



Universidad de Granada

LAGUNAS LITORALES INTERMITENTES EN
ANDALUCÍA, UN MODELO PARA LA GESTIÓN

Tesis doctoral

Memoria de tesis presentada como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor Europeo por la Universidad de Granada por Isabel M^a Moreno Aranda bajo la dirección del Dr. Ing. Miguel A. Losada Rodríguez, Dra. Asunción Baquerizo Azofra y el Dr. Ing. Alberto Ávila Armella.

Isabel M^a Moreno Aranda

V^o B^o del Director

V^o B^o de la Directora

V^o B^o del Director

Dr. Miguel Losada

Dra. Asunción Baquerizo

Dr. Alberto Ávila

DICIEMBRE, 2008

Es necesario que todo cambie para que todo siga igual

El Gatopardo (1958)

Giuseppe Tomasi di Lampedusa

*A las Cármenes de mi familia
y en especial a mis abuelas,
por su valor y coraje
y a mi sobrina,
por aumentar si cabe la alegría
que Rosario introdujo en nuestra casa*

Agradecimientos

No puedo finalizar este documento sin dejar por escrito lo mucho que para mi ha significado la ayuda, comprensión y compañía de una serie de personas que han estado a mi lado durante estos últimos cuatro años de trabajo.

Resulta difícil buscar algo original que a Miguel Losada no le hayan dicho ya y con lo que agradecer su tutela continua, su paciencia, sus ganas de enseñar y transmitir, el saber convertir en fácil lo difícil y un sinfín más de cualidades que sus pupilos admiramos de él. Intentando ser concisa, como a ti te gusta, simplemente darte las gracias por ofrecerme la posibilidad de trabajar contigo y permitirme aprender de ti y de tu grupo. Todo un lujo.

A pesar de que lo hago personalmente casi cada día, quiero mostrar públicamente mi más sincero agradecimiento a Alberto Ávila por su constante ayuda, por compartir conmigo su ciencia, por estar disponible siempre y en cualquier circunstancia y por hablar mi idioma.

Agradecer también la dedicación de Asunción Baquerizo, su amabilidad, su disponibilidad para resolver cualquier duda, y por facilitarme al máximo la burocracia.

Dar las gracias también a todos los entes públicos que de alguna forma han contribuido a esta tesis, ya sea mediante financiación, como la Dirección General de Costas del Ministerio de Medio Ambiente y la Consejería de Innovación, Ciencia y Empresa de la Junta de Andalucía, a través de su programa de becas de Formación de Personal Docente e Investigador, o mediante respaldo administrativo como el Centro Andaluz de Medio Ambiente y el Vicerrectorado de Investigación y Tercer Ciclo de la Universidad de Granada.

Um muito obrigado ao professor Flávio Martins, pela sua simpatia e hospitalidade, pela sua disponibilidade e conhecimento para resolver as muitas dúvidas que aporta este mundo da modelação matemática. Agradeço

também às colegas Anabela, Barbara e Selma, por tornarem a minha estadia no Hidrotec muito mais agradável e interessante.

Gracias a todos aquellos que han formado o forman parte del Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales, por ser excelentes compañeros, y especialmente al grupo del café mañanero, a los que tengo especial cariño. Merecen especial mención Alex y Elenita por su colaboración en el trabajo de campo.

Quiero dedicar un párrafo entero a María y Juan y creo que me quedo corta. Se merecen mucho más. Estos cuatro años han pasado volando y eso os lo debo especialmente a vosotros, que compartís conmigo el día a día. Gracias amigos.

Dar las gracias también a mi familia, por haberme permitido siempre tomar mis propias decisiones, por su apoyo incondicional y especialmente a mis hermanos, por animarme a empezar este doctorado. Y a Miguel por estar siempre ahí.

Y como no, mostrar mi agradecimiento también a ti, lector, porque no sé si te interesará mi trabajo o no, pero sí sé que llegando hasta aquí demuestras interés por saber lo que pienso, y lo que es más importante, curiosidad, cualidad imprescindible para esto de la investigación...

Summary

The main goal of this thesis is to contribute to a better understanding of the behavior and evolution of small intermittent coastal lagoons. They have been selected due to their important role in the maintenance of the biogeochemical fluxes at a planetary scale, allowing interchanges of mass, momentum and energy between the oceans, the continents and the atmosphere. The combination of agents in these areas encourages the generation of gradients; natural systems tend to reply to them with lots of processes. These facts turn coastal lagoons into highly dynamic systems, making their productivity typically 10-15 times higher than continental shelves (Valiela, 1995). However, extreme fluctuations often occur in salinity, temperature, water level and dissolved oxygen within any single site, restricting the number of species in these environments. Consequently, essential ecosystem functions performed by species in critical transition zones like coastal lagoons are associated with a relatively low biodiversity (Levin *et al.*, 2001). These authors and Danovaro and Pusceddu (2007) enumerate the main functions of the transition zones and the coastal lagoons, respectively, focusing on biological functions. Moreover, coastal lagoons usually make outstanding contributions to the socio-economic environment of their surroundings. They provide some services to the population: flood control, shoreline stabilization, fishing, shelter for navigation, educational and recreational purposes, etc. If all these functions are being accomplished, the system is said to have regular behavior; if not, the system moves into a failure mode. A failure mode entails some environmental or socio-economic risks, which depend on the probability of failure and their consequences. The limit between these two modes is usually a legal, social or scientific threshold. Failures can be induced not only by natural processes but also by human activities. Thus, with regard to the tasks of a system, management should be only considered to achieve better performance of the system, to avoid failures, to minimize risks or to take the system out of a failure mode. The high amount of different interests converging in coastal lagoons makes their management fairly complex. The analysis of the theoretical behavior of these systems and the development of some tools to simulate the response of the system to different agents is a necessary requirement

for integrated coastal management purposes. This reasoning constitutes the main justification of this thesis.

In order to achieve the proposed objectives and to facilitate managers' decision process, a simple numerical model reproducing the most important system responses to different agents is implemented (Chapter 3). Before that, a qualitative description of these systems (Chapter 1) and of the interactions between coastal lagoons and agents (Chapter 2) is developed, all work being focused on Andalusian coastal lagoons. Finally, the model has been applied to a specific coastal lagoon located on the Atlantic coast of Andalusia (Chapter 4).

Andalusian coastal lagoons are small ICOLL (Intermittently Closed and Open Lakes and Lagoons (Haines *et al.*, 2006)) since there is no connection between bays and the ocean during most of the year. The reason for their intermittence can be found in the meteorological and maritime conditions linked to the local topography. According to these factors, two main regions can be distinguished in the Andalusian coast: 1) the Mediterranean region has abrupt slopes and short rivers fed by rain and melting snow and ice; 2) the Atlantic one is flatter with longer rivers. Andalusia, in general, has a Mediterranean climate, diminishing precipitations from West to East. Regarding the astronomical tide, the Mediterranean coast is semidiurnal micro-tidal while the Atlantic coast is also semidiurnal but meso-tidal. Wave climate in the Atlantic coast is more severe than in the Mediterranean one. Wind blows in two main directions, East and West, being more intense in the vicinity of the Gibraltar Strait. Therefore, Andalusian coastal systems are influenced by different conditions depending on their location. Marshes and estuaries are common in the Atlantic coast whereas deltas frequently appear in the Mediterranean coast. As an intermediate feature, coastal lagoons are present in both coastal regions. They have a one dimensional character due to their long, narrow and shallow morphological characteristics. Inlets are opened mainly during severe storms due to high discharges or high water levels at sea. The closure of coastal lagoons is normally due to wind transport of sediment or marine dynamics. Keulegan's coefficient has values greater than 0.8 for both regions, which means that the bay fills completely with the tidal prism and pumping-mode behavior can be assumed.

Depending on the temporally selected domain, the agents acting on the system are different. The meteorological year is divided into calm and storm conditions. Astronomical tide, meteorological tide, storm surge, waves, rainfall and river discharge are agents to be considered during storm conditions, while solar radiation and evaporation are also included in calm conditions. Instantaneous, state and basic variables are identified for each

of the agents when possible. Longer temporal scales, such as decades or centuries, are also examined but in less detail. Human actions developed directly over coastal lagoons or indirectly over their single cell or basin can modify the system inducing new processes from the instantaneous scale to a centennial one. This thesis considers only natural forces acting on an annual period. The study of longer scales is proposed for future work.

Coastal lagoon water fluxes have a dual character. Two dimensionless parameters grouping horizontal and vertical water fluxes are used to define the coastal lagoon state by means of their relative relationship. In general, and as expected for intermittent lagoons, horizontal fluxes are predominant during storm conditions while vertical fluxes prevail during calm conditions. Therefore, horizontal fluxes have much more influence on the final morphology and behavior of a lagoon, which will depend on the relative magnitude of tidal, wave and river forces. Theoretical hydrodynamic, morphological and biochemical responses of coastal lagoons to agents in Mediterranean and Atlantic areas are described for normal operational, extreme and exceptional conditions. Cases within these conditions are distinguished based on the initial state of the system (open or closed) and the relative dominance of the agents. Dynamic equilibrium at inlets is reached when the net sediment balance in the inlet is null in the long term. Escoffier curves with a stability criterion are normally used to analyze the trend of coastal lagoons to closure. A review of the most cited criteria is done including those of O'Brien (1931, 1969), Dean (1971), Jarrett (1976), Dean and Dalrymple (2002), Bruun (1991), Suprijo and Mano (2006) and Battalio *et al.* (2007). Other responses only appearing at intermittent coastal lagoons are the closure and opening of inlets. Due to the importance of these processes, special attention is paid into the mechanisms causing barrier breaching and deposition of sediments at inlets. Within the first ones, liquefaction, breaching due to high water level in the lagoon and breaching due to high water level of the ocean are the most important ones. Other processes like wind erosion, gully formation or wave overtopping accelerate the breaching process. Ranashinge *et al.* (1999) describe two mechanisms of closure, being related to sediment transport by long-shore currents and cross-shore currents. High sediment transport rates due to fluvial discharges can also contribute to inlet closure.

To simulate coastal lagoons' quantitative responses, two approximations could be considered: a physical model or a numerical model. Their advantages and disadvantages are discussed concluding that the implementation of a numerical model is the best option to accomplish the aims of this thesis. To facilitate this task, four main spatial domains have been defined: ocean, river, atmosphere and coastal lagoon. The first three contain the agents. All

of them are related to the fourth one, the targeted system, through boundary conditions or source terms. Formulations for each of the agents described above are provided: harmonic formulation is used for astronomical tide, The Overseas Coastal Area Development Institute of Japan (2002) offers two formulas for both storm surge and meteorological tide, Hedges and Mase (2004) or Smith (2003) can be chosen for wave run-up and the combination method is used for evaporation (Chow *et al.*, 1994). No formula is used to predict precipitation; measured data have to be used instead. To describe the whole hydrodynamics of coastal lagoons the full 3-D Navier-Stokes equations need to be solved. However, the dimensions of most of Andalusian coastal lagoons make a 1-D approach accurate enough. Saint-Venant equations are consequently selected for implementation. These non-linear hyperbolic equations have no analytical solution. Authors like Keulegan (1967) or DiLorenzo (1988), among others, make some assumptions in order to obtain an analytical solution. Seeling *et al.* (1977) or van der Kreeke (1967) chose numerical methods as is done in this thesis. A comparison between Keulegan (1967), DiLorenzo (1988) and Saint-Venant (1871) equations is performed. To solve Saint-Venant equations some numerical schemes are implemented in Matlab, MacCormack and MacCormack with TVD being the methods with better performance. The implementation of this volume-finite scheme has been done according to the implementation of García-Navarro *et al.* (1992) with the improvements exposed by Tseng (2003) known as (*Improved Surface Gradient Method*). The Courant-Friedrichs-Lévy condition (CFL) is used as stability criterion, with the Courant number having a constant value of 0.95. State variables in this problem are the flow and the cross-sectional area. For subcritical flows, the proposed scheme requires at least one state variable condition on every boundary, since the other one can be calculated by the model. The cross-sectional area is imposed at the sea boundary; flow is used at the river boundary, both of them as a Dirichlet condition. The river boundary can be considered as reflective or transmissive. The initial condition can be assumed to be still water level or an already computed stage. Cross-sectional areas can be defined as rectangular, trapezoidal or by an irregular geometry (most realistic). The model verification (Appendix 2) is carried out using Ippen (1966) analytical solutions, Tseng's channel and flow over a bump (Tseng, 2003) and Goutal and Maurel's channel (Goutal and Maurel, 1997). A dry and wet technique is implemented to simulate intermittence, the limit between them being 0.015 m. Sediment transport is computed by Van Rijn (1984a, 1984b) empirical formulation; the Exner equation is used for sediment conservation. Flow conditions are analyzed to determine if there are current, wave, or current-wave conditions, selecting the appropriate formulation for each case. Salt mass is obtained through balances. Energy computation is done according to the Eulerian balance proposed by Stull (2000). This formulation is completed by the one

offered by Dingman (2002). Temperature, salt concentration and density (UNESCO, 1980) are subsequently derived. Small deficiencies in the mass conservation make difficult an accurate estimation of these variables when the inlet is not completely open.

The following step consists of a sensitivity analysis. Its goal is not only to evaluate the influence of some of the variables or parameters on the system but also to give some interesting clues for management. For this purpose, analytical and numerical solutions are taken into account. Tests are carried out with two different geometric scenarios: 1) a big coastal lagoon (scenario 1 in Walton (2004a)) and 2) a small lagoon similar to Andalusian lagoons. The considered agent is a semi-diurnal sinusoidal tide with an amplitude of 0.5 m. Friction, tidal prism, depth, width, the relation width/depth and river flow are analyzed. The main conclusions are: 1) the smaller the cross-sectional area of an inlet, the greater the friction influence, 2) the relative importance of the fluvial flow and tidal prism determines the position of the Escoffier curve. For small lagoons the presence of river flow will increase ebb velocities and durations, while in big lagoons this influence can be neglected, 3) there are some inlet configurations that will make it unstable (stability criterion 1 m/s). There is a width from which the inlet will always close, a depth that forces the closure of the inlet, and also a width/depth relationship with the same effect. Therefore, when widening or deepening a lagoon it is important to determine an adequate configuration, selecting a range of stable areas and avoiding the threshold values of width, depth and width/depth relationship specified by the Escoffier curves that cause inlets to become unstable.

Eventually, Chapter 4 is focused on a real case study: The Zahara de los Atunes lagoon (Barbate, Cádiz). This coastal lagoon is closed almost all year except during the summer, when it is artificially open. The bay is 1300 m long, 50 m wide and 0.6 m deep. The inlet, when open, is 160 m long and 13 m wide. The astronomical tide is semi-diurnal, the waves come mainly from the W-NW and the wind blows from two directions E and W. There is also a wadi supplying water to the lagoon after precipitation. Its basin is only 39.5 km² and previous studies reveal a flow of 48 m³/s for a return period of 10 years. Environmental problems present in this lagoon are related to water quality and flooding. Actions to solve them include inlet dredging and widening as well as reinforcement of the lagoon's lateral banks.

The numerical model is calibrated with measured data collected during a field trip by three current meters (two vectors and an ADCP) and a meteorological station. Manning's roughness coefficient is the parameter used for calibration. After that, some tests are carried out to understand

the coastal lagoon hydrodynamics when working in operational or extreme conditions. For operational conditions, the considered agent is a M2 tide of 1.25 m of amplitude, which corresponds to a spring tide in the region. An open inlet with the geometry of an artificially opened inlet is selected as the initial condition. The comparison of the velocities and the water level in the ocean, the inlet and the bay demonstrates that the tide in the lagoon is asymmetrical (flood-dominated) with a pumping-mode response. Current velocities are stronger during flood tide, and thus, the inlet tends towards closure. This is also confirmed by an inlet stability analysis in which a criterion based on inlet sediment transport is used. To assess the real possibilities of water quality improvement by opening an inlet, a study of the bay water renewal is conducted. For spring tides, tidal prism represents around 75 % of the total bay volume and thus, the majority of the bay water is renewed every tidal cycle. However, spring tides are not so frequent during the opening period, and the velocities in the inner bay area are almost zero. As a result, water in the upper part of the bay is not so easily interchanged and eutrophication and bad water quality in this stretch of bay is induced. The system comes into a failure mode.

The influence of the climate variability in the Zahara de los Atunes lagoon and the village is also studied. Three scenarios of sea-level rise are defined (mean sea-level 1, 2 and 3 m higher than the present one). If the Losada *et al.* (2008) hypothesis of 2-3 meters of sea-level rise by 2300 becomes true, consequences for Zahara de los Atunes inhabitants will be enormous since it will result in the village being almost completely flooded. Therefore, it is essential to develop preventive management all along the coast but above all in those zones located on the shore of coastal wetlands.

An analysis of wave climate and river flow between 1992 and 2000 is performed to define extreme conditions. Storms appear when the spectral significant wave height is above the threshold of 2.5 m. For floods, the threshold is set to 4 m/s for peak river flow. Storms, floods and events are identified and seven representative scenarios are selected as study cases. All these scenarios are able to erode some sediment in the inlet stretch since the value of the effective shear stress minus the critical shear stress is above 0 for all of them. These scenarios are sorted by function of its ability to erode inlet sediments. Therefore, knowing the evolution of the wave climate, it is possible to predict if the identified events are able to start the sediment motion and to erode the barrier. A mobile bed case is also run to determine the modifications of the vertical profile under strong currents.

The main conclusions are exposed in Chapter 5, including some recommendations for the Zahara de los Atunes coastal lagoon management.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Objetivos del capítulo	1
1.2. Lagunas litorales. Definición y tipología	1
1.3. Lagunas litorales intermitentes en Andalucía	3
1.3.1. Génesis	5
1.3.2. Evolución	7
1.3.3. Morfología	8
1.3.4. Morfometría	12
1.4. Importancia	13
1.5. Gestión	19
1.5.1. Estado del arte	19
1.5.2. Aplicación del estado del arte a la gestión	20
1.6. Justificación	20
1.7. Objetivos	22
1.8. Escalas	23
1.9. Summary	24
2. Funcionamiento	27
2.1. Objetivos del capítulo	27
2.2. Intermitencia. Estado inicial	27
2.3. Agentes forzadores	27
2.3.1. Escala de evento	28
2.3.2. Escala anual	33
2.3.3. Escala hiperanual	35
2.3.4. Escala secular y milenaria	35
2.3.5. Acción humana	36
2.4. Sistema	36
2.5. Respuestas	40
2.5.1. Condiciones de trabajo medias	43
2.5.2. Condiciones de trabajo extremas	53
2.5.3. Condiciones de trabajo excepcionales	59
2.5.4. Equilibrio	59
2.5.5. Apertura	63

2.5.6. Cierre	68
2.6. Summary	71
3. Modelado matemático	75
3.1. Objetivos del capítulo	75
3.2. Modelado físico vs. modelado matemático	75
3.3. Elementos del modelo matemático	77
3.4. Modelado a escala de evento	78
3.4.1. Definición del sistema y problema	78
3.4.2. Diagrama conceptual	79
3.4.3. Formulación matemática	81
3.4.4. Implementación	109
3.4.5. Consideraciones sobre hidrodinámica orientadas a la gestión	123
3.5. Summary	135
4. The Zahara de los Atunes coastal lagoon	139
4.1. Chapter objectives	139
4.2. Site description	139
4.3. Geometry	145
4.4. Calibration	149
4.5. Operational conditions	153
4.5.1. Hydrodynamic characterization	153
4.5.2. Water renewal	156
4.5.3. Energy balance	158
4.5.4. Inlet stability	163
4.5.5. Sea-level rise	166
4.6. Extreme conditions	170
4.6.1. Agents	170
4.6.2. Scenarios	173
4.6.3. Sediment transport capacity	176
4.7. Management recommendations	179
4.8. Summary	180
5. Conclusions and future work	183
5.1. Conclusions	183
5.2. Future work	186
A. Conceptos preliminares	189
A.1. Agente, estado, respuesta	189
A.2. Escalas naturales	191
A.2.1. Escala temporal	191
A.2.2. Escala espacial	195
A.2.3. Escala espacial y temporal	195

B. Verificación del esquema numérico	197
B.1. Resalto hidráulico	197
B.2. Canal de Tseng	198
B.3. Canal de Goutal y Maurel	200
B.4. Canal reflejante	201
B.5. Canal con variación lineal de anchura	202
B.6. Canal con variación exponencial de anchura	203
B.7. Canal con variación lineal de profundidad	204
C. Flujo combinado ola-corriente	207
C.1. Perfil de velocidades y tensiones tangenciales	207
C.2. Transporte de sedimentos	209
D. Images of Zahara de los Atunes coastal lagoon	213
D.1. General overview	214
D.2. Field work	216
Bibliografía	221

Índice de figuras

1.1. Localización de Andalucía en Europa	4
1.2. Mapa topográfico de Andalucía	5
1.3. Principales ríos de Andalucía	6
1.4. Estuarios andaluces con marismas asociadas	7
1.5. Lagunas litorales creadas artificialmente en la desembocadura del río Guadalhorce, Málaga	8
1.6. Morfologías principales y secundarias en una laguna litoral (Dabrio, 1989)	9
1.7. Morfologías del delta de reflujo bajo la influencia de corrientes longitudinales y transversales (Bodge, 2003)	10
1.8. Lagunas litorales andaluzas que forman deltas	11
1.9. Morfometría de lagunas litorales andaluzas mediterráneas y atlánticas	14
1.10. Gestión integral de una laguna litoral. Flujos de información .	16
2.1. Flujos de agua en una laguna abierta	39
2.2. Agentes, estados y respuestas hidrodinámicas relacionadas con la apertura y el cierre en una laguna litoral intermitente . . .	41
2.3. Combinación de posibles escenarios de agentes bajo condiciones normales y extremas en función de las condiciones de los agentes y el estado inicial del sistema	42
2.4. Flujos de sedimentos en una laguna abierta	43
2.5. Flujos de energía en una laguna abierta	45
2.6. Ratio de amplitudes entre el océano y la bahía en función del coeficiente de llenado (Dean y Dalrymple, 2002)	46
2.7. Velocidad adimensional en el inlet en función del coeficiente de llenado (Dean y Dalrymple, 2002)	47
2.8. Agentes capaces de generar gradientes que se activan por la llegada de un evento	54
2.9. Pasillos de tormenta en la Manga del Mar Menor en 1950 . .	56
2.10. Laguna originada por el oleaje en la margen izquierda de la desembocadura del río Guadalfeo (Granada)	58
2.11. Forma típica de una curva de cierre o curva de Escoffier (1940)	60

