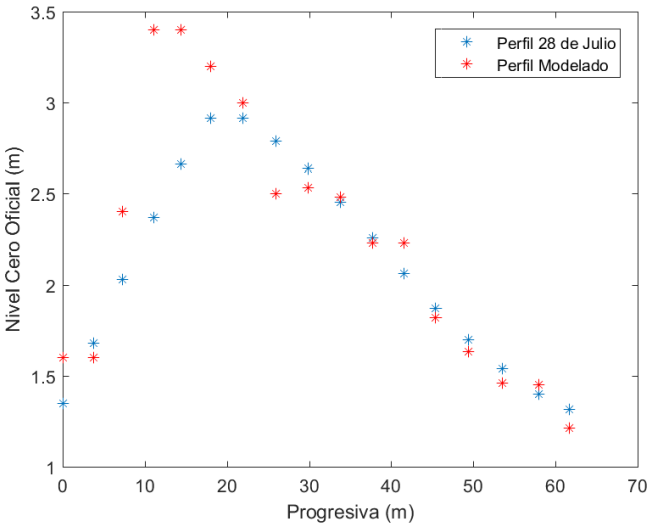


Figura 1.22: Comparación entre el perfil modelado y uno medido el día de la apertura (11 de julio), 50 m al oeste del canal inicial la apertura

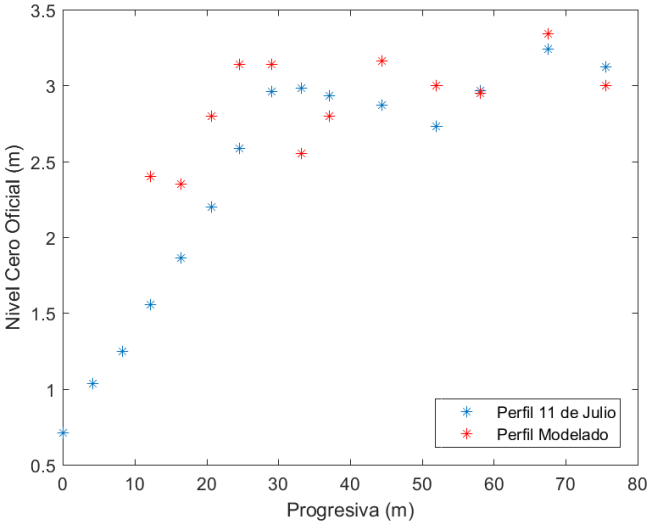


Figura 1.23: Comparación entre el perfil modelado y uno medido el día 28 de junio, 50 m al este del canal inicial la apertura

Medición de corrientes con PIV

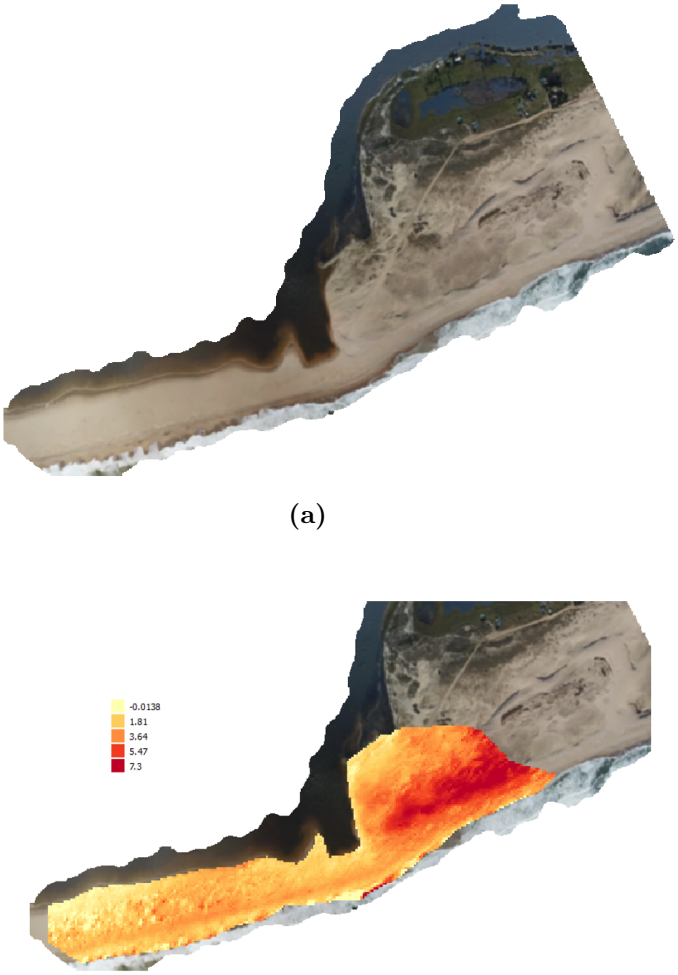
Se procesaron dos vídeos del día siguiente a la apertura a las 12.20 horas. Para ambos vídeos los resultados son similares. Se alcanzan velocidades cercanas a los 4 m/s. En ambos resultados se aprecia que las mayores velocidades se dan próximos a la margen izquierda del canal. Hacia esta zona es que se desarrolló el canal erosionando la margen izquierda, erosionando muy poco de la margen derecha. Ver figura 1.25.