2.12. Mecanismos de inicio de brecha por elevación de la superficie libre del mar o de la laguna (Kraus <i>et al.</i> , 2008)	65
2.13. Mecanismos de cierre del inlet de una laguna litoral por corrientes marinas longitudinales y transversales (Ranashinge <i>et al.</i> , 1999)	69
2.14. Cierre del inlet de una laguna litoral por la acción de un caudal fluvial	71
3.1. Dominio espacial de los subsistemas que componen el modelo matemático y criterio de signos empleado	79
3.2. Interacciones entre los subsistemas mar, río, atmósfera y laguna para estados de la laguna abierto y cerrado	80
3.3. Interacciones hidrodinámicas, de transporte de sedimentos y de sustancias conservativas entre los subsistemas atmósfera, mar, río y laguna en sistemas abiertos	80
3.4. Esquema de una laguna litoral simplificada, utilizada normalmente en las soluciones hidrodinámicas analíticas	91
3.5. Pérdidas de carga a la entrada y salida de un inlet (Dean y Dalrymple, 2002)	92
3.6. Comparación de los resultados obtenidos mediante el método de DiLorenzo y el modelo numérico para las formulaciones de DiLorenzo (1988) y Walton (2004a) de la impedancia y el coeficiente de amortiguamiento	101
3.7. Diagrama conceptual del modelo implementado para reproducir el comportamiento de lagunas litorales intermitentes en Andalucía	111
3.8. Conservación de masa en el modelo numérico. Variaciones del % del volumen total en función de la discretización espacial y el estado inicial del sistema	119
3.9. Conservación de masa en el modelo numérico. Variaciones de volumen en función de la discretización espacial y el estado inicial del sistema	119
3.10. Análisis de sensibilidad del factor de fricción de Darcy-Weisbach para una laguna de pequeñas dimensiones	125
3.11. Variación de la superficie libre en el océano, inlet y bahía para lagunas litorales de grandes dimensiones	127
3.12. Variación de la superficie libre en el océano, inlet y bahía para lagunas litorales de pequeñas dimensiones	128
3.13. Prisma de marea en función del área transversal de un inlet perteneciente una laguna de grandes dimensiones	129
3.14. Análisis de sensibilidad de la anchura y profundidad del inlet. Familia de curvas de Escoffier para lagunas litorales de grandes dimensiones	130

3.15. Análisis de sensibilidad de la anchura y profundidad del inlet. Familia de curvas de Escoffier para lagunas litorales de pequeñas dimensiones	131
3.16. Análisis de sensibilidad de una relación b/h constante para una laguna de grandes dimensiones	132
3.17. Influencia de la forma en planta de la bahía en el análisis de Escoffier en una laguna de grandes dimensiones	133
3.18. Análisis de sensibilidad del caudal fluvial para una laguna de grandes dimensiones	133
3.19. Análisis de sensibilidad del caudal fluvial para una laguna de pequeñas dimensiones	134
4.1. Cádiz province in the European context (Google Earth) . . .	140
4.2. Zahara de los Atunes coastal lagoon general location	140
4.3. Aerial photographs showing Zahara de los Atunes coastal lagoon evolution	141
4.4. Grain size distribution of samples collected at Zahara de los Atunes inlet	142
4.5. Location of the sand samples collected at the Zahara de los Atunes inlet	142
4.6. Daily rain in Zahara de los Atunes from 1992 to 2001	143
4.7. Wave chart and wind chart	144
4.8. Historical maps of Zahara de los Atunes	145
4.9. General bathymetry of the study area	146
4.10. Zahara de los Atunes coastal lagoon present geometry	147
4.11. Zahara de los Atunes coastal lagoon future geometry	148
4.12. Equipment location for hydrodynamic monitoring of Zahara de los Atunes coastal lagoon	150
4.13. Meteorological data collected during a field survey in Zahara de los Atunes	151
4.14. Model calibration with the data collected during the field survey	152
4.15. Water level and velocity evolution due to spring tides	154
4.16. Water level and velocity evolution due to medium-neap tides .	155
4.17. Lagrangian transport due to spring tides	157
4.18. Eutrophication in Zahara de los Atunes coastal lagoon	158
4.19. Input data for the energy balance computation: air temperature, relative humidity and wind velocity	159
4.20. Results of the energy balance computation: short wave radiation, long wave radiation, temperature rate due to latent heat, temperature rate due to sensible heat and water temperature evolution	160
4.21. Energy balance. Maximum and minimum water temperature along the lagoon	161

4.22. Summer evaporation rate	162
4.23. Location of the <i>Red de Información Agroclimática de Andalucía</i> stations closer to Zahara	162
4.24. Inlet stability. Escoffier curves for Zahara de los Atunes coastal lagoon (analytical and numerical solutions)	164
4.25. Inlet stability. α values for different cross-sectional areas and tidal amplitudes	165
4.26. Baelo Claudia ruins	167
4.27. Minimum and maximum flooded area for sea-level rise of 1 m, 2 m and 3 m	168
4.28. Trend line for flooded area depending on sea-level rise	169
4.29. Time series of the spectral significant wave height, peak period and wave direction of the SIMAR-44 data collection, node 1056044	171
4.30. Sea surface elevation measured data and theoretical astronomical tide. Relationship between the tide residues and the atmospheric pressure	172
4.31. Daily rain and net rain for Cachón River basin	172
4.32. Storms and floods from 1992 to 2000	173
4.33. Probability distribution function of storms and floods per year	174
4.34. Scenarios for extreme conditions	175
4.35. Joint probability for H_s and Q_p	175
4.36. Maximum sediment transport capacity in function of dimensionless variables Q^* and W^* for an inlet width of 16 m	177
4.37. Maximum sediment transport capacity in function of Q^* and W^* for an inlet width of 6 m and 26 m	178
4.38. Mobile bed. Initial and final profile for the scenario 1.1	179
A.1. Relación entre las distintas escalas temporales	194
A.2. Escalas espaciales y temporales típicas	196
B.1. Solución numérica para un resalto hidráulico	198
B.2. Solución numérica para el canal de Tseng	199
B.3. Solución numérica para el canal de Goutal y Maurel	200
B.4. Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica para un canal rectangular reflejante	202
B.5. Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica en un canal con planta triangular	203
B.6. Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica en un canal con forma de embudo	204
B.7. Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica en un canal con pendiente constante	205

D.1. Zahara de los Atunes coastal lagoon and beach	213
D.2. General overview of Zahara de los Atunes inlet	214
D.3. General overview of the inner stretch of Zahara de los Atunes coastal lagoon	215
D.4. Field work equipment I	216
D.5. Field work equipment II	217
D.6. Sediment samples	218
D.7. Sediment and vegetation samples	219

Índice de tablas

1.1. Morfometría de lagunas litorales andaluzas atlánticas y mediterráneas	13
2.1. Agentes naturales generadores de gradientes en las lagunas litorales andaluzas	28
2.2. Dinámica atmosférica. Variables instantáneas y de estado	30
2.3. Viento. Variables instantáneas y de estado	30
2.4. Precipitación. Variables instantáneas y de estado	30
2.5. Marea astronómica. Variables instantáneas, de estado y parámetros	31
2.6. Marea meteorológica. Variables instantáneas y de estado	32
2.7. Corrientes. Variables instantáneas y de estado	32
2.8. Oleaje. Variables instantáneas, básicas y de estado	33
2.9. Agente fluvial. Variables instantáneas y de estado	33
2.10. Radiación. Variables instantáneas y de estado	34
2.11. Evaporación. Variables instantáneas y de estado	34
2.12. Variables instantáneas, de estado y básicas para una laguna litoral intermitente	37
2.13. Agentes predominantes en una laguna litoral en función de la importancia relativa de los flujos de agua verticales y horizontales	40
3.1. Coeficientes para el cálculo del run-up	84
3.2. Valores de los parámetros de la ecuación de estado (UNESCO, 1980)	107
3.3. Limitadores de flujo para el esquema numérico de MacCormack-TDV	115
3.4. Casos de estudio propuestos para el análisis de sensibilidad del modelo: Geometría	123
3.5. Casos de estudio propuestos para el análisis de sensibilidad del modelo: Parámetros de clasificación de las lagunas litorales	124
4.1. Probability of appearance of different scenarios in extreme conditions	176

Notation

Latin symbols

A	Cross-sectional area
A_b	Bay area, near-bed peak orbital excursion
A_c	Inlet cross-sectional area
a	Amplitude
\bar{a}	Approximate characteristic speed
alb	Albedo
B	Vapor transfer coefficient
Bo	Bowen coefficient
Bs	Breach susceptibility index
b	Width
C	Cross-sectional average concentration, Chezy friction coefficient
C_f	Adjustment coefficient
Cr	Courant number
c	Celerity
c_a	Concentration at the reference level a
c_p	Specific heat at constant pressure
cte	Constant number
\mathbf{D}	TDV term vector, artificial viscosity term
D_*	Dimensionless particle parameter
D_{50}	Median particle diameter

Notation

D_{90}	Percentile 90 of the grain size distribution
d	Duration
dn	Diffusion number
E	Evaporation
ET	Evapotranspiration flux
e	Vapor pressure, eigenvector of Jacobian matrix of flux
\bar{e}	Eigenvector of approximate Jacobian associated with \bar{a}
e_w	Longitudinal transport efficiency factor
\mathbf{F}	Flux vector
F	Fetch length, inlet impedance
F_f	Form factor
Fr	Froude number
f	Darcy-Weisbach friction factor
f_c	Coriolis parameter
\mathbf{G}	Vector containing source terms
g	Acceleration of gravity
g_{bs}	Suspension transport rate per unit width
g_{bt}	Total transport rate per unit width
g_b	Bed transport rate per unit width
H	Wave height
HR	Relative humidity
h	Water depth
I_1	Hydrostatic pressure force
I_2	Force due to channel width variation
IC	Clearness index
J	Energy flux

j	Complex number $\sqrt{-1}$
K	Keulegan coefficient, short wave radiation
K_t	Thermal conductivity
K_{vk}	Von Karman constant
k	Wave number, diffusion coefficient
k_w	Wind friction coefficient
k_{en}	Entrance head loss coefficient
k_{ex}	Exit head loss coefficient
L	Inlet length, long wave radiation
L_v	Latent heat of vaporization
M	Mass
M_t	Annual littoral drift
MSL	Mean sea level
m	Adjustment coefficient
N	Cloudiness
n	Manning coefficient
n_p	Porosity
P	Bay depth, rainfall
P_t	Tidal power in a tidal cycle
P_w	Wave power in a tidal cycle
Pm	Wet perimeter
p	Pressure
Q	Flow rate
Q_g	Water flux due to interchanges with bed
Q_w	Longitudinal transport rate
q	Flow per length unit

Notation

R	Radius
Re	Reynolds number
Rg	Tidal range
Rh	Hydraulic radius
Rn	Net radiation
Ru	Run-up
r	Distance to the low pressure center, ratio of wave intensities for two consecutive mesh points on which limiting functions depend
S	Set-up, salinity
S_0	Bottom slope, internal energy source
S_f	Friction slope
S_{10}	Elevation of the storm surge for a 10 year return period
St	Stability parameter
s	Submerged sediment specific weight
T	Wave period, temperature
T_g	Ground thermal gradient
T_r	Net sky transmissivity
t	Time
tc	Sediment transport capacity
U	Vector containing flux dependent variables
U	Depth-averaged velocity in the x-axis direction
\bar{u}	Approximate water velocity for two consecutive mesh points
V	Depth-averaged velocity in the y-axis direction, volume
W	Wind velocity at a height of 10 m above land, flux of energy emitted by a body
W_{cg}	Long-wave radiation emitted by a grey body
w	Particle fall velocity

Z'	Modified dimensionless suspension number
z	z-axis, bottom elevation
z_0	Land roughness

Greek symbols

α	Angle between wind direction and a line perpendicular to the shoreline, adjustment coefficient, wave intensities for two consecutive mesh points
β	Damping coefficient
Δ	Increment, gradient of the saturation pressure curve
δ_s	Solar declination
F	Kinematic flux of energy
ϵ	Small positive number
η	Water surface
Γ	Water elevation due to river flow
γ	Breaking index, psicrometric constant
κ	Barrier resistance force
Λ	Shear stress dimensionless parameter
λ	Ratio $\Delta t / \Delta x$
λ_e	Longitude
Ω	Tidal prism, Helmholtz frequency
ω	Angular velocity
Φ	Flux limiter
ϕ	Latitude
Ψ	Entropy correction function
ψ	Local elevation angle of the sun
ρ	Density
σ	Stefan-Boltzmann constant, cross-sectional area at the η level

σ_H	Cloud cover by high clouds
σ_L	Cloud cover by low clouds
σ_M	Cloud cover by middle clouds
τ	Shear stress
θ	Shield parameter
Υ	Canter Cremers number
ε	Emissivity
φ	Phase
ϱ	Vertical water fluxes dimensionless parameter
ξ	Iribarren number
ζ	Estuary number

Subscripts and Superscripts

*	Dimensionless
0	Initial, deep water
<i>a</i>	Air
<i>adv</i>	Advection
<i>atm</i>	Atmosphere
<i>b</i>	Bay, bottom, breaking point
<i>c</i>	Current
<i>char</i>	Characteristic
<i>cond</i>	Conduction
<i>cr</i>	Critical
<i>cw</i>	Wave-current
<i>d</i>	DiLorenzo (1988)
<i>ext</i>	External

<i>GMT</i>	Greenwich mean time
<i>k</i>	Keulegan (1967)
<i>lat</i>	Latent
<i>m</i>	Numerical model
<i>mean</i>	Mean
<i>MMp</i>	Storm surge
<i>MMv</i>	Meteorological tide
<i>o</i>	Ocean
<i>r</i>	River
<i>s</i>	Significant, surface, sediment
<i>sen</i>	Sensible
<i>T</i>	Total
<i>t</i>	Tide
<i>turb</i>	Turbulence
<i>w</i>	Water, waves, Walton (2004a)
<i>x</i>	x-axis direction
<i>y</i>	y-axis direction

Capítulo 1

Introducción

1.1. Objetivos del capítulo

Este capítulo recoge una breve descripción del origen, morfología y características más relevantes de las lagunas litorales en general y de las existentes en la franja costera de Andalucía en particular. Posteriormente se señalan las funciones más importantes que estos sistemas realizan y cómo el hombre puede intervenir en su desempeño y mejorarlo a través de su gestión. También se hace una revisión del estado del arte en lo que a herramientas predictivas del comportamiento de las lagunas litorales se refiere. Finalmente se enumeran los objetivos globales y específicos de esta tesis y se define la escala temporal y espacial de trabajo.

1.2. Lagunas litorales. Definición y tipología

La costa andaluza está salpicada a lo largo de toda su extensión de pequeños cuerpos de agua cuya característica más destacada es el estar conectados superficialmente con el océano abierto sólo durante determinadas épocas del año. Estos sistemas costeros pueden ser definidos con el término inglés *Intermittently Closed and Open Lakes and Lagoons* (Haines *et al.*, 2006). Están constituidos por tres grandes conjuntos geomorfológicos que se relacionan estrechamente entre sí: la barrera o cuerpo arenoso que se extiende bordeando la costa, la laguna o cuerpo de agua confinado tras la barrera, y los canales o *inlets* asociados, que representan una discontinuidad en la barrera y comunican la laguna con el mar abierto (Dabrio, 1989). Estos ambientes son altamente dinámicos y geomórficamente activos, susceptibles de sufrir cambios con variaciones en la energía de la ola, régimen mareal, corrientes longitudinales y transversales, aportes desde el continente, variaciones del nivel del mar o el carácter regresivo o transgresivo de la costa. Algunos de estos factores pueden ser modificados artificialmente, por

lo que la influencia humana también debe ser tenida en cuenta.

Existen varias clasificaciones que identifican los distintos tipos geomórficos de laguna litoral en función del intercambio de agua con el océano y su facilidad para llevarlo a cabo:

- Haslett (2000). Las lagunas de Andalucía pueden asemejarse al tipo estuario con barra, también denominado parcialmente cerrado, o estuario lacustre. Los primeros son estuarios en los que el sedimento es abundante y el oleaje y las corrientes hacen que se forme una barra o flecha que obstruye la desembocadura del río, mientras que en los segundos la barra se ha extendido cerrando completamente la desembocadura. En el caso de Andalucía, esto sucede no sólo en estuarios sino también en la desembocadura de ríos que forman deltas.
- Hodgkin (1998). Su clasificación también se basa en la existencia o no de conexión estuario-mar. Distingue entre estuarios permanentemente abiertos, estacionales cuando el estuario está abierto o cerrado en función de la estación del año, normalmente cerrados, si la barrera se rompe con una periodicidad de entre 3 y 5 años, y lagunas costeras permanentemente cerradas. En Andalucía existen lagunas estacionales y normalmente cerradas.
- Kjerfve (1986). Es una de las clasificaciones más comúnmente utilizada en la literatura, si bien las lagunas litorales andaluzas no se adaptan bien a ninguno de los tipos que la componen. Si hubiese que decantarse por alguno, este sería el de laguna limitada o restringida, con una circulación mareal definida, influenciada por los vientos y de aguas mezcladas en la vertical.

La secuencia de Hodgkin está basada en estuarios de la costa australiana, de clima similar al de Andalucía, relacionada principalmente con las variaciones de caudal y patrón de comportamiento de los ríos, aunque también con otros factores como el grado de resguardo frente a los vientos, la relación prisma mareal/volumen del estuario y el aporte de sedimentos desde la cuenca hidrográfica. Si la llegada de sedimentos desde la cuenca o el transporte litoral es elevado y no existen fuerzas que retiren los materiales depositados se puede producir el cierre permanente de ciertos sistemas litorales, dando lugar a lagunas interiores no comunicadas con el océano por régimen de lámina libre. Sin embargo, cuando el caudal del río o las mareas poseen la suficiente energía para remover estos sedimentos, el sistema litoral estará permanentemente abierto. Si estos dos estados se alternan en el tiempo el sistema adquiere un carácter intermitente. Este balance de fuerzas es decisivo para la funcionalidad y comportamiento de cualquier sistema

costero intermitente, ya que de la mayor o menor renovación de las aguas del sistema dependen los procesos sedimentológicos y ecológicos que en él se desarrollan.

1.3. Lagunas litorales intermitentes en Andalucía

En las costas de Andalucía (cuya localización se muestra en la figura 1.1) existen alrededor de doscientos cuerpos de agua, buena parte de ellos de carácter estacional, e incluso efímero, que pueden ser considerados como lagunas o humedales costeros (Moreno, 2005). Las causas principales de la aparición de este alto grado de humedales litorales, tanto en diversidad como en número, se encuentran en las características principales que definen el relieve y el clima del litoral andaluz. Las condiciones topográficas, climáticas y de clima marítimo reinantes en Andalucía permiten distinguir dos regiones litorales de características muy diferentes: la costa mediterránea y la costa atlántica, separadas ambas por el Estrecho de Gibraltar. La primera está resguardada en buena parte de su extensión por una serie de sierras de altitud variable (figura 1.2). Esto provoca que el entramado hidrológico esté compuesto por ríos de poca longitud, altas pendientes y cuencas hidrográficas de extensión limitada. En contraste, la costa atlántica presenta una topografía más suave, con zonas de extensas llanuras y ríos de mayor entidad que discurren por cuencas hidrográficas de gran amplitud (figura 1.3). La latitud y longitud de Andalucía definen la alternancia de altas y bajas presiones, y en definitiva el clima de Andalucía. Éste es mediterráneo en la zona más oriental de la región y mediterráneo con influencia atlántica en su vertiente más occidental. Esto determina la intensidad y duración de las precipitaciones, el régimen de vientos y el clima marítimo. En general, Andalucía presenta una estación húmeda, con lluvias muy irregulares y concentradas fundamentalmente entre Noviembre y Abril, y una estación seca, que coincide con el verano, con precipitaciones prácticamente inexistentes. También se observa una variación espacial de las precipitaciones, pudiéndose tomar como patrón general la disminución de las precipitaciones de oeste a este, ya que las borrascas más frecuentes son aquellas que penetran desde el Atlántico. Los ríos mediterráneos situados en las faldas de Sierra Nevada presentan dos picos máximos de caudal anual debido al deshielo primaveral, mientras que el resto posee sólo un máximo anual. Otro factor que determina la naturaleza de los sistemas intermitentes es la variación del rango de mareas entre la costa atlántica y la mediterránea. Mientras que la primera presenta un régimen mesomareal, la segunda es micromareal.

La interacción e influencia relativa de los agentes oleaje, marea y río sobre la topografía básicamente determinan el tipo de humedal costero



Figura 1.1: Localización de Andalucía en Europa (Google Earth)

que se origina, así como su recurrencia y comportamiento. En las costas andaluzas son frecuentes tanto los estuarios como los deltas intermitentes. Se generarán deltas en las costas mediterráneas micromareales, donde el aporte de sedimentos por los ríos es importante, como el delta del río Vélez, la rambla de Albuñol o el barranco del Capitán (figura 1.8), y estuarios permanentes en aquellas zonas de valles inundados por el mar. Ejemplifican este tipo de ambiente el estuario del río Palmones y el estuario del río Piedras, que además, presentan marismas asociadas (figura 1.4). Si la pendiente en la desembocadura de los ríos no es elevada y hay suficiente extensión de playa, se generan en éstas unos cuerpos de agua con apariencia de laguna, que son observables tanto en los deltas como en los estuarios intermitentes. En este trabajo particular, se agrupan estos sistemas bajo la denominación de lagunas litorales intermitentes o, de forma más general, como bahías o sistemas intermitentes. Entre los ejemplos típicos de las lagunas atlánticas se encuadran las lagunas de Conil, Valdevaqueros, Bolonia o Los Lances. En cuanto al litoral mediterráneo, estos cuerpos de agua pueden encontrarse a lo largo de toda su extensión, pero en especial en la costa almeriense, siendo los más representativos las desembocaduras de los ríos Aguas, Antas, Almanzora, etc. (figura 1.9).

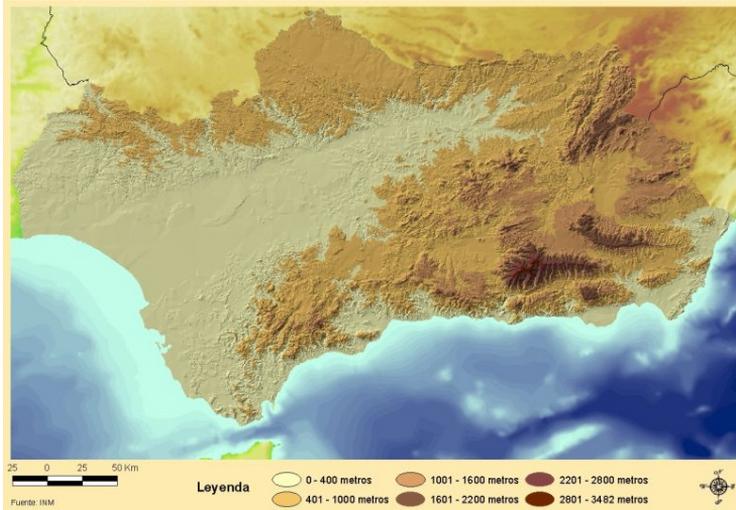


Figura 1.2: Mapa topográfico de Andalucía (página web de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía)

En la literatura se considera comúnmente que las lagunas litorales reciben aportes fluviales nulos o de muy poca magnitud, poseyendo el agua de la laguna esencialmente las mismas propiedades de densidad y salinidad que el agua del mar. Como excepción se pueden citar ciertas lagunas litorales someras que existen en México y Australia, en los que las altas tasas de evaporación hacen que el agua de la laguna sea más salina y más caliente que la del mar. En los estuarios, por contra, donde los aportes fluviales son mayores, la salinidad de las aguas es menor debido a la mezcla de agua marina con agua dulce. Las lagunas litorales de Andalucía pueden tener agua dulce cuando el caudal fluvial que llega hasta ellas es importante, saladas cuando la influencia del mar es destacada o hipersalinas si la evaporación es el principal flujo de agua.

1.3.1. Génesis

La morfología y funcionamiento actual de los distintos sistemas litorales depende no sólo de los agentes que a día de hoy actúan sobre los mismos, sino también de aquellos presentes en su creación y durante su evolución. El origen y formación de las barreras es una cuestión que no está totalmente resuelta aún, principalmente debido a que las evidencias sedimentarias y estratigráficas relevantes son destruidas por la evolución costera. Los sistemas costeros intermitentes andaluces existentes a día de hoy pueden tener diferentes orígenes:



(a) Río Piedras. Huelva



(b) Río Palmones. Cádiz

Figura 1.4: Estuarios andaluces con marismas asociadas (Google Earth)

actuaciones humanas con consecuencias colaterales que contribuyen a la creación y destrucción de humedales se encuentran 1) el relleno de zonas inundables por las mareas para convertirla en tierra de labor o con fines urbanísticos 2) la introducción de estructuras de servicios (puertos) y defensa de las playas o 3) la regulación de caudales de los cursos fluviales.

1.3.2. Evolución

Las lagunas litorales tienen una vida limitada a escala geológica. Su ciclo de vida comienza generalmente siendo una bahía abierta y poco profunda o un valle de estuario. Posteriormente evolucionan hacia un sistema laguna-barrera parcialmente cerrado. La deposición de sedimentos provoca un progresivo llenado, hasta que se convierte en una albufera o una marisma. El ciclo acaba con una llanura deposicional o una destrucción eventual por erosión marina (Nichols, 1989). Sin embargo, cada vez hay más evidencias de que algunos de estos sistemas no se están rellenando, bien porque se está produciendo un hundimiento de la cuenca, bien porque presentan un equilibrio dinámico (Ward y Ashley, 1989). La duración del ciclo de vida dependerá de la velocidad a la que se desarrollen los distintos procesos que hacen que el sistema pase de un estado a otro. Price (1947) ya recogía la posibilidad de que la tasa de acreción pudiese estar equilibrada

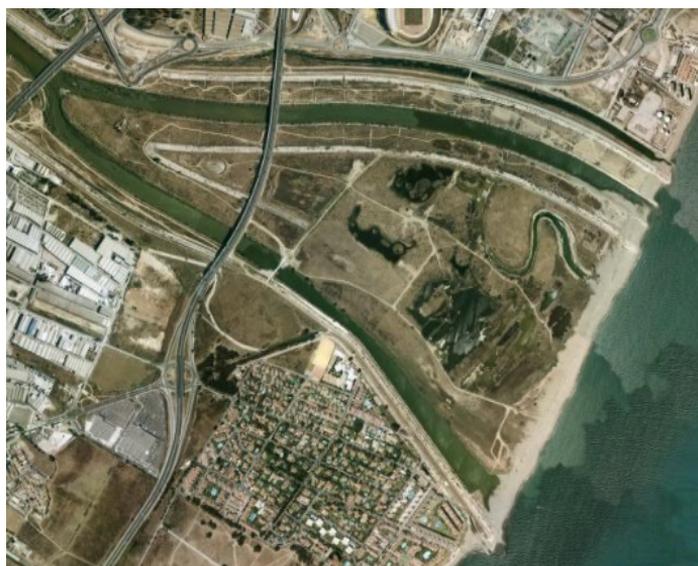


Figura 1.5: Lagunas litorales creadas de forma artificial en la desembocadura del río Guadalhorce, Málaga (Google Earth)

con la tasa de ascenso del nivel relativo del mar, produciéndose un equilibrio entre la sedimentación y la forma de la cubeta con la disipación de la energía de las olas y las mareas.

Si durante la vida de una laguna se produce una bajada rápida del nivel del mar, ésta quedaría aislada del océano y su evolución dependería de los aportes de agua dulce y sedimentos que se produzcan desde el continente. Por el contrario, si se eleva el nivel de mar de forma repentina, las lagunas serían inundadas y pasarían a formar una depresión en la morfología submarina. Suponiendo que el nivel del mar se mantenga constante y no haya subsidencia, el aporte sedimentario elevado y continuado en lagunas de tamaño relativamente pequeño producirá la progresiva colmatación de las mismas hasta ocasionar su desaparición.

1.3.3. Morfología

Los dominios morfológicos identificables en las lagunas intermitentes son similares a aquellas que no tienen este carácter. Estos dominios son barrera de cierre, inlet, ribera continental y dominio submarino. Una visión gráfica de los mismos se ofrece en la figura 1.6, donde además aparecen otras morfologías secundarias. Se presenta a continuación una breve descripción de los distintos dominios especificados.

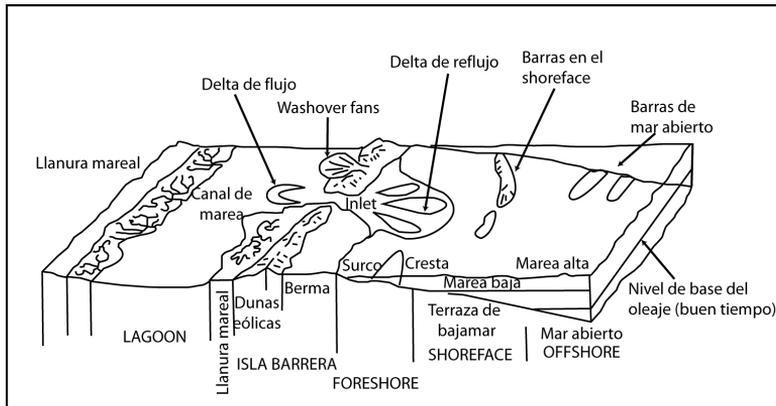


Figura 1.6: Morfologías principales y secundarias en una laguna litoral (Dabrio, 1989)

Barrera

Se denomina barrera a una acumulación de materiales (normalmente arena) alargada, estrecha y paralela a la línea de costa. En ocasiones esta barrera es lo suficientemente alta como para que se produzca el crecimiento de dunas y vegetación a partir del nivel más elevado que alcanza la marea. El origen de la barrera determinará su alineación, morfometría y composición sedimentológica. Morfologías típicas del lado interno de la barrera que separa laguna y mar abierto, son los *washover fans*. Con forma de abanico, se crean cuando las olas de temporal destruyen parcialmente la barrera, pasando agua de mar y sedimentos sobre ella, penetrando en la bahía y ocasionando el depósito de sedimentos arenosos.

Inlet

Se define inlet como la apertura que atraviesa la barrera y a través de la cual fluyen las aguas marinas cada ciclo mareal, proporcionando una conexión entre el océano y estuarios, bahías, llanuras mareales y marismas (FitzGerald *et al.*, 2002). La característica diferenciadora respecto a otras morfologías como las grandes bahías es que se mantienen abiertos gracias al flujo mareal (Bruun y Gerritsen, 1959). En el contexto de este trabajo, se considera inlet a todo aquel canal estrecho, de poca longitud, que comunica la laguna con el mar abierto y por el cual discurre, al menos temporalmente, un flujo mareal. En general, los inlets pueden tener anchuras del orden de metros a kilómetros y profundidades que varían desde decímetros hasta más de cien metros, si bien en Andalucía los inlets suelen estar en el rango bajo de esta escala. Estos canales presentan a menudo una geometría irregular y en las lagunas andaluzas suelen ser únicos.

Morfológicamente, el inlet incluye no sólo el canal de entrada, sino también los cuerpos arenosos intermareales o submarinos que se forman a cada lado del canal. Estos cuerpos se conocen con el nombre de deltas mareales. El denominado de flujo se debe a la acción de la marea llenante. Cuando ésta abandona el inlet y entra en la laguna se produce una divergencia del flujo y una disminución de la velocidad de la corriente, lo que facilita la deposición de los sedimentos en suspensión que lleva asociados. El delta de reflujos se genera en base a los mismos principios físicos pero por la marea vaciante. La presencia de corrientes determina la morfología final de estos cuerpos (figura 1.7).

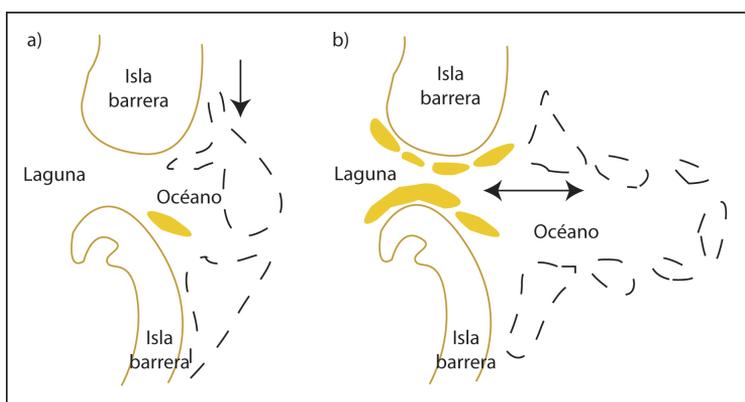
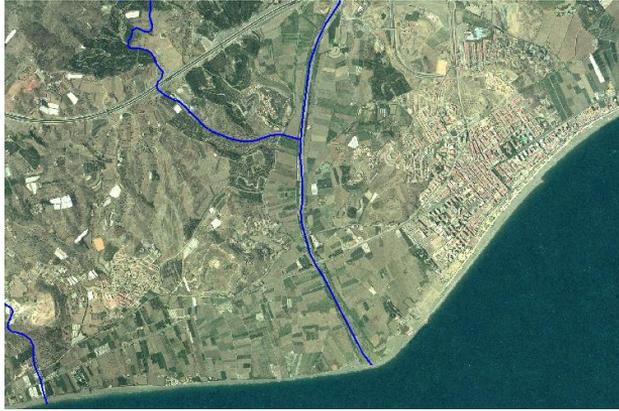


Figura 1.7: Morfología del delta de reflujos en función del agente dominante (Bodge, 2003). a) Predominio de flujos longitudinales. b) Predominio de flujos transversales

Seguindo a Hubbard *et al.* (1979), se puede afirmar que la variabilidad morfológica de los inlets puede ser explicada básicamente como respuesta al oleaje y a las mareas. En función de la relación de estos agentes con la deriva litoral se establecen cuatro tipos de inlets:

- Tipo 1. Inlets dominados por las mareas.
- Tipo 2. Inlets donde predomina la marea, pero con energía del oleaje elevada y corriente longitudinal importante.
- Tipo 3. Inlet dominado por la marea, pero modificado por la acción del oleaje.
- Tipo 4. Inlets dominados por el oleaje, en los que el transporte de sedimentos se produce fundamentalmente hacia tierra.



(a) Río Vélez. Málaga



(b) Rambla de Albuñol y Barranco del Capitán. Granada

Figura 1.8: Lagunas litorales andaluzas que forman deltas (Consejería de Obras Públicas y Transporte, 2003 y 2004)

Las lagunas situadas en Andalucía, y más concretamente los inlets mediterráneos, se corresponden esencialmente con inlets dominados por el oleaje, con ratio anchura/profundidad del canal elevada y deltas de refluo pequeños que se extienden sólo por zonas cercanas a las orillas y desaparecen posteriormente por transporte por oleaje. Sin embargo esta clasificación no incluye la influencia de los ríos, que en este caso es un agente modelador de gran trascendencia. Este factor da lugar a la formación de deltas en sentido estricto siendo observables en varios puntos a lo largo de la cuenca mediterránea (figura 1.8). No suelen estar lobulados, sino que presentan un solo canal y son asimétricos debido a la acción del oleaje. Sin embargo, en el corto y medio plazo, este tipo de formaciones tampoco puede ser denominado delta propiamente dicho, puesto que el oleaje induce el transporte de sedimentos marinos hacia el interior de la laguna (Dalrymple *et al.*, 1992).

En los inlets atlánticos no se observa la formación de estos cuerpos deposicionales. Dado que la deriva litoral es importante en la zona y que la costa tiene carácter mesomareal, los inlets serán de tipo 2.

Ribera continental

La ribera continental, como su nombre indica, está constituida por la franja de tierra que forma el perímetro de la laguna. No es una línea cerrada, sino abierta, limitada en ambos extremos por la barrera o el río. Esta unidad presentará propiedades muy diferentes en función de las características del medio natural en el que se sitúe, y sobre todo, dependiendo de los asentamientos y actuaciones humanas que se hayan producido en áreas colindantes a la laguna.

Dominio submarino

Se denomina dominio submarino al fondo de la laguna litoral. Normalmente está compuesto por estratos arcilloso-limosos de origen fluvial y espesor considerable donde los materiales biogénicos presentan cierto grado de descomposición. Intercaladas aparecen capas de arena de menor espesor, introducidas en la laguna durante las tormentas. Su origen puede ser eólico, procedente de las llanuras mareales o incluso procedente de la redistribución de arena de los washover fans (Reineck, 1980).

1.3.4. Morfometría

La morfometría describe las características físicas y topográficas de un sistema en base a una serie de parámetros. Los básicos para lagunas están relacionados con la bahía y el inlet. Estos son:

- Área en planta de la bahía (A_b)
- Profundidad de la bahía (P)
- Longitud del inlet (L)
- Profundidad del inlet (h)
- Anchura del inlet (b)

A partir de estos parámetros se pueden derivar otros como el área transversal del canal (A_c), perímetro mojado del inlet (Pm) o radio hidráulico (Rh). Dada la alta variabilidad y el dinamismo de las lagunas litorales, estos parámetros en ocasiones no son fáciles de cuantificar. Si no se puede conocer la variación espacial de los mismos, al menos es conveniente contar con su valor medio y máximo, ya que son los que las diferentes formulaciones

requieren normalmente como variables de entrada. Una guía para el cálculo de estos parámetros es ofrecida por Seabergh (2003). Otra opción más rápida y sencilla es llevar a cabo una simplificación de la geometría del sistema, adaptándolo a formas poligonales simples. Para dar una idea aproximada de las dimensiones de las lagunas en Andalucía, se ofrece a continuación la morfometría de las lagunas del río Antas, en el Mar Mediterráneo y de Conil, a orillas del Océano Atlántico (tabla 1.1 y figura 1.9).

Variables	Río Antas	Río Conilete
A_b (m ²)	71076	34214
P (m)	2	1
L (m)	55	186
h (m)	1	0.5
b (m)	38	32

Tabla 1.1: Morfometría. Parámetros estimados para las lagunas de los ríos Antas y Conilete

1.4. Importancia ambiental, económica y social. Gestión

Las lagunas litorales intermitentes, al igual que otros sistemas costeros de transición, desarrollan un papel primordial en el mantenimiento de procesos fundamentales a escala local, regional y global. El comportamiento intrínseco de estos sistemas permite identificar una serie de funciones beneficiosas para el planeta y para el medio ambiente per sé, y por ende, para la sociedad. Se definen las funciones ideales de un sistema, y más concretamente de una laguna litoral, como aquéllas que resultan de su evolución natural, sin la intervención de la mano del hombre. En cada estado evolutivo de un sistema, los procesos que tienen lugar son diferentes y adecuados a las condiciones energéticas medias del ambiente en el que se encuentran. Además, es posible encontrar ciertos usos de las mismas que, basándose en su conservación, pueden favorecer el desarrollo socioeconómico de la región en la que se ubican. Sin embargo, determinados procesos naturales o una gestión inadecuada conllevan la aparición de condiciones insalubres o no beneficiosas, ya sea para los ecosistemas o para la humanidad. Resulta por tanto conveniente realizar una identificación y evaluación de las funciones que desarrolla la laguna litoral de estudio y ver si éstas deben ser mantenidas, o si por contra, es necesario llevar a cabo actuaciones sobre ella, de tal forma que se alcancen los objetivos y metas que la sociedad considera de interés. Todas estas decisiones se enmarcan dentro de un proceso de gestión integral.



(a) Río Antas. Laguna mediterránea



(b) Río Conilete. Laguna atlántica

Figura 1.9: Morfometría de lagunas litorales andaluzas mediterráneas y atlánticas (Consejería de Obras Públicas y Transporte, 2003)

Una de las principales funciones que realizan las lagunas litorales es el constituir una vía de comunicación entre los sistemas oceánico y continental permitiendo el intercambio bidireccional de materia o energía. Esta función puede ser calificada como global, esencial y única. En lo que a sedimentos se refiere, los inlets, y, por ende las lagunas litorales, controlan el aporte y la distribución de los mismos dentro del dominio local y regional en el que se sitúan, actuando como fuente o sumidero de materiales para las playas de su unidad litoral. La deposición y erosión de sedimentos no consolidados contribuye a definir la sedimentología y morfología del sistema. En estos ambientes costeros también tiene lugar la transformación de sustancias no conservativas, a través de su participación en los ciclos biogeoquímicos de la laguna. La llegada de nutrientes desde el continente unido al tiempo de renovación de las aguas hace que la productividad de algunos de estos ecosistemas sea entre 10 y 15 veces superior al de la plataforma continental (Brandó *et al.* 2004). Se originan también, asociados a estos ambientes de alto cambio, condiciones idóneas para la aparición de una flora y fauna particular, que favorece el mantenimiento de la biodiversidad. Las sustancias conservativas sólo se ven afectadas por procesos físicos por lo que no cambia su estructura química independientemente de su tiempo de residencia en el sistema. Sí puede verse modificada su concentración debido a alteraciones positivas o negativas en el balance de agua o a procesos de adsorción, floculación, deposición, etc. Una descripción detallada de las funciones de las zonas de transición relacionadas con la biota puede ser encontrada en (Levin *et al.*, 2001) y específica para lagunas costeras en Danovaro y Pusceddu (2007).

En cuanto a los flujos de energía, la importancia relativa de éstos condicionará la estratificación o mezcla del sistema, la existencia de corrientes internas, el transporte de sustancias, la deposición y resuspensión de sedimentos, etc. Estos flujos de energía pueden proceder del sistema continental, mediante la energía aportada por el caudal del río, del sistema oceánico, por mareas u oleaje y de la atmósfera, por viento. La energía solar juega un papel primordial puesto que genera cambios en la temperatura del agua, y consecuentemente, cambios en su densidad, influencia la velocidad de las reacciones químicas y biológicas y resulta imprescindible en la fijación del carbono a través de la fotosíntesis.

Las lagunas litorales también presentan una dimensión socioeconómica, siendo utilizadas como fuente de recursos y proveedor de servicios. Los usos que se hacen de estos sistemas dependen de la población que los demanda. En los municipios costeros de Andalucía convive la población local, que tiene sus raíces o empleo en esa localidad, y la población visitante, fundamentalmente turistas. Entre estos se pueden distinguir tres grupos: los estacionales

que buscan las playas durante el verano y fines de semana, los jubilados nacionales que lo hacen en temporada baja y los turistas que permanecen todo el año, normalmente europeos que vienen a disfrutar del clima benigno de Andalucía. Los usos comunes que toda la población hace de las lagunas son fundamentalmente los paisajísticos y culturales. Los usos económicos quedan restringidos a la población local (pesca, restauración, actividades de guía, desagüe natural, extracción de materiales, etc.) mientras que los usos educativos y los servicios portuarios, si estos existiesen, suelen ser utilizados por turistas estacionales. Los usos recreativos son empleados comúnmente por los todos los turistas, siendo el avistamiento de pájaros una actividad normalmente realizada por turistas foráneos. La dimensión socioeconómica de estos espacios naturales está muy estrechamente relacionada con la dimensión natural y viceversa, tal y como se muestra en la figura 1.10.