Se procesó también un vídeo correspondiente al día 16 de julio (6 días después de abierta la barra). El resultado para esta fecha es una velocidad significativamente menor y en sentido contrario, desde el océano hacia la laguna, lo que coincide con lo observado visualmente. Ver figura 1.26.

El nivel de mar era de +0.3 m y el nivel en la laguna era +0.46 m (referidas al cero oficial) para el 16 de julio.

1.3.6. Conclusiones

Las mediciones permitieron por primera vez medir corrientes en una apertura y cuantificar los tiempos de duración de una apertura artificial en la Laguna de Rocha. El conocimiento adquirido permitirá poder diseñar futuras campañas con mayor precisión y por lo tanto lograr un registro más completo de una futura apertura.



(a)

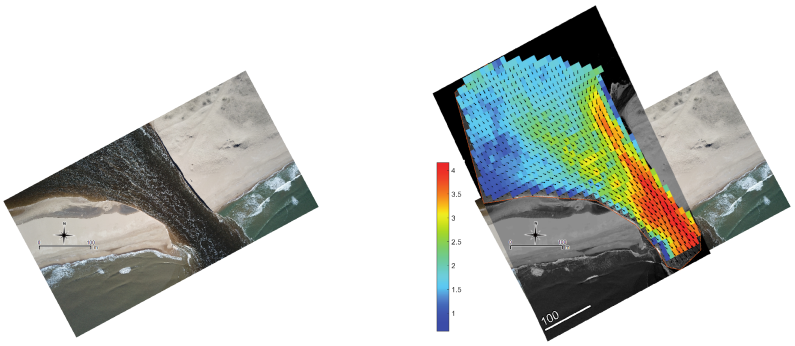
(b)

Figura 1.24: Relevamiento topográfico a partir de fotos aéreas. a) Ortofoto construida a partir de las fotos aéreas. b) Modelo Digital del Terreno sobre la ortofoto

En particular se concluye que el esfuerzo de transportar y levantar el mástil para la GoPro hacen que este sistema sea proco práctico y que no se tenga en cuenta para futuras campañas. A esto se agrega además la calidad superior de las grabaciones que se obtienen con dron (con la GoPro no se consiguieron grabaciones que merezcan la pena presentar en este trabajo).

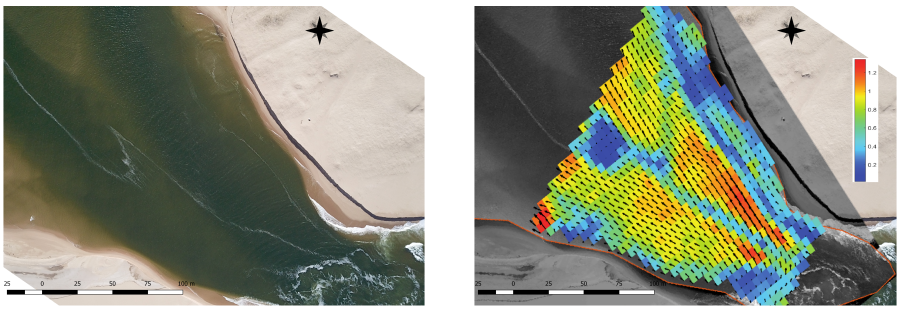
Conociendo los tiempos de evolución del canal de desembocadura y la evolución de su ancho se puede prever y mejorar la ubicación de los elementos que fueron arrastrados por al corriente (como el sistema de cable de acero para el ADCP y el mástil para al GoPro).