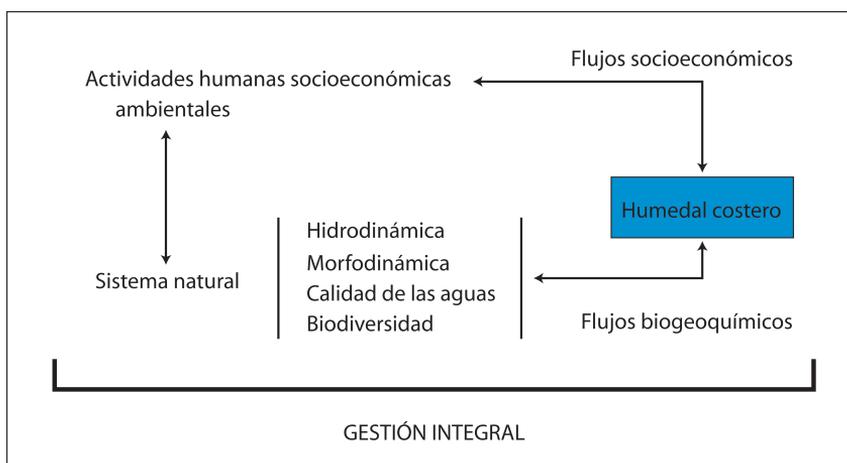


Figura 1.10: Gestión integral de una laguna litoral. Flujos de información

Además de los usos y servicios intrínsecos de la laguna en sí, ésta, por su ubicación en la franja litoral, ofrece oportunidades y soporta amenazas adicionales a aquellas que se sitúan en el interior. Los espacios litorales se han convertido en el último medio siglo zonas muy atractivas tanto para la población como para la ubicación de actividades económicas. El clima y los beneficios tanto físicos como psicológicos que ofrece el mar, además de su oferta de ocio, han ejercido un efecto llamada en la población. En cuanto a la actividad industrial y a la agricultura, la situación cercana a un puerto es una ventaja competitiva adicional. La principal amenaza para los sistemas costeros proviene del crecimiento de densidad poblacional en periodos cortos de tiempo y de las actividades económicas asociadas a ofrecer servicios a esa población. Actividades actuales como la edificación asociada

al turismo, el empleo del agua para usos consuntivos, uso de las lagunas para el vertido de aguas residuales y residuos sólidos, etc., y actividades pasadas, como pueda ser la desecación, han provocado una merma en la calidad de las funciones naturales o incluso la desaparición de las mismas. Los motivos que se esgrimen para ello son la inexistencia de conocimiento sobre la importancia de estas funciones, la no difusión del mismo en caso de existir, o la preferencia de sociedad en general, y gestores y políticos en particular, por usos del territorio con mayor interés económico. Hoy en día la concienciación sobre la importancia de estos sistemas litorales y el papel que desarrollan en el mantenimiento de la buena salud del ambiente es mayor que en el pasado, por lo que las autoridades a los distintos niveles administrativos están tratando de dar protección a estos sistemas y de lanzar procesos de regeneración de los mismos. Los agentes sociales y las autoridades competentes en un proceso participativo son las que, para cada contexto espacio-temporal y legal, deben establecer las funciones más relevantes para cada sistema. Sin embargo, debido a las cualidades de globalidad, esencialidad y unicidad de algunas de las funciones, deberían existir unos mínimos no negociables, funciones intocables, que todo sistema debería seguir cumpliendo, independientemente del uso que la sociedad haga o quiera hacer del mismo. Entre estas funciones se encuentra, como mínimo, el intercambio y la transformación de los flujos de masa y energía.

Las lagunas litorales son ambientes muy dinámicos, capaces de cumplir las funciones identificadas bajo un amplio rango de condiciones ambientales y socioeconómicas. Cuando el sistema realiza todas las funciones identificadas se dice que está en modo de normal funcionamiento. En caso contrario se considera que está en modo de fallo, modo que tendrá un riesgo intrínseco, en función de su probabilidad de ocurrencia y de la importancia de sus consecuencias. El límite entre ambos modos se establece normalmente en forma de umbrales que pueden ser de ámbito legal, social, científico, etc. En base a estos criterios también se puede establecer el grado de afección del ecosistema y valorar la irreversibilidad de los cambios. Si éstos son reversibles, es conveniente que se produzca una respuesta por parte de los gestores para devolver al sistema a su normal funcionamiento. Si los daños son irreversibles, se deberá estudiar el nuevo sistema, sus potencialidades, y sentar unos nuevos objetivos de gestión. La escala a la que se pretende gestionar un sistema determina los agentes y respuestas a tener en cuenta. Conviene resaltar que, fijado el horizonte de gestión, las escalas que son menores o iguales que dicho periodo se consideran dinámicas, mientras que si el periodo es mayor el agente/respuesta se considera estacionario con respecto a esa escala. Cuando se gestiona un sistema es necesario considerar todas las escalas dinámicas. Un inlet puede estar en equilibrio dinámico en el largo plazo, no requiriendo intervención humana, pero, si éste sirve como

entrada a un puerto puede necesitar ser dragado con cierta regularidad para compensar los efectos de los ciclos de variabilidad a menor escala.

Cualquier actuación humana que se realice sobre un sistema será un agente para el mismo, ocasionando una respuesta y una desviación, positiva o negativa, en el desempeño de sus funciones. De forma teórica, es de esperar que un mismo sistema, en un estado concreto y ante una misma actuación, reaccione siempre de forma similar. Sin embargo, la situación inicial del sistema, el contexto en el que éste se encuentra y los agentes naturales que actuarán sobre el mismo pueden variar, por lo que se deben establecer medidas de gestión específicas para cada una de las lagunas y no medidas generales para un conjunto de ellas.

A la vista de todo lo anterior, se puede concluir que la intervención humana es necesaria en tres casos concretos:

- Sacar al sistema de un modo de fallo.
- Impedir que el sistema entre en modo de fallo.
- Mejorar el desempeño global del sistema.

Para garantizar la gestión adecuada de un sistema es imprescindible conocer:

- el comportamiento teórico del sistema.
- el comportamiento real del sistema. Diagnósis.
- el comportamiento más probable del sistema ante determinadas condiciones. Pronósis.

Para realizar predicciones sobre el comportamiento de las lagunas litorales es necesario contar con herramientas que permitan simular la evolución del mismo bajo distintas condiciones forzadoras. Los modelos matemáticos son una de ellas y la elegida también en esta tesis. Se ofrece a continuación una revisión del estado del arte en lo que a esta herramienta se refiere y su uso actual en la gestión de lagunas litorales.

1.5. Gestión actual de lagunas litorales

1.5.1. Estado del arte

En los últimos años el rápido avance del conocimiento informático ha llevado aparejado un notable incremento en el desarrollo y aplicación de modelos matemáticos que tratan de clarificar el comportamiento del medio natural, incluido el medio litoral. Así, existen modelos específicamente desarrollados para el modelado de la hidrodinámica y biogeoquímica de las lagunas costeras o modelos generales para aguas someras, que han sido aplicados con éxito a lagunas litorales. Cada vez el poder de computación es mayor, lo que permite la adopción de menores hipótesis simplificadoras y la simulación de procesos más complejos. Entre los modelos más destacados se encuentran los modelos COHERENS (Luyten *et al.* 1999), MOHID (Miranda *et al.*, 2000), TRIM (Chen *et al.*, 1993), modelo de Balas y Ozham (2002), SHYFEM (Umgiesser y Zampato, 2001), SWIFT2D (Swain, 2005), modelo de Le Dissez *et al.* (2005) y ASMITA (Kragtwijk *et al.* (2004)). También se han desarrollado una serie de modelos unidimensionales sobre el comportamiento hidrodinámico de los inlets o modelos más complejos que incluyen módulos específicos para ello. Estos son los modelos ACES, DYNLET1, CLHYD, recogidos por Seabergh (2003).

El hecho de que la Unión Europea haya financiado recientemente proyectos internacionales como el Proyecto DITTY (*Development of an information technology tool for the management of Southern European lagoons under the influence of river-basin runoff*, web www.dittyproject.org) da una idea de la importancia y actualidad de este tema, que aún no ha sido cerrado ni resuelto de forma consensuada.

Sin lugar a dudas, todos los modelos mencionados son altamente sofisticados, requiriendo un entrenamiento específico para su correcta utilización. Esto es un handicap que dificulta su introducción en el proceso de toma de decisiones. Cuanto mayor es el grado de complejidad de un modelo, más tiempo es necesario para su puesta a punto y para obtención y el análisis de los resultados, lo que en situaciones de emergencia no resulta una ventaja. Además, los diferentes modelos han sido calibrados para lagunas específicas bajo condiciones concretas, lo que imposibilita su rápida aplicación a cualquier otro tramo de costa y más aún a pequeñas lagunas de tipo intermitente como las existentes en Andalucía. En cuanto a la intermitencia, Kraus *et al.* (2002) indican que a pesar de la importancia potencial tanto socioeconómica como ambiental que la apertura o cierre de brechas puede tener, la información sobre este proceso es muy escasa, y se reduce a una serie de casos de estudios cualitativos. Basco y Shin (1999) realizaron un trabajo pionero al desarrollar un modelo en una dimensión

para la rotura incipiente de la barrera. Ranashinge *et al.* (1999) hacen una descripción cualitativa de los distintos mecanismos de cierre de las lagunas intermitentes, sin ofrecer una formulación matemática para ellos.

1.5.2. Aplicación del estado del arte a la gestión

Son muy numerosos los artículos y documentos revisados en los que los modelos matemáticos se emplean para tan sólo para realizar una diagnosis del sistema, intentando explicar observaciones de campo previamente obtenidas. En algunos de ellos incluso se hace mención a la posibilidad de utilizarlos como herramientas eficaces en los procesos de gestión. Sin embargo, no son muchos los artículos que realmente hablan de gestión en base a los resultados obtenidos de modelos matemáticos. Esto podría deberse a que no se realiza gestión sobre estos sistemas o sus cuencas, o que el manejo es parcial y sin tener en consideración el pronóstico dado por los modelos basados en: 1) el análisis de hechos pasados (de Pippo *et al.* 2004), 2) técnicas de teledetección, fotografía aérea y sistemas de información geográfica (Ruiz-Luna y Berlanga-Robles 1999, Kalivas *et al.* 2003, Lin 1996), 3) el reconocimiento en campo de las variables de interés y/o en la observación de índices (Fano *et al.* 2003, Ranashinge *et al.* 2002, Ortega *et al.* 2004, Viaroli y Christian 2004, Mouillot *et al.* 2005). Esto pondría de manifiesto deficiencias importantes en el proceso de toma de decisiones y una separación importante entre el mundo científico y el mundo administrativo. Otra posibilidad es que no exista difusión de la combinación modelo matemático-gestión o que los canales de difusión no sean los consultados. Evidentemente existen excepciones notables, siendo ejemplos de integración de todas las posibles herramientas de gestión, incluido el modelado matemático, el lagoon de Venecia (Italia), la ría Formosa (Portugal) o la costa holandesa. En este caso, y dada la complejidad de los problemas que en estas localizaciones se presentan y sus repercusiones sociales y económicas, el modelado matemático se emplea tanto para evaluar acciones concretas como para sentar estrategias de gestión.

1.6. Justificación

Los humedales, y dentro de ellos las lagunas litorales, son uno de los principales elementos del paisaje a los que las autoridades competentes tienden a dar un más alto grado de protección hoy en día debido al papel ecológico que desarrollan y a la fragilidad que presentan. Sin embargo, esto no siempre ha sido así. Durante la primera mitad del siglo XX se consideraba que las lagunas eran zonas insalubres y tierras potencialmente

cultivables, lo que produjo una merma muy importante de su superficie por desecación. A partir de los años 70 los humedales empiezan a adquirir cierto valor ambiental fundamentalmente por ser hábitat de las aves acuáticas. El conocimiento que se ha ido adquiriendo acerca de estos sistemas en los últimos años ha propiciado que se tienda hacia su conservación y a realizar una gestión integrada de los mismos. Esta nueva forma de gestión ha trascendido hasta niveles legislativos, siendo recogido por Directiva 2000/60/CEE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, más conocida como Directiva Marco de Aguas, que plantea que la conservación y gestión de los ecosistemas acuáticos como una entidad funcional, y no como la suma de sus componentes. La Junta de Andalucía, siguiendo esta filosofía, ha plasmado a través del Plan Andaluz de Humedales (2004) su preocupación por la gestión sostenible de este tipo de sistemas. La finalidad del citado plan no es otra que conservar la integridad ecológica de los humedales andaluces, fomentando su uso racional para mantener, ahora y en el futuro, sus funciones ecológicas, socioeconómicas e histórico-culturales.

No está bien documentada la evolución que la superficie de lagunas litorales ha experimentado en Andalucía durante el siglo pasado ya que la información contenida en los distintos inventarios y recopilatorios de humedales costeros realizados en ese periodo (Pardo, 1948, Dirección General de Obras Hidráulicas, 1991, Casado y Montes, 1995, Consejería de Medio Ambiente, 2005, Moreno, 2005) no es similar ni suficiente. El análisis mediante fotografía aérea tampoco permite realizar con detalle esta comparación, ya que las imágenes pertenecen a instantes temporales muy concretos y distintos entre sí. Las fluctuaciones espacio/temporales a las que estos sistemas están sometidos no facilitan tampoco esta labor. De forma general se puede concluir que las lagunas litorales han ido perdiendo terreno frente a otros usos del suelo, ya que algunas de las lagunas recogidas por Pardo no aparecen en los inventarios realizados más recientemente, como puedan ser en Huelva la Laguna de las Barreras, Laguna del Chaparral, Lagunas de la Bota, Laguna de los Puntales, Laguna de los Montes, Laguna Seca, Lagunas del Valle Muerto, o, en Málaga, la Laguna de Torre del Mar. La referenciación geográfica ofrecida por Pardo es relativa, por lo que puede ser que estas lagunas hayan cambiado de nombre o no se encuentren representadas en las fuentes de datos consultadas en la realización de los distintos inventarios. En casos muy concretos, también se está produciendo en el litoral mediterráneo español una paulatina continentalización de lagunas litorales, que si bien no conduce a la pérdida de superficie, sí que afecta a la composición de las aguas y a las funciones que estos sistemas desempeñan. Un caso de recuperación de una laguna de agua dulce en una zona costera lo encontramos en Cádiz en la laguna de La Gallega (Herrera *et al.*, 2005).

Cabe concluir por tanto que el marco legislativo que se ha venido desarrollando no ha evitado que hoy en día se sigan generando conflictos entre intereses conservacionistas, económicos y sociales. Estos conflictos pueden llevar a una pérdida de calidad ambiental en las lagunas e incluso a su completa desaparición. En muchas ocasiones, resultan muy difíciles de resolver ya que los agentes sociales implicados son numerosos. Debido a que la cuantificación económica de los valores ambientales y sociales aún no está estandarizada, no es posible situar la valoración de estos intereses en una misma escala. La autoridad ambiental, así como la autoridad competente por razón de materia, a la hora de tomar decisiones sobre el futuro de estos sistemas no tienen establecidos criterios que le permitan discernir qué intereses de todos los confluente deben pesar más, de tal forma que se pueda conseguir una gestión eficaz del sistema. Sin duda, el conocimiento de cuál sería la respuesta más probable del sistema ante determinadas condiciones forzadoras tanto de tipo climático-atmosférico como de índole humana y saber qué condiciones forzadoras ocasionarían qué modos de fallo haría más fácil la toma de decisiones. Se detecta también la no existencia de una herramienta amigable, específicamente diseñada para diagnosticar y predecir el comportamiento de lagunas litorales intermitentes que sirva como instrumento de apoyo en la gestión.

1.7. Objetivos

El objetivo general de esta tesis es la elaboración de una herramienta que ayude a establecer estrategias de gestión integral para las lagunas litorales intermitentes situadas en Andalucía en el corto y medio plazo en base a la frecuencia de aparición de los distintos modos de fallo y del riesgo asociado a cada uno de ellos. Esto facilitará la toma de decisiones por parte del organismo competente y garantizará una gestión adecuada en base al riesgo y en función de los objetivos ambientales y sociales que se establezcan, pero siempre conservando las funciones únicas, esenciales y globales que estos sistemas desempeñan.

El desarrollo de la citada herramienta se concreta en un modelo matemático unidimensional, que permita reproducir y simular el comportamiento hidrodinámico de lagunas litorales intermitentes bajo condiciones climático-atmosféricas medias y extremas, interviniendo como pieza clave en la metodología de gestión.

Los objetivos específicos que se persiguen son:

- Reconocer y dar a conocer la diversidad de humedales costeros existentes en Andalucía y más concretamente las lagunas litorales resaltando sus principales características y funciones más relevantes (Capítulo 1).
- Describir los agentes que influyen en el comportamiento de estos sistemas y las respuestas de estos ante aquellos (Capítulo 2).
- Elaborar un modelo numérico sencillo capaz de reproducir el comportamiento intermitente de las lagunas litorales de Andalucía, de forma que pueda ser empleado como herramienta útil en la gestión de las mismas (Capítulo 3).
- Diagnosticar y pronosticar la magnitud y evolución real de la variabilidad de estos sistemas así como la influencia de las partes en el comportamiento global de los mismos. Aplicación a la laguna litoral de Zahara de los Atunes (Capítulo 4).

1.8. Escalas

Para conseguir que la gestión de un ecosistema sea efectiva es necesario, además de fijar objetivos globales y específicos alcanzables y cuantificables, definir adecuadamente la escala temporal y espacial a la que ocurren los procesos que se pretenden gestionar. La funcionalidad ambiental del sistema fijada en base a su estado evolutivo puede abarcar varios siglos, mientras que los ciclos económicos globales tienen en la actualidad una duración aproximada de 40 años. Esto determina el horizonte de su funcionalidad social y, por tanto, la escala temporal mayor a la que se deben gestionar estos sistemas. Esto se sitúa en lo que se ha venido a denominar medio plazo.

Dado que la dinámica atmosférica es, de forma general, el principal agente inductor de acciones en los ecosistemas andaluces, es necesario conocer sus variaciones, para poder definir adecuadamente las escalas temporales de interés. En Andalucía esta dinámica se corresponde con una sucesión de bajas y altas presiones, siendo estas últimas más frecuentes y prolongadas que aquéllas. Las bajas presiones llevan aparejadas un incremento de magnitud de los agentes que actúan sobre los ecosistemas. Esto genera una respuesta por parte de las lagunas mediante cambios en sus variables de estado. Por contra, en épocas de altas presiones imperan condiciones meteorológicas de estabilidad, con respuestas amortiguadas y de escala temporal más dilatada. Las bajas presiones son catalogadas como

eventos, por su capacidad para producir cambios en los sistemas, mientras que las altas presiones se denominan calmas.

Teniendo en cuenta todo lo anterior se llega a la conclusión de que las escalas temporales más relevantes para las lagunas litorales intermitentes situadas en Andalucía son las relacionadas con la duración de un evento, es decir, días, y con la sucesión de éstos y sus correspondientes periodos de calma, lo que equivale a periodos de varios años. Para la primera de las escalas temporales se considera el evento como un suceso independiente, mientras que para la segunda lo será el año meteorológico.

En cuanto a la escala espacial, también es conveniente considerar al menos dos de ellas. La de mayores dimensiones incluiría la cuenca hidrográfica vertiente a la laguna, la laguna y la célula de circulación oceánica en la que se enmarca. La escala más pequeña debe recoger en detalle el sistema objeto de gestión, es decir, la laguna en sí, la región adyacente de costa, incluido el inlet y la desembocadura del río en la laguna, si es que éste existe.

1.9. Summary

Coastal lagoons are transitional water bodies located on coastal areas isolated from the sea by a barrier but joined to it through an inlet. The conjunction of an important number of agents in these areas stimulates the generation of gradients and high productivity. This fact lets coastal lagoons interchange mass, momentum and energy between the ocean, the land and the atmosphere. This task has a great importance for the maintenance of environmental processes with interest at the local scale and the global scale, being defined as essential and unique.

A preliminary analysis of Andalusian coastal lagoons shows that all of them have the same characteristics: intermittence, one dimensional morphology, small dimensions, shallowness, high area/depth ratio and no appearance of flood or ebb-deltas. Local topography, maritime climate and meteorological weather seem to be the main responsible factors contributing to these facts. According to these factors, two main regions can be distinguished in the Andalusian coast: 1) the Mediterranean region has abrupt slopes and short rivers fed by rain and melting snow; 2) the Atlantic one is flatter with longer rivers. Regarding the astronomical tide, the Mediterranean coast is semi-diurnal micro-tidal while the Atlantic coast is also semi-diurnal but meso-tidal. Wave climate in the Atlantic coast is more severe than in the Mediterranean one. Therefore, Andalusian coastal

systems are influenced by different conditions depending on their locations. Marshes and estuaries are common in the Atlantic coast whereas deltas frequently appear in the Mediterranean coast. As an intermediate feature, coastal lagoons are present in both coastal regions.

The origin of Andalusian coastal lagoons can be eustatic, marine, fluvial, mixed between the two latter, and artificial. These ecosystems are ephemeral from a geological point of view: they are filled by continental deposits if the sea-level falls or they are flooded if the sea-level rises. However, in more detailed time scales, inlets can be in equilibrium if the accretion/erosion rate is in equilibrium with the sea-level rise/fall rate. In Andalusia, most of the inlets are not in equilibrium being the accretion rate greater than the erosion rate almost all of the year. Inlets are opened mainly during severe events due to high discharges or high water levels at sea. The closure is normally due to wind transport of sediment or marine dynamics.

Coastal lagoons are beneficial for the human society. They usually make outstanding contributions to the socio-economic environment of their surroundings. They provide some services to the population: flood control, shoreline stabilization, fishing, shelter for navigation, educational and recreational purposes, etc. If all these functions are being accomplished, the system is said to have regular behavior; if not, the system moves into a failure mode. This mode entails some environmental or socio-economic risks, which depend on the probability of failure and their consequences. The limit between these two modes is usually a legal, social or scientific threshold. Failures can be induced not only by natural processes but also by human activities. Thus, with regard to the tasks of a system, management should only be considered to achieve better performance of the system, to avoid failures, to minimize risks or to take the system out of a failure mode. The high amount of interests converging in coastal lagoons makes their management fairly complex. The analysis of the theoretical behavior of these systems and the development of some tools to simulate the response of the system to different agents is one of the necessary requirements for integrated coastal management purposes.

Coastal lagoons and other coastal wetland have been suffering from deterioration in Spain since they were considered unhealthy and suitable for agriculture after desiccation. Actually, authorities are giving importance to wetlands due to their ecological functions and not only for being birds habitats. In the latest years, some models have been specifically developed for coastal lagoons or shallow water models have been successfully applied to them. Some examples can be found in section 1.5.1. However, most of these models are highly sophisticated and time-consuming until they come

into service and provide results. Therefore, a simple tool to easily join science and management would be desirable to get a preliminary idea of the targeted system when rapidity is more necessary than accuracy. Thus, the main goal of this thesis is to develop a one dimensional numerical model to simulate the response of coastal lagoons for operational and extreme working conditions.

Capítulo 2

Funcionamiento de lagunas litorales intermitentes

2.1. Objetivos del capítulo

El objetivo principal de este capítulo es la descripción cualitativa del funcionamiento global de las lagunas costeras intermitentes. Para ello se identifican los agentes que condicionan la evolución del sistema a distintas escalas espaciales y temporales, y, en función de su importancia relativa y del estado inicial del sistema, se estiman las posibles respuestas morfodinámicas y biogeoquímicas en la laguna.

2.2. Intermitencia. Estado inicial

El carácter intermitente de las lagunas litorales en Andalucía determina que los estados abierto y cerrado sean considerados básicos o fundamentales, constituyendo los posibles estados iniciales del sistema. El cambio de un estado fundamental a otro se produce con la necesaria intervención de agentes forzadores externos. Si los agentes no tienen la suficiente entidad para generar una transición rápida de un estado fundamental a otro, el avance entre estados fundamentales será discontinuo. Esto podría suponer que el sistema tuviese tiempo suficiente para sobreponerse y contrarrestar las fuerzas externas originando la vuelta del sistema a su estado de equilibrio primigenio.

2.3. Agentes forzadores

Los agentes forzadores, naturales o humanos, que actúan sobre cualquier sistema litoral son muy numerosos, máxime si se consideran varias escalas de estudio. Esta tesis presta especial atención a aquellos que actúan sobre

el agua, ya que ésta, además de modelar el territorio, es el vehículo de transporte de sedimentos, sustancias y organismos en las lagunas litorales. En particular se considerarán los agentes de origen natural con relevancia en el proceso de apertura o cierre de la barrera o aquéllos que originan cambios importantes en la superficie libre de agua. Se hace referencia también a los agentes implicados en los equilibrios sedimentario y biogeoquímico, lo que completa la visión integral del sistema.

2.3.1. Escala de evento

A escala temporal de evento los agentes forzadores implicados en la generación de gradientes en las lagunas litorales se clasifican en función de su procedencia (tabla 2.1).

Agentes	Hidrodinámica	Tpe sedimentos	Biogeoquímica
Agente solar			
Radiación solar			X
Agente climático atmosférico			
Dinámica atmosférica	X		
Viento	X	X	X
Precipitación	X		X
Evaporación	X		X
Agente climático marítimo			
Marea astronómica	X	X	X
Marea meteorológica	X	X	X
Oleaje	X	X	X
Corrientes	X	X	X
Agente fluvial			
Río	X	X	X

Tabla 2.1: Agentes naturales generadores de gradientes en las lagunas litorales

La dinámica atmosférica como tal no interviene directamente en la mayoría de los procesos que se observan en las lagunas. Su importancia proviene básicamente de su papel como motor, poniendo en funcionamiento y condicionando el comportamiento del resto de agentes atmosféricos, marítimos y fluviales. Todos aquellos agentes generadores o compensadores de gradientes hidráulicos que tengan capacidad para erosionar, transportar o depositar sustancias serán también agentes causantes de gradientes en el balance sedimentario y biogeoquímico. En este último balance, además del transporte advectivo y difusivo de sustancias y seres vivos, intervienen las interacciones internas que se producen entre ellos, dando lugar a fuentes y sumideros. Estos procesos están regulados básicamente por la

disponibilidad de nutrientes, luz solar, oxígeno y temperatura. Por tanto, se han considerado también como agentes biogeoquímicos aquellos que controlan alguno de estos factores, si bien también es cierto que se han despreciado otros por ser el orden su magnitud mucho menor que la del resto.

Excepto la marea astronómica, de carácter determinista, el resto de agentes presentan naturaleza aleatoria, lo que requiere un acercamiento probabilístico a los mismos. Los registros históricos de duración e intensidad de cada uno de los agentes pueden ser ajustados a una distribución de probabilidad. Este análisis también permite definir el régimen medio y extremal de cada área de estudio. Este último régimen, cuando se presenta de forma simultánea para un mínimo de agentes, indica la presencia de un evento y suele estar asociado a las bajas presiones atmosféricas. Para facilitar el análisis de las variables de estado durante periodos de tiempo amplios se definen una serie de variables representativas del evento que permita evaluar la magnitud relativa de los mismos de forma rápida y sencilla.

Un evento se caracteriza por la evolución en el tiempo de sus variables de estado, y supone una transformación rápida de las condiciones de trabajo del sistema. Durante las épocas de calma el sistema buscará un nuevo equilibrio, del que será desplazado con la llegada de un nuevo evento. Los agentes que mayor influencia tienen sobre el sistema en las calmas se detallan en el apartado 2.3.2, mientras que a continuación se exponen los agentes que pueden intervenir en un evento, incluyendo las variables instantáneas, básicas y de estado más relevantes para cada uno de ellos. La definición de estas variables, así como una descripción más detallada de distintos conceptos expuestos hasta ahora se puede encontrar en el Anexo A.

2.3.1.1. Dinámica atmosférica

La desigual distribución de radiación solar sobre la superficie terrestre genera un calentamiento heterogéneo de la atmósfera y una sucesión de bajas y altas presiones con alternancia característica para cada latitud. En Andalucía se observan borrascas procedentes de 6 sectores diferentes, cada una con sus propias particularidades. Las variables que determinan la magnitud de sus efectos se presentan en la tabla 2.2.

2.3.1.2. Viento

El viento es el movimiento de aire que se produce para compensar gradientes de densidad (temperatura o presión) existentes entre distintos puntos de la atmósfera. Su velocidad, dirección, recorrido y duración dependerán de la intensidad de estos gradientes y de factores locales como la orografía. Los vientos globales son los que se producen como consecuencia

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Gradiente de presiones Radio Vorticidad Trayectoria	Gradiente de presiones medio Radio medio Vorticidad media Trayectoria media

Tabla 2.2: Dinámica atmosférica. Variables instantáneas y de estado

del desplazamiento de aire de zonas de alta presión a zonas de baja presión. Los vientos locales, como puedan ser las brisas marinas, se producen por las diferencias de temperatura en las masas de aire más cercanas al océano o continente, influenciadas por la inercia térmica de éstos. Las variables instantáneas y de estado identificadas se muestran en la tabla 2.3.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Velocidad Dirección	Velocidad media Dirección media

Tabla 2.3: Viento. Variables instantáneas y de estado

2.3.1.3. Precipitación

Los episodios de precipitación suelen estar asociados en latitudes medias al paso de borrascas, aunque dependiendo de la zona, también se pueden producir lluvias orográficas o convectivas. Dadas las dimensiones de las lagunas, la precipitación directa que se produce sobre ellas no suele tener mucha importancia como agente desencadenante de cambios, salvo en épocas de sequía. La lluvia caída en toda la cuenca hidrográfica y canalizada a través de un curso fluvial sí puede tener efectos importantes para la evolución del sistema. La tabla 2.4 muestra las variables relacionadas con este agente.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Volumen	Volumen acumulado

Tabla 2.4: Precipitación. Variables instantáneas y de estado

2.3.1.4. Marea astronómica

Se define la marea astronómica como el conjunto de movimientos regulares de la superficie del mar que están directamente relacionados en

amplitud y fase con alguna fuerza geofísica. Este movimiento de ascenso y descenso del nivel del mar se produce fundamentalmente por los efectos gravitacionales y centrífugos originados por el giro de la Luna alrededor de la Tierra y de ésta alrededor del Sol (Castillo, 2004). Estas fuerzas resultan ser periódicas y se conocen con bastante exactitud. Sin embargo, la onda de marea astronómica, al acercarse a la costa, se ve afectada por las condiciones de contorno impuestas por ésta, por lo que la geometría de la costa y el movimiento de rotación de la Tierra influirán en la forma final de la marea.

La rotación del sistema Tierra-Luna alrededor de su baricentro provoca que, en latitudes medias, la marea sea semidiurna. El Sol también ejerce cierta influencia sobre la masa de agua oceánica, y la cercanía o lejanía de la Tierra a este astro también produce desigualdades en los rangos de marea de un punto concreto. Además la carrera de marea variará debido a las interacciones entre Sol y Luna, dando lugar a mareas vivas, cuando el Sol y la Luna están alineados, y a mareas muertas, cuando éstos se encuentran perpendicularmente dispuestos. En los equinoccios (21 de Septiembre y 21 de Marzo) la marea alcanzará las cotas más altas de la marea viva, mientras que en los solsticios (21 de Junio y 21 de Diciembre) se producen las mareas vivas más bajas. Existen por tanto variaciones del rango de mareas de carácter diario, mensual y anual.

La suma de las distintas componentes de marea, cada una de diferente amplitud y fase, dará lugar a la marea final observada, que tendrá su propio periodo. Este agente puede ser descrito por las variables básicas expuestas en la tabla 2.5.

Variables instantáneas	Variables de estado	Parámetros
Nivel superficie libre	Nivel medio superficie libre	Amplitud Frecuencia angular

Tabla 2.5: Marea astronómica. Variables instantáneas, de estado y parámetros

2.3.1.5. Marea meteorológica

Se define la marea meteorológica como la respuesta del nivel del mar a las diferencias de presión existentes en la atmósfera y a las tensiones tangenciales inducidas por el viento. Las bajas presiones atmosféricas provocan un levantamiento de la superficie libre del océano, mientras que las altas presiones causan el efecto contrario. Este fenómeno es conocido como marea meteorológica de presión. La importancia relativa de estas anomalías de presión y sus efectos en la cota de inundación dependen de la latitud, de

la época del año y de la batimetría local. De forma general, está establecido que por cada milibar que desciende la presión atmosférica el nivel del mar sube un 1 cm. Asociados a estas perturbaciones existen campos de vientos que producen el arrastre de la lámina de agua creando una acumulación de agua en la dirección en la que soplan. Así, si el viento se dirige hacia el litoral el agua oceánica será acumulada en las zonas de costa, provocando un ascenso transitorio del nivel del mar. Esta contribución es denominada marea meteorológica de viento. La marea meteorológica queda caracterizada por las variables especificadas en la tabla 2.6.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Variación de la superficie libre	Variación media de la superficie libre

Tabla 2.6: Marea meteorológica. Variables instantáneas y de estado

2.3.1.6. Corrientes

Las corrientes son movimientos de las masas de agua que buscan equilibrar gradientes de salinidad, temperatura o presión. También se generan corrientes debido al acercamiento oblicuo del oleaje a la costa, por distinta elevación del nivel del mar debido a las mareas, etc. Sus variables más destacadas se muestran en la tabla 2.7.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Velocidad	Velocidad media
Dirección	Dirección media

Tabla 2.7: Corrientes. Variables instantáneas y de estado

2.3.1.7. Oleaje

El oleaje es una alteración en la superficie del mar por la actuación continuada del viento sobre un área marítima (*fetch*). Cuando este oleaje, que se origina en zonas alejadas de la costa, se desplaza hacia ella, sufre una serie de procesos (asomeramiento, refracción, reflexión, etc.) que producen variaciones importantes en sus características básicas como son altura de la ola, dirección, etc.

Se denomina run-up a la totalidad de los procesos que provocan una sobreelevación del nivel del mar en la costa debido al oleaje. Dentro del run-up se incluye el set-up que es el aumento del nivel medio del mar provocado por la variación del flujo de cantidad de movimiento al producirse la rotura, el swash, que es el ascenso y descenso instantáneo de las olas sobre

la playa (periodo entre 1 y 30 s) y el surf-beat, asociado a la onda larga que se libera cuando rompen las olas de un grupo (periodo de aproximadamente 100 s). La tabla 2.8 contiene las variables instantáneas, básicas y de estado para el oleaje.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES BÁSICAS	VARIABLES DE ESTADO
Variación sup libre	Altura de ola Periodo Dirección Variación media en el periodo Tipo de rotura Run-up	Altura significativa Periodo de pico Dirección media Variación media en el estado Tipo de rotura. Moda Run-up máximo

Tabla 2.8: Oleaje. Variables instantáneas, básicas y de estado

2.3.1.8. Agente fluvial

Este agente puede no estar presente en las lagunas litorales sin que por ello estos sistemas pierdan sus características esenciales. Los cursos fluviales son corrientes naturales de agua que circulan por la superficie de máxima pendiente de una cuenca, desembocando en una laguna o directamente en el mar. En Andalucía, el caudal de los ríos y arroyos relacionados con las lagunas litorales está determinado por procesos de precipitación y deshielo, dado que la mayoría de ellos no se encuentran regulados. Sus variables se enumeran en la tabla 2.9.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Caudal	Caudal medio

Tabla 2.9: Agente fluvial. Variables instantáneas y de estado

2.3.2. Escala anual

El año meteorológico se analiza como la sucesión de eventos y calmas que tienen lugar en el transcurso de dicho año. El hecho de que la órbita de la Tierra alrededor del Sol sea un elipsoide provoca una distribución irregular de la energía que alcanza la Tierra a lo largo del año, lo que genera la aparición de las estaciones. Ello provoca cambios en la intensidad y duración de las manifestaciones de los agentes y por tanto, en los eventos y respuestas del sistema. Ejemplo de ello son las variaciones estacionales del oleaje que originan el perfil de verano e invierno en playas. Esto es coherente

con el hecho de que los eventos en Andalucía se desarrollen preferentemente en otoño, invierno y primavera, mientras que las calmas son más frecuentes en verano.

Las variables que caracterizan la escala anual son número de eventos, número de calmas y evolución en el tiempo de sus variables de estado. En la sección anterior se exponen los agentes forzadores que actúan durante los eventos. Se mencionan ahora aquellos que son preponderantes en las calmas.

2.3.2.1. Radiación solar

La radiación solar es una variable clave para los procesos ecológicos en los ecosistemas. La energía que llega a la parte externa de la atmósfera varía en el año con la distancia al sol y la altura solar. La atmósfera atenúa la cantidad de energía solar que llega a la superficie del océano por absorción, difusión, reflexión y transmisión. La mayoría de las ondas que consiguen atravesar la atmósfera pertenecen al ultravioleta, visible e infrarrojo y sufren en el agua los mismos procesos que en la atmósfera. La radiación puede ser absorbida por el agua, aumentando su temperatura o bien por las partículas y organismos, siendo esencial para aquellos seres autótrofos que realizan la fotosíntesis. Las variables que caracterizan a la radiación solar se presentan en la tabla 2.10.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Flujo específico de energía en la superficie del agua	Flujo específico medio

Tabla 2.10: Radiación. Variables instantáneas y de estado

2.3.2.2. Evaporación

La evaporación es el proceso endotérmico por el que el agua líquida se transforma en vapor de agua. La radiación solar es capaz de aportar la energía que requiere este proceso, presentando un periodo diario. Andalucía disfruta de cerca de 3000 horas de sol al año, lo que conlleva que la evaporación sea un agente a considerar, sobre todo en verano y periodos prolongados de sequía. Otros factores que influyen en el volumen de agua evaporado son la presencia de viento y la humedad relativa en el ambiente. En la tabla 2.11 aparecen las variables relacionadas con este agente.

VARIABLES INSTANTÁNEAS	VARIABLES DE ESTADO
Volumen	Volumen acumulado

Tabla 2.11: Evaporación. Variables instantáneas y de estado

2.3.3. Escala hiperanual

A escala hiperanual se observa la alternancia de ciclos secos con ciclos húmedos de varios años de duración. De forma general, se acepta que este hecho está relacionado con los ciclos de las manchas solares, de entre 11 y 16 años de duración. Suponen una acentuación y perpetuación de las variables anuales durante varios años, por lo que son de gran trascendencia en ambientes tan dinámicos como los sistemas intermitentes.

Debido a la existencia de esta periodicidad hiperanual, lagunas que podrían ser estacionales en periodos húmedos según la clasificación de Hodgkin (sección 1.2), se tornarán en normalmente cerrados si se considera el periodo seco de este hiperciclo. Si éste se prolonga durante varios años cuando un sistema está cerrado puede ocasionar, como consecuencia extrema, la desecación del mismo. Por otra parte, años consecutivos con gran cantidad de eventos puede llevar a que aumente el área de la laguna, produciéndose la inundación de las zonas colindantes a las mismas. El comportamiento de estos sistemas será prácticamente similar, a efectos hidrodinámicos, al de la escala anual, sólo que la escala temporal se verá dilatada en el tiempo. No ocurre lo mismo con los procesos ecológicos y relacionados con la biota, a los que sí afecta de forma importante la llegada de agua al sistema, ya sea por aportes continentales, marinos o por precipitación.

2.3.4. Escala secular y milenaria

El nivel medio del mar, para todas las escalas citadas, se considera constante, y se obtiene de filtrar las fluctuaciones que en él generan oleaje y mareas. A escala secular y milenaria no se puede decir lo mismo. La eustasia (subida del nivel del mar a nivel mundial por aumento del volumen de agua en los océanos y de su temperatura) e isostasia (subsistencia local) serían las principales responsables de estos cambios en Andalucía. Puesto que esta escala es mucho mayor que el horizonte de gestión definido, se considera en este trabajo el nivel del mar como estacionario para las escalas temporales menores a la hiperanual. No obstante, dada la fragilidad y vulnerabilidad de las lagunas costeras y las predicciones de subida del nivel del mar en los próximos 50 años (GIOC, 2004, Losada *et al.*, 2008) es conveniente tenerla en cuenta cuando se afrontan procesos de gestión en el largo plazo. Trabajos como los de Carter *et al.* (1989), Eitner (1996), Van Goor *et al.* (2003) y Fitzgerald *et al.* (2006) demuestran la importancia y consecuencias de la subida del nivel del mar sobre estos sistemas.

2.3.5. Acción humana

El hombre también puede generar fuerzas y procesos que conlleven cambios en los sistemas intermitentes costeros. Estos procesos pueden tener lugar a muy diferentes escalas, desde la instantánea hasta la hiperanual. Tanta importancia pueden llegar a tener actuaciones que se realicen en la laguna en sí como aquellas que se desarrollen dentro de su unidad litoral y cuenca hidrográfica y que alteren el balance de sedimentos o la calidad de las aguas. Dragados, canalización permanente del inlet, regulación de ríos, relocalización de sedimentos, extracción de arena, etc. son algunos ejemplos de acciones que podrían alterar el equilibrio de una laguna litoral.

Como ya se indicó anteriormente, en esta tesis sólo se estudian en profundidad los mecanismos de actuación y la influencia sobre el sistema de los agentes forzadores naturales, si bien la mayoría de los procesos humanos anteriormente citados tienen efectos similares a los que causan los agentes naturales, por lo que, con pequeñas modificaciones, también podrán ser simulados por el código creado.

2.4. Sistema

Identificados los agentes y las variables instantáneas, básicas y de estado que los caracterizan, es necesario encontrar una serie de variables cuyo comportamiento permita sentar criterios sobre la evolución que los agentes inducen en el sistema. Las variables instantáneas, de estado y básicas que describen el comportamiento de las lagunas andaluzas se exponen en la tabla 2.12.

Los ciclos de las variables básicas identificadas no poseen todos la misma duración. La dependencia que muestran estas variables respecto a los agentes forzadores determinan su periodo de integración: el mareal para el caso de las variables hidrodinámicas y sedimentarias y el diario para las variables biogeoquímicas. Estas últimas, que responden muchas de ellas a la presencia de radiación solar, estarán moduladas también por el periodo mareal, ya que la variación de nivel de agua ocasiona cambios en la temperatura del agua, sobre todo en las más superficiales y someras, influyendo en la velocidad a la que tienen lugar los procesos bioquímicos. Además, para las variables biogeoquímicas, y debido a la variación de la intensidad solar anual existente, también se puede identificar un ciclo anual. En algunos casos es conveniente conocer, además del valor medio, el valor máximo de la variable. Así por ejemplo, un análisis sólo de los valores medios podría enmascarar un bloom de algas que sería fácilmente detectable con un examen de máximos.

Variables	Instantáneas	De estado	Básicas
Hidrodinámica	Nivel sup libre	Nivel medio sup libre	Nivel medio sup libre Amplitud marea interior Periodo marea interior Desfase
	Velocidad Área en planta laguna Área transversal inlet	Velocidad media Área media planta Área transversal media inlet	Velocidad media Área media planta Área transversal media inlet
Sedimentos	Nivel de fondo	Nivel medio de fondo	Nivel medio de fondo
	Volumen sed suspensión Volumen sed fondo	Volumen total suspensión Volumen total fondo	Volumen total suspensión Volumen total fondo
Biogeoquímica	Temperatura	Temperatura media	Temperatura media
	Salinidad	Salinidad media	Salinidad media
	[O ₂]	[O ₂] media	[O ₂] media
	[Compuestos N]	[Compuestos N] media	[Compuestos N] media
	[Compuestos P]	[Compuestos P] media	[Compuestos P] media
[Fitoplancton]	[Fitoplancton] media	[Fitoplancton] media	
[Zooplancton]	[Zooplancton] media	[Zooplancton] media	

Tabla 2.12: Variables instantáneas, de estado y básicas para una laguna litoral intermitente

Para los objetivos propuestos en esta tesis basta con considerar salinidad y temperatura como las variables biogeoquímicas a modelar, ya que se puede suponer que de una forma u otra, las demás variables dependen de ellas. Por ejemplo, el crecimiento del fitoplancton se ve limitado por la salinidad y la temperatura, al igual que el intercambio de CO₂ y O₂ disuelto entre laguna y atmósfera. La temperatura controla la velocidad de las reacciones químicas y procesos metabólicos e inhibe el crecimiento por encima de determinados valores. La salinidad, por su parte, induce estrés en los organismos cuando está fuera de su rango óptimo, lo que hace que aumente su consumo de energía y tasa de respiración. Cuando se trate de gestionar un sistema de forma integral, el resto de variables biogeoquímicas deben ser también tenidos en cuenta.