Otra conclusión es que el ADCP no es útil para medir la primera etapa de la evolución del canal de desembocadura debido a la poca profundidad del tirante



(a) **(b)**

Figura 1.25: Campo de velocidades en el canal de desembocadura al día siguiente a la apertura obtenido con PIV. El océano se encuentra hacia la parte inferior de las imágenes y la laguna hacia la parte superior. a) Imagen aérea correspondiente al período de tiempo en que se calculan las velocidades. b) Campo de velocidades superficiales obtenido, unidades en m/s



(a) **(b)**

Figura 1.26: Campo de velocidades en el canal de desembocadura del día 16 de julio (6 días después de la apertura) obtenido con PIV. El océano se encuentra hacia la parte inferior de las imágenes y la laguna hacia la parte superior. a) Imagen aérea correspondiente al período de tiempo en que se calculan las velocidades. b) Campo de velocidades superficiales obtenido, unidades en m/s

de agua en el canal (el ADCP precisa un tirante de aproximadamente 1 m). Esto hace pensar para futuras campañas la utilización de otros instrumentos que sí perimtan la medición de corrientes para bajos tirantes (como un ADV, insturmento que mide la velocidad en un punto y no en toda la columna de agua como el ADCP, u otro tipo de ADCP que pro su frecuencia de muestreo sí permita la medición a pocas profundidades).

Anexo 2

Resolución del modelo hidro-morfodinámico

En esta sección se presentan las ecuaciones del modelo hidromorfodinámico implementado, y su resolución numérica mediante el método de Runge-Kutta de cuarto orden.

Las tres ecuaciones que gobiernan el sistema son la ecuación de cantidad de movimiento proyectada en la dirección del canal (suponiendo flujo uniforme) (ecuación 6.1), la conservación de la masa (ecuación 6.2) y el balance de sedimentos en el canal (ecuación 6.20). Para completar el sistema se tienen dos ecuaciones de cierre, la relación entre el nivel de agua en la laguna y el área del espejo de agua de la laguna (ecuación 6.4) y la ecuación de concentración de sedimentos en el canal (ecuación 6.19).

Las tres ecuaciones principales del sistema conforman un sistema de tres ecuaciones diferenciales ordinarias de primer orden (ecuaciones 6.1, 6.2 y 6.20); por lo que puede ser resuelto mediante el método de Runge-Kutta de cuarto orden. Este es un método iterativo en el que se halla la solución de la ecuación a partir de un valor inicial. Si se considera una ecuación diferencial ordinaria:

$$y' = f(y,t), \qquad y(0) = y_0 \tag{2.1}$$

Se define al paso de tiempo de iteración h. Para calcular y_{n+1} en $t_{n+1} = t_n + h$ dado un valor de y_n, se integra la ecuación 2.1 en el intervalo $[t_n, t_{n+1}]$:

$$y_{n+1} = y_n + \int_{t_n}^{t_n+1} f(y,t)dt \tag{2.2}$$

El método de Runge-Kutta consiste en aplicar un método de integración numérica a la integral del lado derecho de la ecuación 2.2. Utilizando la regla 1/3 de Simpson, se puede escribir:

$$y_{n+1} = y_n + \frac{1}{6}[k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4] \tag{2.3}$$

En donde:

$$\begin{aligned} k_1 &= hf(y_n, t_n) \\ k_2 &= hf\big(y_n + \frac{k_1}{2}, t_n + \frac{h}{2}\big) \\ k_3 &= hf\big(y_n + \frac{k_2}{2}, t_n + \frac{h}{2}\big) \\ k_4 &= hf(y_n + k_3, t_n + h) \end{aligned} \tag{2.4}$$