Conocer la evolución espacial y temporal de las variables enumeradas anteriormente junto con la de los agentes forzadores permite explicar el comportamiento del sistema y determinar las funciones ambientales y sociales que desempeñan. Si la manifestación de las distintas variables durante un ciclo es constante, independientemente de las variaciones instantáneas o de estado, el sistema se considera estático o en equilibrio. En caso contrario buscará la estabilidad y la desaparición de los gradientes a través del dinamismo de sus variables.

La ubicación y configuración de las lagunas litorales hace que estos ambientes presenten un marcado carácter dual tanto en la dirección horizontal como vertical (figura 2.1). Los flujos que tienen una dirección vertical predominante son aquellos que se originan entre la laguna y la atmósfera o con el sustrato. En dirección horizontal, predominan otro tipo de flujos, el intercambio de agua a través del inlet y el aporte desde zonas continentales. Algunos de estos flujos tendrán el carácter de puntual en el espacio, como el río, y otros serán difusos, como la infiltración. En el tiempo serán puntuales la precipitación directa y los aportes directos por olas, mientras que tendrán un carácter más continuado, por norma general, la evaporación o la contribución de las mareas.

Puesto que el agua es el principal medio de transporte de sustancias y sedimentos, la descripción del complejo comportamiento de los sistemas intermitentes debe basarse en un balance de flujos de entrada y salida de agua al mismo. Esto posibilita la determinación de la importancia relativa de cada uno de ellos, y, por ende, una simplificación del problema a través de la adimensionalización de los flujos respecto a uno característico, que en este caso será el que tiene lugar a través del inlet. Los flujos horizontales más importantes en los sistemas intermitentes de Andalucía son el fluvial Q_r y el mareal Q_t , y su parámetro adimensional correspondiente es:

$$\Upsilon = \frac{Q_r}{Q_t} = \frac{Q_r}{\Omega/T} \quad (2.1)$$

donde Ω es el prisma de marea y T es el periodo de la marea. Este parámetro adimensional se conoce como número de Canter Cremers. Otro indicador es el número de estuario:

$$\zeta = \frac{\Omega Fr^2}{Q_r T} \quad (2.2)$$

siendo $Fr = U_{max}/\sqrt{gh}$ el número de Froude, U_{max} la velocidad máxima durante la marea llenante y h la profundidad media en la entrada del inlet. Estos parámetros presentan los siguientes valores:

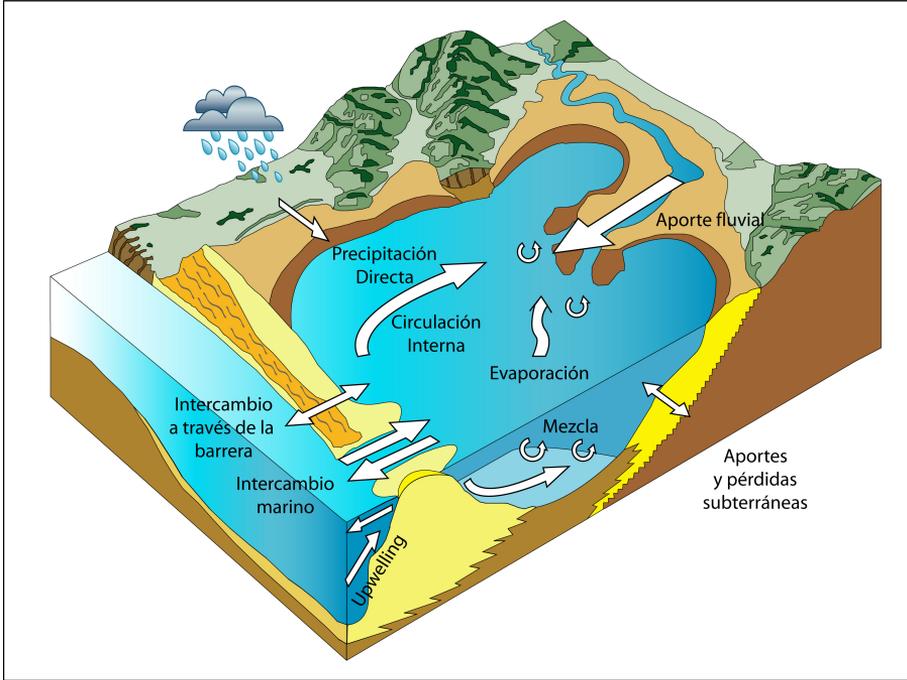


Figura 2.1: Flujos de agua en una laguna abierta. La importancia relativa de los flujos de agua determinará la tasa y dirección predominante de los flujos de sedimentos y sustancias dentro de la laguna

$\Upsilon > 1$	$\zeta < 0.005$	Flujo estratificado
$0.1 < \Upsilon < 1$	$0.005 < \zeta < 0.2$	Flujo parcialmente mezclado
$\Upsilon < 0.1$	$\zeta > 0.2$	Flujo mezclado

En cuanto a los flujos verticales, se consideran como los más relevantes los flujos subterráneos (Q_g) y la evapotranspiración (ET), siendo definido el parámetro adimensional como:

$$\varrho = \frac{Q_g - ET}{Q_t} \quad (2.3)$$

La comparación entre el parámetro adimensional para los flujos horizontales y los verticales permite distinguir varias situaciones (tabla 2.13). Dada las características geográfico-climáticas de Andalucía, en esta tesis no se tiene en cuenta en el establecimiento del balance hídrico el rebase y permeabilidad de la barrera y los intercambios subterráneos de agua.

	$\varrho < 1$	$\varrho \gg 1$	$\varrho \simeq 1$
$\Upsilon \ll 1$	Sistema dominado por el intercambio mareal. Se pueden despreciar los aportes fluviales y los flujos verticales. Laguna abierta.	Sistema dominado por los flujos verticales, que serán más importantes que el flujo mareal. No existe río o no aporta caudal	Flujos mareal y vertical del mismo orden de magnitud. Aporte fluvial despreciable
$\Upsilon \gg 1$	Sistema dominado por los aportes fluviales. Flujos verticales aún menores que los aportes mareales.	Los flujos verticales y el fluvial son mucho mayores que el mareal. El sistema estará cerrado o quasi-cerrado	Sistema dominado por los aportes fluviales. Flujos verticales del mismo orden de magnitud que los mareales.
$\Upsilon \simeq 1$	Sistema en el que los flujos horizontales son del mismo orden de magnitud. Se desprecian los flujos verticales. Situación típica de borrasca	Sistema dominado por los flujos verticales. Flujos mareal y fluvial del mismo orden de magnitud, despreciables frente a los verticales. Sistema cerrado	Todos los flujos tienen la misma magnitud. No se puede despreciar ninguno de ellos

Tabla 2.13: Agentes predominantes en una laguna litoral en función de la importancia relativa de los flujos de agua verticales y horizontales

2.5. Respuestas del sistema a los agentes

Para caracterizar el funcionamiento de las lagunas litorales intermitentes se hará un recorrido por las distintas acciones y respuestas que el sistema ofrece a los agentes y que dependen de su magnitud, duración e interacción. La figura 2.2 representa un esquema detallado de los agentes, los estados del sistema y sus respuestas. Este esquema resume las interacciones hidrodinámicas más probables existentes y la transición entre apertura y cierre y viceversa.

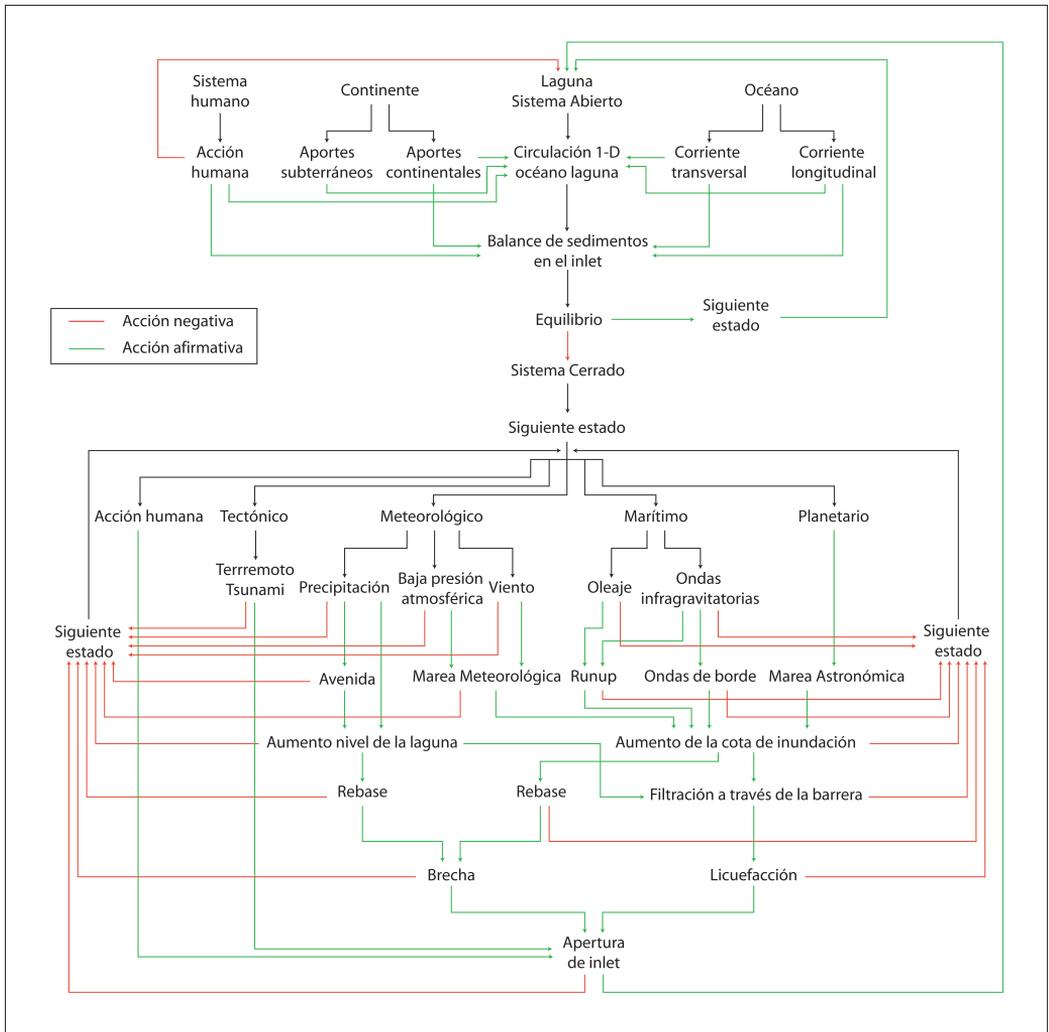


Figura 2.2: Agentes, estados y respuestas hidrodinámicas relacionadas con la apertura y el cierre en una laguna litoral intermitente

Las respuestas se definen en función de tres tipos de condiciones de trabajo existentes para los agentes:

1. Ciclo de operatividad. Condiciones normales operativas, en las que las variables más representativas de los agentes no superan los umbrales críticos especificados para ellas. El sistema busca el equilibrio con estas condiciones energéticas.
2. Ciclo de sollicitación. Condiciones extremas, cuando tiene lugar un evento con poder para desestabilizar el sistema.
3. Condiciones excepcionales, con elevado periodo de retorno y probabilidad de ocurrencia limitada. Normalmente presentan una gran intensidad, pudiendo cambiar por completo la estructura del sistema u ocasionar su desaparición.

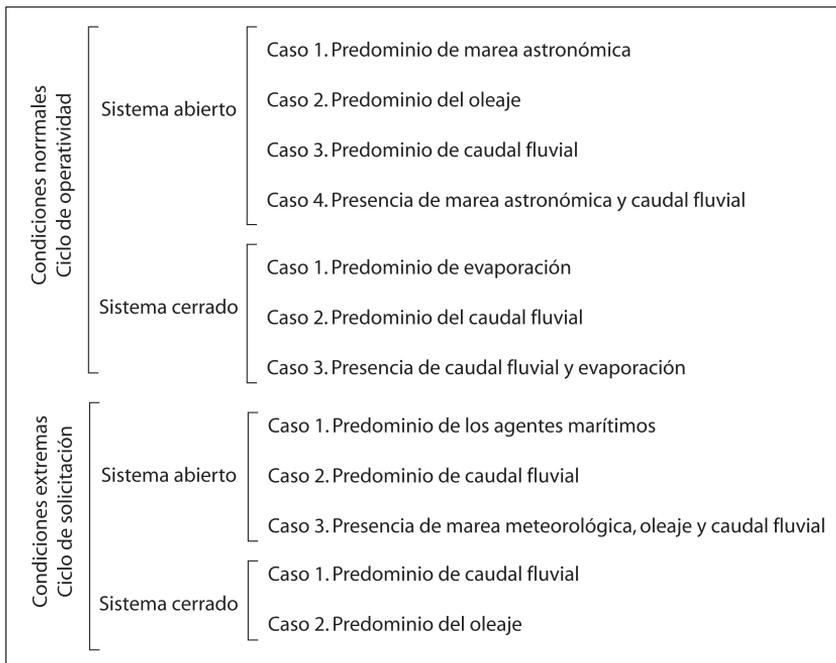


Figura 2.3: Combinación de posibles escenarios de agentes bajo condiciones normales y extremas en función de las condiciones de los agentes y el estado inicial del sistema

Conocido el estado inicial del sistema y la evolución temporal de los distintos agentes, se puede realizar una descripción de lo que ocurriría en un sistema concreto con sólo ir relacionando y poniendo en sucesión los procesos que a continuación se definen. Los distintos escenarios que se alternan en el

tiempo se presentan en la figura 2.3. Dada su importancia, el estudio de la condición de equilibrio y de los procesos de transición entre sistema abierto y cerrado serán abordados de forma independiente en las secciones 2.5.4, 2.5.5 y 2.5.6.

2.5.1. Condiciones de trabajo medias. Ciclo de operatividad

Tal y como se explica en el Anexo A.2.1, un ciclo de operatividad es aquel en el que las variables que caracterizan a los agentes forzadores no superan un umbral crítico. Se corresponde por tanto con un periodo de calma, de estabilidad relativa del sistema. Se proponen a continuación varios casos de estudio, en función del estado inicial del sistema y de los agentes que intervienen.

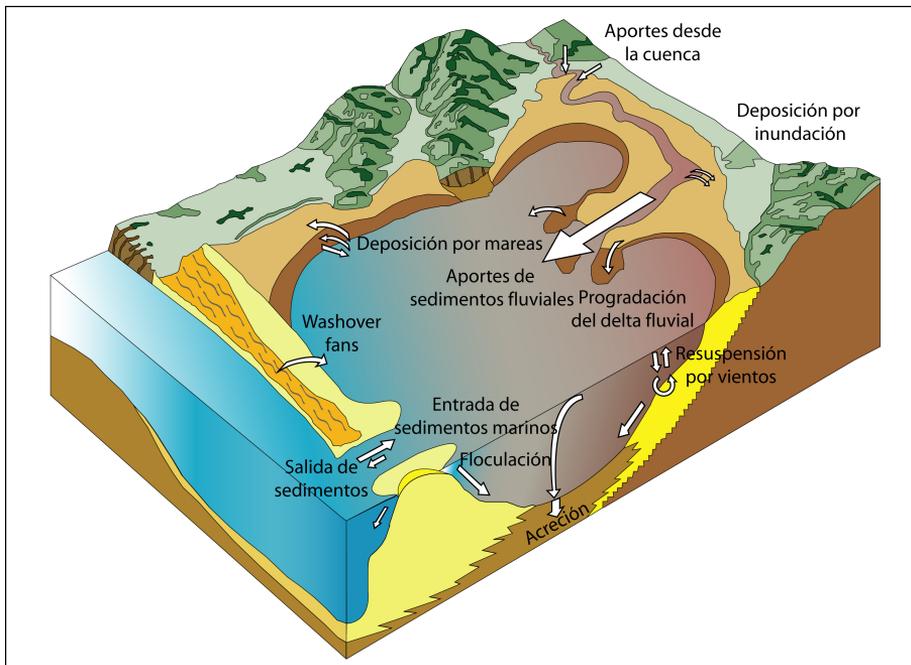


Figura 2.4: Flujos de sedimentos en una laguna abierta. La importancia relativa de los flujos de agua determinará la tasa y dirección del transporte de sedimentos y sustancias

2.5.1.1. Sistema abierto

Un sistema intermitente abierto se comportará según el patrón habitual de las lagunas litorales permanentemente abiertas. Sin embargo, por la geometría de las lagunas andaluzas, los procesos pueden ser también muy

parecidos a aquellos que tienen lugar en estuarios. El transporte de agua, sedimentos y sustancias seguirá un patrón concreto para cada una de las combinaciones de agentes posibles, si bien, su balance global vendrá determinado por la sucesión real en el tiempo de los distintos agentes. Los flujos de sedimentos, asociados a flujos de agua se muestran en la figura 2.4. La asimetría de velocidades en el inlet será la que determine si la laguna posee el carácter de fuente o sumidero de sedimentos. Las sustancias serán transportadas por advección y difusión, pudiendo también cambiar su concentración al entrar en los ciclos biogeoquímicos que tienen lugar en estos ambientes acuáticos. La apertura del lagoon al mar condiciona la productividad del mismo, siendo mayor cuando el lagoon está abierto que cuando está cerrado (Kwei, 1977). La sucesión de agentes forzadores dominantes sobre el sistema también originará cambios en propiedades básicas del agua como temperatura y salinidad, y, por ende, densidad. Las fuentes externas de nutrientes serán río (nutriente limitante nitrógeno), mar (nutriente limitante fósforo), intercambio con la atmósfera y el intercambio con los sedimentos del fondo. La principal fuente interna es la regeneración en la columna de agua. Dada la poca profundidad de estas lagunas, se considera que la luz penetra hasta el fondo de la misma, siendo la temperatura y los nutrientes los principales factores limitantes durante el día. En cuanto a los flujos de energía (figura 2.5), los horizontales (principalmente la advección) serán los que predominen cuando la laguna está abierta.

Se expone a continuación el funcionamiento teórico de lagunas con las dimensiones y características de las observadas en Andalucía para distintas situaciones espacio-temporales de los agentes que intervienen en época de calma, en función de su importancia relativa.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio de la marea astronómica

La marea astronómica es el principal agente modelador en situaciones de calma, sin viento ni oleaje, donde el río es inexistente, o su caudal es insignificante en comparación con el prisma de marea. El ascenso y descenso del nivel del agua en la bahía se produce por la propagación de la onda de marea a través el inlet.

Un parámetro adimensional que ayuda a caracterizar este comportamiento es el coeficiente de llenado, conocido comúnmente como K de Keulegan. Su valor indica el grado en el que una bahía se llena dada una combinación concreta de bahía, inlet y marea astronómica, de periodo T y amplitud a_0 .

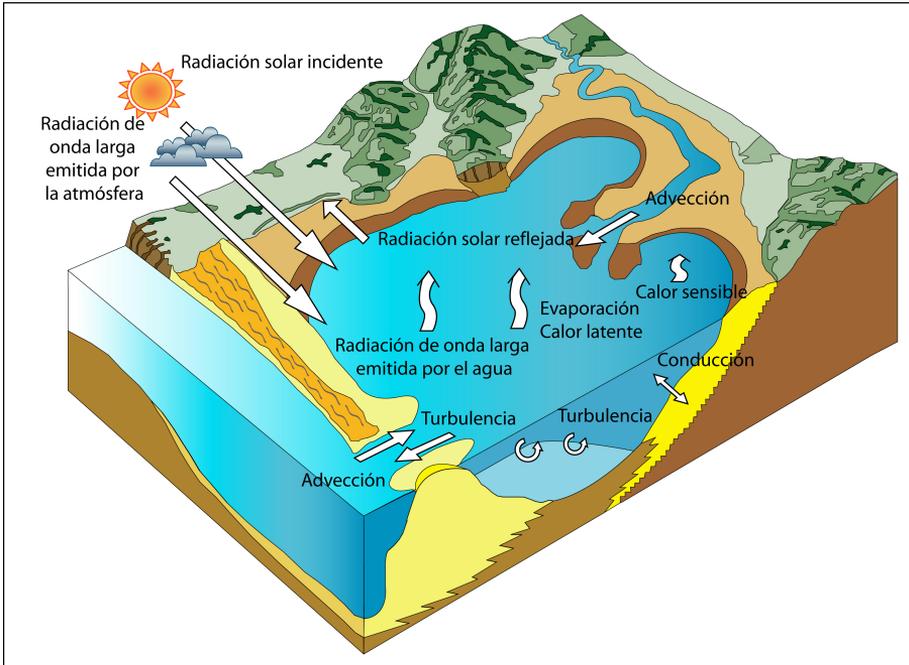


Figura 2.5: Flujos de energía en una laguna abierta. La alternancia entre el día y la noche, las diferentes condiciones meteorológicas y los caudales de entrada y salida de agua determinarán el balance final de energía

$$K = \frac{TA_c}{2\pi A_b} \sqrt{\frac{2g}{a_0 \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{fL}{4Rh} \right)}} \quad (2.4)$$

siendo k_{en} y k_{ex} los coeficientes de pérdida de carga a la entrada (lado mar) y salida (lado tierra) del inlet respectivamente y f el factor de fricción de Darcy-Weisbach. Valores típicos de estos coeficientes y factores se pueden encontrar fácilmente en la literatura (Keulegan (1967), Bruun (1978), Dean y Dalrymple (2002), Seabergh (2003)). Cuando este coeficiente es mayor que 1 se considera que la bahía se llena por completo. Si además el sistema es de pequeñas dimensiones en comparación con la longitud de onda de marea y se desprecia el efecto de Coriolis, la superficie libre se desplaza simultáneamente en todos los puntos de la bahía. A este comportamiento se le denomina *pumping-mode* o de Helmholtz y es el que se produce en las lagunas andaluzas.