Para aplicar el método de Runge-Kutta al sistema de ecuaciones de la laguna, se reescriben las tres ecuaciones que gobiernan el sistema. La ecuación de cantidad de movimiento queda:

$$\frac{du}{dt} = -\left[\frac{F}{(h+\eta_m)} + \frac{m}{2L}\right]u|u| - (\eta_0 - \eta_b)\frac{g}{L} - \frac{B\rho_a C_d u_{win}^2 \cos\theta_{win}}{\rho A} \tag{2.5}$$

La conservación de la masa queda:

$$\frac{d\eta_b}{dt} = \frac{-B(\eta_m + h)u + Q}{A_b} \tag{2.6}$$

El balance de sedimentos queda:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{(\eta_m + h)u\,\Delta C}{L} \tag{2.7}$$

Comparación entre la solución analítica y numérica

Para evaluar la solución numérica obtenida con el método de Runge-Kutta de cuarto orden, se compara a la solución analítica (sección 6.2.2) con la solución que se obtiene ingresando al modelo numérico una señal compuesta por un armónico simple de igual amplitud y período al armónico de marea astronómica considerado para la solución analítica (M_2). En esta comparación no se tiene

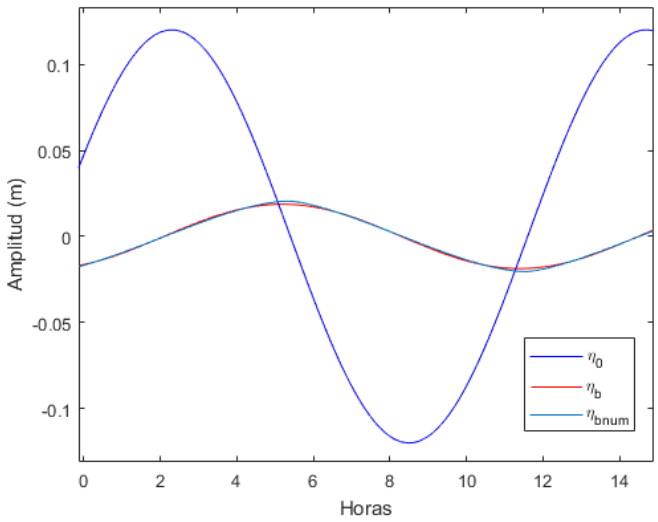


Figura 2.1: Comparación entre la solución analítica y la solución numérica para la marea astronómica

en cuenta la parte morfodinámica del modelo. En la figura 2.1 se presenta la comparación en la que se observa la similitud entre ambas soluciones.

Análogamente, en la figura 2.2 se presenta la comparación entre la solución analítica y la solución numérica para la marea meteorológica.

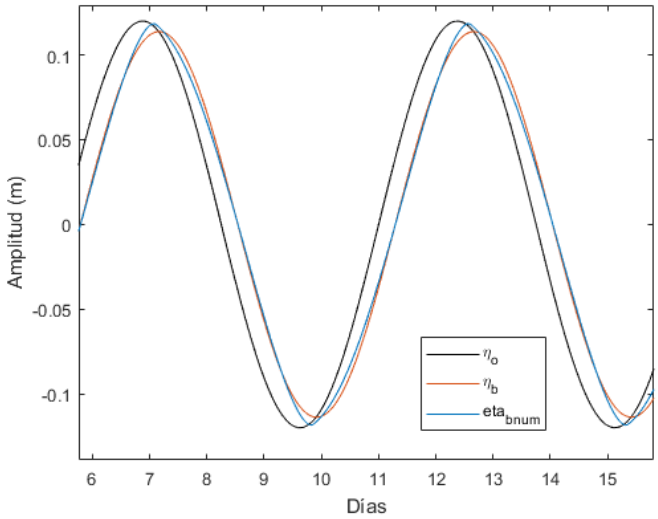


Figura 2.2: Comparación entre la solución analítica y la solución numérica para la marea meteorológica