Existen una serie de gráficas estandarizadas (figuras 2.6 y 2.7) que muestran la variación de una serie de parámetros adimensionales en función del coeficiente de Keulegan. El primero de ellos es la relación entre la

amplitud de la marea dentro de la bahía (a_b) y en el mar. Cuando K es mayor de 0.88, esta ratio supera el valor de 0.8. Para que la relación de amplitudes sea unitaria K debe ser igual o superior a 2. El periodo de la onda larga se mantiene dentro de la bahía, siendo igual que el de la onda en el océano. Sin embargo, la onda puede estar desplazada en el tiempo siendo el ángulo de desfase φ el parámetro asociado. Para K igual a 0.8 tiene un valor de 40° , lo que se traduce en un desfase de aproximadamente 1 h y 25 min (Seabergh, 2003) no existiendo retraso alguno cuando K es mayor o igual que 5. Las lagunas atlánticas tienen un coeficiente de Keulegan comprendido entre 2 y 5 mientras que en las lagunas mediterráneas es mayor de 5. Se concluye que, de forma general, no existe amortiguamiento de amplitud de marea de la bahía respecto al océano en las lagunas andaluzas, si bien la evolución de la superficie libre en las lagunas atlánticas experimenta un pequeño retraso respecto a la marea oceánica. En las lagunas mediterráneas no se observa este desfase.

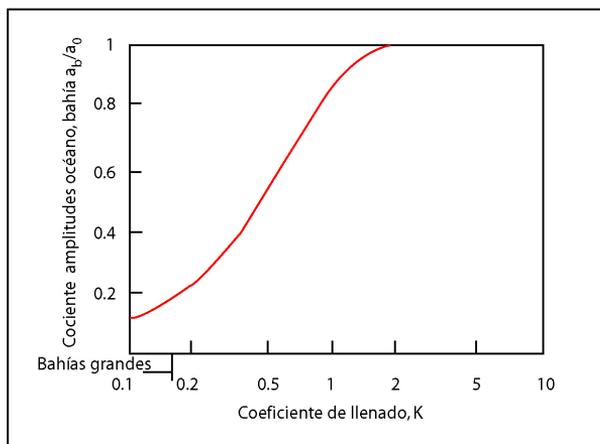


Figura 2.6: Ratio de amplitudes entre el océano y la bahía en función del coeficiente de llenado (Dean y Dalrymple, 2002). Ratios menores que 1 indican amortiguamiento de la marea cuando penetra en la bahía

Esto genera un cambio en el patrón de comportamiento de la velocidad. Para las lagunas mediterráneas, ésta será mínima cuando se produce el cambio de pleamar a bajamar y viceversa, y máxima en los puntos medios. La marea entrante y la marea saliente serán prácticamente simétricas. Por el contrario, en las lagunas atlánticas la diferencia de fase provoca también diferencia de nivel entre el océano y la bahía. Cuando la marea es máxima en el océano, la bahía aún se está llenando, por lo que surge un flujo desde el océano hasta la bahía para compensar esta diferencia de niveles. Lo

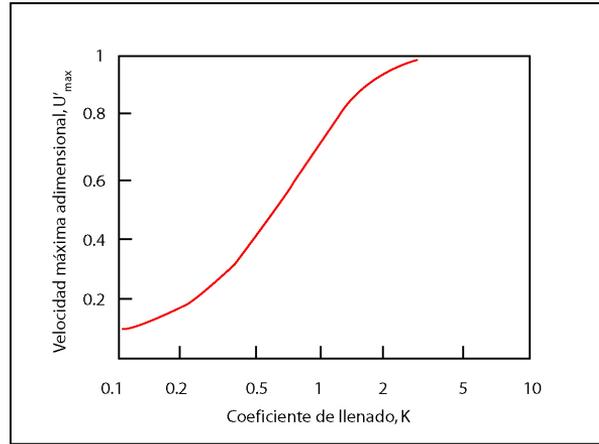


Figura 2.7: Velocidad adimensional en el inlet en función del coeficiente de llenado (Dean y Dalrymple, 2002)

contrario sucede en bajamar. Las velocidades máximas y mínimas sufrirán por tanto un retraso en el tiempo respecto a aquellas que se observan en las lagunas mediterráneas.

Los inlets de las lagunas de Andalucía son de reducidas dimensiones y flanqueados por extensas barreras. La onda de marea sufre reflexión al llegar a la barrera y su capacidad para penetrar a través del inlet es poca. Las corrientes mareales en los inlets atlánticos resultarán más de la diferencia de carga hidráulica que de la propagación de la onda mareal. En las lagunas mediterráneas, como no se observa amortiguamiento ni retraso, toda la dinámica en la bahía dependerá de un único factor, la propagación de la onda de marea a través del inlet. Suponiendo que existiese una laguna de geometría similar en la costa atlántica y mediterránea, las velocidades máximas en el inlet serían mayores en la primera que en la segunda.

La base teórica del análisis realizado fue expuesta por Keulegan (1967) sin considerar la fricción. Cuando esta variable se tiene en cuenta se demuestra que las lagunas pequeñas suelen tener flujo llenante dominante. Esto significa que las velocidades durante la marea llenante son mayores que durante la marea vaciante y el tiempo de llenado menor que el tiempo de vaciado. Se debe a que durante la marea vaciante el nivel de agua en la bahía es menor, y por tanto, el efecto de la fricción se deja sentir más. Como consecuencia el transporte de sedimentos estará fundamentalmente dirigido hacia dentro de la bahía, facilitando el relleno de la misma con sedimentos marinos. Existen también otros factores que generan asimetría (recopilados en Walton (2002)) como pueden ser la existencia de viento,

marea meteorológica, llanuras mareales, armónicos de marea, etc.

Además del análisis efectuado por Keulegan, otros autores han tratado también este problema de forma similar o con la inclusión del término de fricción (Van de Kreeke (1967), O'Brien y Dean (1972), King (1974)). Si bien los valores para las variables adimensionales obtenidos no son idénticos, las tendencias son coincidentes para todos ellos. Una comparación de los mismos se puede consultar en Van de Kreeke (1988).

En estas lagunas pequeñas con entrada y salida de agua semidiurna, los tiempos de residencia son bajos y el agua tiene una composición prácticamente igual en sustancias y organismos a la que posee el agua del mar. Los procesos biogeoquímicos que se desarrollan son también similares, si bien están condicionados por los cambios de salinidad y temperatura de las aguas, que son más acentuados que en el mar. El aumento de salinidad, por ejemplo, disminuye la tasa de nitrificación y dificulta la liberación de nitrato desde los sedimentos. Estas dos variables fluctúan siguiendo los ciclos de marea y radiación solar. Durante el día el agua alcanzará su temperatura más elevada cuando el volumen de agua a calentar es menor, es decir, cerca de la bajamar. Durante la noche, la laguna presenta una menor inercia térmica que el mar, enfriándose más rápido. La variación de salinidad con respecto a la del mar es mínima, ya que no hay aportes de agua dulce. Generalmente se asume que las lagunas abiertas son constantes en salinidad, si bien pequeñas variaciones diarias pueden ser observadas (aumento diurno y descenso nocturno). La evolución de oxígeno disuelto en el agua depende de la temperatura y de la concentración de fitoplancton, zooplancton y bacterias, aunque como norma general se asumen ciclos diarios y anuales. La actividad fotosintética seguirá el ciclo día/noche y puesto que no hay limitación de luz, podrá ser de igual magnitud en toda la columna de agua. Su importancia dependerá de la biomasa de fitoplancton y de la cantidad de nutrientes disponibles. La historia de la laguna se reflejará en la composición de sus sedimentos e iones adsorbidos en ellos, lo que condicionará el contenido final en nutrientes de la columna de agua. La llegada de caudales fluviales de poca importancia puede hacer que ascienda de forma considerable la productividad al aportar nutrientes a las aguas marinas escasas sobre todo en fósforo.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio del oleaje

Los inlets dominados por el oleaje aparecen con mayor frecuencia en costas micromareales. El bajo rango mareal de las mismas da lugar a pequeños prismas de marea, lo que hace que las secciones transversales de los inlets sean también pequeñas. El oleaje se convierte en el principal generador

de gradientes. Las olas que intentan penetrar en el inlet con marea vaciante aumentan su altura de ola y disminuyen su longitud de onda, mientras que con marea llenante sucede lo contrario (Van Rijn, 1986). Las corrientes generadas por el oleaje y la corriente llenante tienen mayor potencial para transportar sedimentos hacia el interior que la corriente saliente para devolverlos al exterior. Estas lagunas se comportan generalmente como sumideros de sedimentos. La progresiva deposición de sedimentos en el inlet como consecuencia de oleajes de baja energía que no consiguen trasladar los sedimentos hasta dentro de la laguna puede provocar su cierre. Durante esta transición se produce una disminución en el prisma de marea, lo que da lugar a volúmenes de equilibrio menores del delta de reflujo (Walton y Adams, 1976) pudiendo llegar incluso a desaparecer debido a la acción del oleaje durante las tormentas. Para bahías de igual tamaño, la tasa de renovación de las aguas en este tipo de sistemas será menos frecuente que en aquellos en los que el agente predominante es la marea.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio del caudal fluvial

Este caso de estudio contempla la posibilidad de que la influencia de marea y oleaje sea despreciable frente al caudal fluvial. Son varias las circunstancias bajo las se puede presentar esta combinación de factores: en épocas de deshielo en los ríos mediterráneos y tras un periodo de evento en los ríos atlánticos, donde debido al retraso que se produce entre el instante de máxima lluvia y máximo caudal en el río, puede ocurrir que estos caudales alcancen la laguna cuando ya ha finalizado el evento. El desembalse de un pantano en época de calma es otro ejemplo. Estas situaciones suelen ser situaciones transitorias, no prolongándose por periodos de tiempo amplios.

La llegada de un importante flujo de agua dulce a la bahía genera una sobreelevación que conduce a una modificación del comportamiento anteriormente expuesto. Esto es debido a que el nivel medio en la bahía es mayor que el nivel medio del océano para todo el periodo de tiempo en el que se produce descarga de agua dulce. En las lagunas mediterráneas, de respuesta inmediata a la marea, el nivel en la bahía es en todo momento superior al nivel en el océano por lo que aparecerá un flujo de agua dulce que saldrá de la bahía para intentar compensar los niveles. El sistema se vuelve asimétrico, siendo mayor tanto la duración de la marea vaciante como su velocidad. La magnitud de estos flujos y velocidades dependerá principalmente de la diferencia de niveles existentes para cada instante entre bahía y océano. El volumen de agua salada que entre en la bahía dependerá de la magnitud de la descarga fluvial, la fase de la marea y la morfología del canal, y dada su mayor densidad, penetrará principalmente

por el fondo de la laguna. Ésta actuará como fuente de sedimentos para las playas adyacentes. El agua tendrá un carácter fundamentalmente dulce y su tiempo de residencia dependerá de las dimensiones de la laguna e inlet y del volumen de agua aportado. Su temperatura será similar o cercana a la del agua del río, aunque con variaciones cíclicas diarias si su tiempo de residencia lo permite. Los organismos salinos que habitan originariamente en la laguna ven disminuidas sus poblaciones drásticamente, ya que no son capaces de tolerar los cambios rápidos de salinidad ni los incrementos bruscos de partículas en suspensión.

Procesos similares tendrán lugar en las lagunas atlánticas. Al ser el caudal fluvial elevado, la sobreelevación en la laguna originada por el agua dulce será suficiente para compensar la diferencia de niveles existente entre el océano y la bahía debida al desfase de las ondas durante todo el ciclo mareal, produciéndose la salida continua de agua del sistema.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con presencia de marea y caudal fluvial

Esta situación se producirá en condiciones de normal funcionamiento con ríos de régimen regular, alimentados por aguas subterráneas o regulados por embalses. Dada la diferencia de rango mareal entre las costas mediterráneas y las atlánticas, el caudal que tiene que aportar el río a la laguna para que se observe esta situación es menor en la vertiente mediterránea que en la atlántica.

La llegada de aportes continentales supone una sobreelevación del nivel de agua en la bahía, aunque de menor magnitud que en el caso anterior. Las lagunas mediterráneas mostrarán un comportamiento prácticamente similar, si bien la magnitud de la velocidad y el volumen de agua que abandona la laguna o la superficie en planta ocupada es menor.

El comportamiento de las lagunas atlánticas dependerá para cada instante de la comparación entre la sobreelevación propiciada por el río (Γ) y la diferencia de niveles entre océano y bahía ($\eta_o - \eta_b$) que se produce como consecuencia del retraso que sufre la onda de marea en la bahía. Hidrodinámicamente, y suponiendo que ambas sobreelevaciones son constantes en el tiempo y espacio, se pueden observar tres casos:

- $\Gamma > (\eta_o - \eta_b)$. La laguna se comporta como una laguna mediterránea con influencia fluvial.
- $\Gamma = (\eta_o - \eta_b)$. La laguna se asemeja a una laguna mediterránea en ausencia de caudal fluvial.
- $\Gamma < (\eta_o - \eta_b)$. La laguna muestra el comportamiento de una laguna atlántica en ausencia de caudal fluvial.

Sin embargo, la existencia de un flujo de agua dulce y otro salado tiene implicaciones importantes desde el punto de vista de la calidad de agua y los procesos biogeoquímicos. La laguna se convierte en estratificada, existiendo una interfase entre el agua salada, abajo, y el agua dulce, arriba. Esto da lugar a la formación de un flujo bicapa, donde el agua salada entra en la laguna con la subida de la marea, mientras que el agua dulce la abandona por la parte superior. La poca profundidad de las lagunas atlánticas así como la existencia de brisas y viento mezclan las aguas, lo que hace que la frecuencia de esta situación, que de forma teórica podría observarse, sea baja.

2.5.1.2. Sistema cerrado

La no interacción de los sistemas cerrados con el océano lleva aparejado que tanto las lagunas atlánticas como las mediterráneas puedan ser descritas mediante un único patrón de comportamiento, semejante al de lagunas interiores. Este hecho supone la no exportación de sustancias al océano y la modificación del balance sedimentario de la unidad litoral en la que se integra la laguna. En cuanto a la energía, el intercambio de calor por advección entre mar y océano se ve interrumpido. Cuando el sistema está abierto, el agua del mar actuará como refrigerante de la laguna en verano retardando la evaporación y frenando una posible eutrofización. Lo contrario ocurre durante el invierno, es decir, que la entrada de agua de mar ayuda a la elevación de la temperatura de la laguna proporcionando estabilidad térmica al sistema. Si el sistema está cerrado, la amplitud de la oscilación diaria de temperaturas dentro de la laguna será mayor que cuando está abierta.

Los sedimentos en sistemas de agua dulce poseen mayor capacidad para retener fósforo que los sedimentos de las aguas marinas, lo que provoca que este elemento se convierta en limitante. La disminución del potencial redox y el aumento del pH en la zona aeróbica de los sedimentos favorecen la liberación de fósforo en verano mientras que las bajas temperaturas, el pH neutro y los potenciales redox altos conllevan la adsorción del ión fosfato durante el invierno. La mineralización del fósforo es más rápida que la del nitrógeno, si bien su adsorción también es rápida, lo que disminuye la

cantidad de fósforo inorgánico disponible para las algas.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio de la evaporación

La evaporación es el agente predominante en las lagunas cerradas en épocas veraniegas o en el ciclo seco de los hiperciclos. La actuación prolongada de este agente sin que se produzcan contribuciones de agua dulce a la laguna supone una pérdida de volumen y una bajada de nivel. La evaporación conlleva también un aumento en la concentración de sustancias conservativas como algunos compuestos contaminantes. Si las circunstancias meteorológicas se prolongan en el tiempo, tendrá lugar la progresiva salinización de la laguna, dando lugar a ambientes similares a los de las salinas. El colapso del sistema se produce cuando la laguna se queda sin agua y se seca temporalmente. Durante todo ese periodo se irán produciendo cambios en la biocenosis del sistema, tanto en su composición, con la aparición de las especies eurohalinas, como en la abundancia de individuos (disminución).

El transporte de sedimentos se considera prácticamente nulo y la circulación depende del viento y calentamiento por radiación solar. Durante el día las zonas más someras alcanzan mayor temperatura que las más profundas por lo que el agua en superficie se dirige hacia el centro de la laguna mientras que en el fondo el agua se desplaza hacia las zonas someras. Lo contrario sucede por la noche.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio del caudal fluvial

Esta situación es frecuente en épocas de calma no veraniegas o secas, cuando el volumen de agua aportado por los cursos fluviales es mayor que el volumen de agua que se evapora. Se produce, por tanto, un aumento de volumen en la laguna. Dependiendo de la topografía circundante, esto se traducirá en un incremento de la profundidad y/o en una expansión en horizontal del sistema.

La circulación dependerá de las características del caudal fluvial entrante. Si el flujo es capaz de ocasionar turbulencia en todo el sistema, su composición será homogénea y la distribución de sustancias prácticamente uniforme. En caso de caudales reducidos, la circulación dependerá, como en el supuesto anterior, de las brisas y el calentamiento por radiación solar.

La llegada de sedimentos desde el continente y su deposición darán

lugar a cambios en la batimetría del sistema y en la composición del fondo. También se producirá una modificación en la concentración de sustancias conservativas. Si inicialmente la laguna contenía agua salada, el aporte de agua dulce desde el continente generará una dilución y progresiva dulcificación de las aguas, lo que dará lugar a la continentalización del sistema. La composición del agua entrante controlará la calidad de las aguas. Concentraciones elevadas de nutrientes pueden ocasionar la eutrofización del sistema, mientras que la llegada de gran cantidad de materia alóctona reducirá la concentración de oxígeno por descomposición bacteriana de la materia orgánica.

Procesos biogeoquímicos en sistemas en los que evaporación y el caudal fluvial tienen igual importancia

La prolongación en el tiempo de condiciones que supongan el mantenimiento del nivel de agua de la laguna por la igual influencia de evaporación y agente fluvial es una situación infrecuente. Normalmente predomina uno de los dos agentes, pudiendo producirse una alternancia en el tiempo entre ambos. En caso de que estas circunstancias se mantuviesen, el río aportará agua, sedimentos y sustancias, mientras que la evaporación sólo retira agua. Se producirá un aumento continuo en la concentración de sustancias conservativas, excepto de la sal, que se mantendrá al no haber aportes continentales. Aumentará la productividad del sistema por la llegada continua de nutrientes. La evolución de la temperatura en la laguna dependerá de la temperatura del agua fluvial, pudiendo acentuar o amortiguar sus variaciones diarias.

2.5.2. Condiciones de trabajo extremas. Ciclo de solicitación

Un ciclo de solicitación se inicia cuando comienza un temporal, un evento de precipitación o ambos. Un temporal ocasiona un aumento en la cota de inundación por dos motivos fundamentales. Por un lado supone la sobreelevación del nivel del mar por marea meteorológica de presión y de viento, suponiendo que éste sopla hacia la costa. Por otro provoca un aumento del run-up. Estos dos procesos se producen normalmente de forma conjunta, dando lugar a la sobreelevación de la cota de inundación. Un evento de precipitación genera un aumento considerable del caudal fluvial y, por consiguiente, del volumen de agua que llega hasta la laguna. La precipitación directa o la escorrentía directa hacia la laguna también causan sobreelevación en la laguna, si bien estos agentes no van a ser tenidos en cuenta por ser despreciables frente al caudal fluvial entrante. Todo esto queda resumido en la figura 2.8.

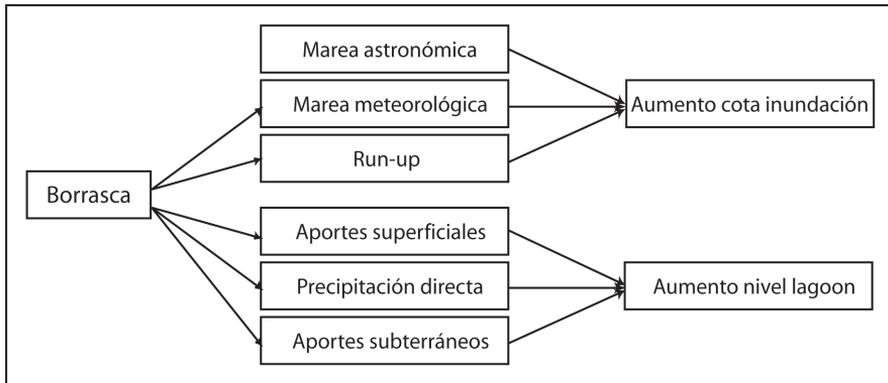


Figura 2.8: Agentes capaces de generar gradientes que se activan por la llegada de un evento. Estos agentes tienen como consecuencia la elevación de la superficie libre en el mar, en la laguna o en ambos

2.5.2.1. Sistema abierto

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio de los agentes marinos

En esta sección se acepta como hipótesis que los cambios en el nivel del mar ocasionados por la marea meteorológica son paulatinos, con una duración de varios días y que, en principio, no hay oleaje. Tampoco se aprecia una descarga fluvial o ésta es mínima. Esta situación es observable a principios de otoño, cuando está comenzando el periodo de lluvias y los ríos todavía continúan con su inercia estival. También puede ocurrir que aún existiendo precipitación, el cauce se encuentre regulado, no llegando agua a la laguna.

La sobreelevación producida por la marea meteorológica actúa como aumento transitorio del nivel medio del mar, suponiendo una traslación en la vertical de la onda de marea. Este aumento se transmitirá a la oscilación de nivel que tiene lugar en el interior de la laguna, ya sea ésta mediterránea o atlántica. Se produce una disminución en la K de Keulegan, lo que a priori no tiene influencia en las lagunas mediterráneas por lo elevado de este coeficiente pero sí en las atlánticas, aumentando el retraso en la propagación de la marea. La sobreelevación también se traduce en un incremento del prisma de marea. El aumento de volumen en el interior de la laguna dará lugar, dependiendo de la morfología de la cubeta, a:

- un incremento de la superficie en planta de la bahía y del área intermareal. El sistema se tornará más asimétrico, con mayor dominancia de la marea llenante.

- un incremento de la profundidad media de la laguna. Esto hace disminuir los efectos de fricción cuando la marea está bajando, por lo que la dominancia de la marea llenante será menor que en condiciones normales de trabajo.

El volumen de agua que penetra en la laguna es mayor que en condiciones normales, favoreciendo la mezcla de agua oceánica con agua de la laguna. El transporte de sedimentos irá aparejado al comportamiento del flujo de marea y por tanto vendrá determinado por la magnitud de la sobreelevación y la morfometría de la laguna. Si además existe oleaje, la magnitud de todos estos procesos se verá intensificada, sobre todo en lo que a modificación de la morfología del inlet se refiere. Dependiendo de la intensidad y duración del temporal, se podrá producir también una variación de la anchura y profundidad del inlet, que puede acercarlo o alejarlo de la estabilidad. Suponiendo que se produce la mezcla completa de las aguas, el aumento del prisma de marea supondrá cambios en la temperatura, salinidad y el resto de propiedades del agua, acercando sus valores más, si cabe, a los del agua del mar.

Un proceso que afecta a zonas de la barrera no relacionadas con los inlets es el rebase por el oleaje. Este proceso se produce tanto en sistemas cerrados como abiertos y tiene lugar cuando la barrera es suficientemente estrecha como para que el run-up supere la cota de la barrera y penetre en la laguna, provocando la erosión de sedimentos en el flanco mar de la barrera. Se forman los denominados pasillos de tormenta en la barrera y aparecen unas estructuras deposicionales en forma de abanico en el interior de la laguna, en la zona colindante con la barrera. Este proceso supone una migración de la barrera hacia tierra. En las lagunas con morfología unidimensional no suele tener lugar este proceso, que sí aparece en otro tipo de morfologías. La figura 2.9 muestra los pasillos de tormenta de la Manga del Mar Menor (Murcia) en 1950. Este ejemplo, aunque no pertenece a Andalucía, ha sido escogido por lo ilustrativo de la fotografía.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio de caudal fluvial

En este apartado se contemplan las situaciones en las que la aparición de tormentas generan precipitaciones elevadas, o borrascas en cuya área de influencia está contenida la cuenca hidrográfica de la laguna pero no el mar. Generalmente producen rápidos aumentos de caudal en los ríos.

La respuesta del sistema es similar a la que se produce bajo condiciones medias, si bien la intensidad de las mismas es más elevada. El nivel del agua en la bahía aumenta más y más rápido, siendo mayor el desnivel



Figura 2.9: Pasillos de tormenta en la Manga del Mar Menor (1950), que se corresponden con las zonas deprimidas sin vegetación

con el océano. La descarga fluvial impide la entrada del prisma de marea, causando un flujo unidireccional hacia el mar. Las corrientes fluviales tendrán velocidades altas, lo que hace que se incremente el poder erosivo de las mismas. Los sedimentos acumulados en la laguna y el canal son retirados en estas épocas, aumentando la sección del inlet. El tiempo de residencia del agua en la laguna es muy bajo, lo que provoca que el volumen de sedimentos transportados en suspensión hasta el mar sea mayor que en condiciones normales. Los sedimentos transportados por fondo formarán un abanico aluvial en la desembocadura del río en la laguna o seguirán siendo arrastrados hasta atravesar el inlet, depositándose en su parte más exterior y contribuyendo a la formación de un delta de reflujo.

El elevado aporte de nutrientes del río al mar originará un bloom en el crecimiento del fitoplancton marino que volverá a sus niveles normales una vez que dejen de notarse los efectos del evento. El agua en la laguna tendrá las mismas características que el agua del río: dulce y con gran cantidad de sedimentos y materia orgánica en suspensión. La temperatura dependerá de la época del año en la que se observe el evento de precipitación. Puesto que el tiempo de residencia del agua en la laguna es mínimo y la turbidez elevada, la productividad primaria no será muy elevada.

Procesos biogeoquímicos en sistemas donde intervienen los tres factores

Cuando en un sistema sólo actúan marea y oleaje, a pesar de que es la energía del oleaje la que determina la cantidad de sedimentos aportados al

inlet, la importancia relativa de ambos factores es la que decide dónde se produce la deposición última de los sedimentos y la forma que estos tomarán (Hubbart *et al.*, 1979). Si el río entra en juego el aporte sedimentario también procederá del continente. La morfología final del sistema dependerá de la magnitud relativa de estos tres agentes.

2.5.2.2. Sistema cerrado

Las condiciones de trabajo extremas que se contemplan cuando el sistema está cerrado es el aumento de caudal fluvial y la presencia de oleaje extremal. En cuanto a la evaporación, ésta se puede prolongar más o menos en el tiempo, pero la intensidad de la misma va a estar siempre dentro del rango de variabilidad anual e interanual que para cada localización concreta se observe. Otros procesos que tienen lugar en sistemas cerrados relacionados con las modificaciones provocadas por los eventos se describen en profundidad en la sección 2.5.5, cuando se trata el proceso de apertura de sistemas cerrados.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio de caudal fluvial

La llegada de tormentas o la aparición de un evento de precipitación importante provocan un aumento de caudal en los cursos de agua naturales y por consiguiente en la laguna. Si la laguna permanece cerrada, se producirá un rápido aumento de nivel de la misma y un crecimiento de sus fronteras, pudiendo ocasionar inundaciones en las zonas circundantes. Como ejemplo de lo que podría ocurrir se pueden citar las inundaciones que se produjeron en el Rincón de la Victoria (Málaga) en el año 2004. En este caso particular la desembocadura del río estaba parcialmente impedida por las infraestructuras de un paseo marítimo que actuó como barrera.

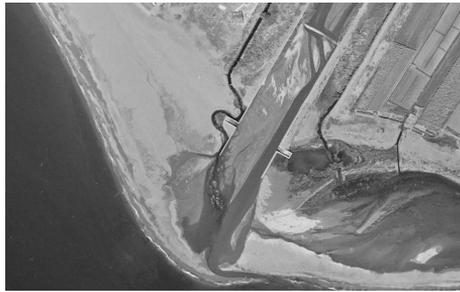
En ocasiones, el nivel de la laguna puede superar la cota de la barrera ocasionado su rebase y/o apertura. Debido al poder erosivo de las aguas torrenciales de la cuenca mediterránea y al bajo tiempo de residencia de las aguas en la laguna, los aportes sedimentarios al mar son considerables, siendo su tamaño medio superior al que presenta bajo condiciones normales operativas. La turbidez elevada limitará la producción primaria por falta de luz en un primer momento, pero, una vez finalizado el evento, ésta disminuirá por la deposición de sedimentos, favoreciendo el aumento de la actividad fotosintética.

En las lagunas atlánticas, los ríos tienen mayor longitud, por lo que el pico de caudal llegará más amortiguado, aunque también mayores cuencas

hidrográficas, lo que normalmente supone un mayor caudal. Esto hace difícil su comparación con los cursos fluviales mediterráneos. Lo que no ofrece lugar a dudas es que la existencia de pantanos limitará la ocurrencia de este proceso en aquellas lagunas asociadas a cauces regulados, siempre y cuando no se produzca un desembalse de emergencia, que tendría los mismos efectos que un evento de precipitación.

Procesos biogeoquímicos en sistemas con predominio del oleaje

En este apartado se pone de manifiesto el papel que el oleaje tanto medio como extremo juega como redistribuidor de sedimentos del nearshore. En ocasiones, cuando el oleaje tiene una dirección predominante puede cerrar el inlet y dar lugar a la formación de un cuerpo de agua (con biodiversidad asociada) en dicha dirección (figura 2.10).



(a) Abril 1998



(b) Mayo 2000

Figura 2.10: Laguna originada por el oleaje de poniente en la margen izquierda de la desembocadura del río Guadalfeo (Granada). Este tipo de cuerpos de agua suelen aparecer tras un aporte importante de sedimentos al delta, que al ser redistribuidos por el oleaje consiguen formar una barrera, aislando un cierto volumen de agua. Fotografías cedidas por la Delegación Provincial de Costas de Granada

2.5.3. Condiciones de trabajo excepcionales

Las condiciones de trabajo excepcionales consideradas son terremotos y tsunamis, que pueden causar variaciones importantes en la geomorfología de las lagunas litorales intermitentes, pudiendo ser incluso causa directa de su aparición o desaparición. Estos agentes geológicos se observan con frecuencia en el mar de Alborán y en el sureste de Andalucía, aunque no con la suficiente intensidad como para producir cambios en la geomorfología de los sistemas. Es por ello que se tratan como condiciones de trabajo excepcionales. El ejemplo más conocido es el terremoto acaecido en Lisboa en 1755, que ocasionó importantes modificaciones en las costas de Huelva y Cádiz.

2.5.4. Equilibrio

Se dice que un inlet alcanza una configuración estable o de equilibrio dinámico cuando su balance neto de sedimentos es nulo en el largo plazo (años, décadas o periodos incluso mayores). Este balance puede desequilibrarse en el corto plazo por eventos cíclicos (cambios estacionales en el oleaje) o eventos esporádicos (oleajes o caudales fluviales extremos). Los inlets que no están en equilibrio hidrodinámico son aquellos que migran, que se están cerrando o que están creciendo debido a un aumento del prisma mareal o a un sustrato geológico inestable (Bodge, 2003).

Una representación gráfica de la estabilidad de inlets es la denominada curva de cierre (Escoffier, 1940), que se basa en la relación existente entre el área transversal mínima del inlet y la velocidad máxima media en el inlet (promediada espacialmente en el área transversal). Esta relación es válida para una determinada laguna cuando se mantienen relativamente constantes los parámetros de marea y los que describen al inlet y bahía (figura 2.11).

La parte izquierda de la curva indica que si el área transversal del inlet se aproxima a cero la velocidad sufre un decremento en su módulo. Esto se debe al aumento de las fuerzas de fricción, que son inversamente proporcionales a dicha área. Se producirá por tanto una disminución de la habilidad del inlet para expulsar sedimentos, lo que conducirá a un eventual cierre del mismo. A medida que se va incrementando el área del canal, se produce una reducción en las fuerzas de fricción, y por tanto un aumento de la velocidad. Llegará un momento en el que el prisma de marea alcance su máximo, y cualquier aumento en el área del canal producirá una disminución en la velocidad máxima alcanzada. En la rama derecha de la curva, cuando el área del inlet se reduce, la velocidad en el inlet aumenta, produciéndose la erosión de los sedimentos depositados y un nuevo ensanchamiento del canal. La estabilidad hidráulica, según Escoffier se alcanza con el área que corresponde al máximo de velocidad.

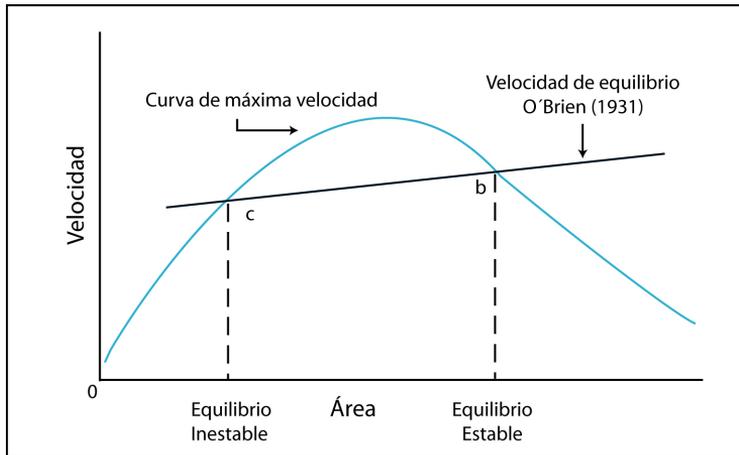


Figura 2.11: Forma típica de una curva de cierre o curva de Escoffier (1940), que representa la velocidad máxima y la velocidad de equilibrio frente al área transversal del inlet. El punto b de corte de la recta de velocidad de equilibrio con la curva de cierre constituye un punto estable, mientras que el punto c es una raíz inestable

Dean (1971) introduce en este análisis la velocidad de equilibrio de los inlets. La posición relativa de ésta con la curva de velocidad máxima y su relación con el área transversal del canal dará lugar a tres situaciones diferentes:

- Corte en dos puntos: Los puntos de corte dan lugar a las raíces b y c . El punto b constituye una raíz estable, un punto de equilibrio. El punto c es una raíz inestable. Eventos de corta duración y gran magnitud como una tormenta pueden hacer que la cantidad de sedimentos que llega hasta el inlet aumente rápidamente, disminuyendo el área transversal y provocando el cierre del inlet.
- Tangencia: Sólo existe una raíz, que ostenta el carácter de inestable.
- Inexistencia de intersección: No existen raíces, por lo que el inlet se cerrará.

Por tanto, la separación entre canales estables e inestables no viene marcada por el máximo de la curva de velocidad, sino por el punto b , estable, de intersección entre las curvas de velocidad máxima media y velocidad de equilibrio (van de Kreeke, 1992). Distintos autores dan distintos valores para la velocidad de equilibrio coincidiendo la mayoría en un valor de 1 m/s.

O'Brien (1931, 1969), de forma experimental y tras la observación del comportamiento de una serie de inlets de Estados Unidos, establece una relación lineal entre el prisma de marea y el área transversal de equilibrio del inlet:

$$A_c = C_f \Omega \quad (2.5)$$

siendo A_c el área transversal mínima en la condición de equilibrio, Ω el prisma mareal, normalmente calculado para una marea viva, y C_f un coeficiente de ajuste que en este caso tiene un valor de $6.6 \cdot 10^{-5} m^{-1}$. La velocidad máxima media tendrá entonces la expresión:

$$U_{max} = \frac{\Omega}{C_f T} \quad (2.6)$$

Para una marea semidiurna, la velocidad máxima media es de 1.06 m/s, mientras que para una marea diurna su valor es de 0.53 m/s. Por tanto, los inlets situados en zonas con mareas diurnas requerirán menores velocidades para mantener la misma área de equilibrio que los inlets situados en ambientes semidiurnos.

Jarrett (1976), basándose en el trabajo de O'Brien, establece empíricamente curvas que relacionan la estabilidad con el prisma de marea y el área transversal del inlet para inlets naturales y canalizados:

$$A_c = C_f \Omega^m \quad (2.7)$$

donde C_f y m son coeficientes de ajuste que dependen de la naturaleza del inlet, siendo m generalmente igual o menor que la unidad. La velocidad de equilibrio para 70 inlets de la costa atlántica de Estados Unidos es de 1.17 m/s, 0.75 m/s para 38 inlets del Golfo de México y 1.06 m/s para 28 inlets del Pacífico. Estas diferencias se deben básicamente a que el periodo de las mareas forzadoras es distinto.

Dean y Dalrymple (2002) consideran que la evaluación de la velocidad máxima debe ser correlacionada no sólo con el prisma de marea, sino también con la condición de equilibrio sedimentario del inlet, y utilizando el criterio de O'Brien derivaron una relación de estabilidad sedimentaria (U_{max} en pies/s y A_c pies²):

$$U_{max} = 2.13 \cdot 10^{-4} A_c^{0.3} \quad (2.8)$$

Teniendo en cuenta también el balance sedimentario y bajo la hipótesis de que los únicos sedimentos que penetran en el inlet son los debidos al transporte longitudinal, Suprijo y Mano (2006) calculan la velocidad máxima de equilibrio para inlets de sección transversal rectangular como:

$$U_{max} = \left(0.29 \frac{s^2 e_w D_{50} h^{1.83}}{n^5 g^{0.5} A_c} (1 - n_p) Q_w \right)^{0.2} \quad (2.9)$$

siendo e_w el factor de eficiencia asociado al transporte longitudinal de tasa Q_w , s el peso específico del sedimento sumergido, n el número de Manning y n_p la porosidad. Kraus (1998) con estas mismas hipótesis, establece una relación del tipo de la ecuación 2.7, donde m tiene un valor de 0.9 y C_f adopta la expresión:

$$C_f = \left(\frac{e_w \pi^3 n^2 b^{4/3}}{Q_w T^3} \right)^{0.3} \quad (2.10)$$

En aquellas zonas donde la deriva litoral es limitada, el coeficiente empírico C_f presenta valores más elevados y n valores menores. La velocidad de equilibrio es entonces menor de 1 m/s (Riedel y Gourlay (1980), Hume y Herdendorf (1990), Byrne *et al.* (1980)). Este último autor, además, encuentra velocidades de equilibrio para inlets cuya área transversal mínima es menor de 100 m² de alrededor de 0.35 m/s.

El criterio de equilibrio de Bruun (1991), también muy utilizado, emplea la relación existente entre el prisma mareal en marea muerta y la cantidad total anual de sedimentos transportados por la deriva litoral en un año (M_T).

- $\Omega/M_T > 150$ Estabilidad muy alta. Inexistencia de barra o barra pequeña fuera del inlet.
- $100 < \Omega/M_T < 150$ Estabilidad alta. Barra oceánica baja, problemas de navegación menores.
- $50 < \Omega/M_T < 100$ Estabilidad media. Barra más ancha y alta, más problemas de navegación.
- $20 < \Omega/M_T < 50$ Estabilidad baja. Barra ancha y somera, navegación difícil.
- $\Omega/M_T < 20$ Estabilidad muy baja. Barra muy somera, navegación muy difícil.

El criterio empleado por el *Quantified Conceptual Model* (Battalio *et al.*, 2007) para estimar cuando se producirá potencialmente el cierre de un inlet se basa en la idea que O'Brien (1971) emplea para proponer su criterio de cierre:

$$St = \frac{P_w}{P_t} \quad (2.11)$$

donde St es el parámetro de estabilidad, P_w el trabajo del oleaje y P_t el trabajo de la marea en un ciclo mareal. El inlet se cerrará cuando se supere un valor crítico del parámetro de estabilidad.

2.5.5. Transición de sistema cerrado a abierto

La transición de un sistema cerrado a abierto tiene lugar a través de la apertura de una brecha en la barrera. Por este término son conocidas en el ámbito costero-litoral a las nuevas aperturas que se producen en cuerpos sedimentarios terrestres como puedan ser las islas barrera o las flechas, que permiten que el agua fluya entre los cuerpos de agua que estas estructuras separan. La generación de brechas también se produce de forma natural en la desembocadura de ríos no permanentes y de charcas y lagunas costeras (Kraus y Wamsley, 2003). Una vez creada la brecha, el intercambio mareal y el caudal de los ríos tenderán a ampliarla y hacerla más ancha, dando lugar a la formación de un inlet. La apertura también se puede producir por la licuefacción de la arena que compone la barrera. Esta sección trata básicamente de exponer los mecanismos de apertura de brecha causados por los agentes especificados en la sección 2.3.1. En primer lugar se estudian los agentes y acciones que por sí mismos pueden abrir la barrera (rebase y licuefacción) ya expuestos por Pierce en 1970. Posteriormente se hace referencia a otros procesos que contribuyen a acelerar o retardar estos mecanismos.

Inicialmente la barrera contará con unas características de geometría, morfología, estructura y textura concretas. En el proceso de apertura influyen factores como anchura de la barrera en la cresta y en la base, altura a lo largo de toda su extensión, pendiente de los flancos, composición y granulometría, densidad, compactación, cohesión y porosidad. Es típico de estas barreras, conformadas principalmente por arenas, presentar mayor pendiente en el flanco que mira hacia la laguna que en el flanco que mira a mar. En aquél, presentarán un ángulo muy cercano o igual al ángulo de reposo interno de la arena, mientras que en éste, la pendiente será más suave por la acción del oleaje.

Los agentes que ocasionan la apertura pueden actuar de forma individual o conjunta, de manera continuada bajo condiciones de trabajo medias o acentuados en condiciones de trabajo extremas. Es por ello que se hace una clasificación en base a criterios generales, donde, en cada una de ellas se especifican los agentes que intervienen y bajo qué condiciones.

2.5.5.1. Rebase continuo por subida del nivel de la laguna

La primera condición que puede originar la comunicación entre laguna y mar abierto a través de la apertura de una brecha es el aumento de la lámina de agua en la laguna, de tal forma que supere la cota más baja de la barrera que los separa. El principal agente que puede generar esta variación de nivel es el fluvial. El aporte continuado de agua a la laguna o bien aportes extremos en cauces no regulados durante un evento de precipitación pueden dar lugar a este proceso. El flujo subterráneo que llega a la laguna contribuye al ascenso del nivel de agua, si bien no será considerado aquí por ser su tiempo de respuesta a un evento de precipitación mayor que el del sistema fluvial.

Cuando el nivel del agua supere la cota mínima de la barrera tiene lugar el rebase. El agua empezará a fluir hacia el mar con cierta velocidad, produciendo erosión en la parte superior de la barrera y un aumento de la sección transversal. Cuando su altura sea menor que la pleamar mareal se considerará abierto el inlet.

La geometría de la cubeta, y más concretamente la pendiente de sus paredes, así como el caudal fluvial aportado son determinantes en la evolución de la superficie libre, decidiendo el instante del rebase. La geometría de la barrera condiciona el número de inlets que se abrirán así como su ubicación. La velocidad y duración del rebase, junto con la granulometría de la barrera y la turbulencia generada por la corriente de salida, son elementos clave para discernir las dimensiones de la brecha. Los cambios en la saturación del material modifican la densidad de la barrera, lo que influencia su predisposición a la erosión. Los sedimentos erosionados se depositarán a pie de barrera en el lado mar cuando disminuya la velocidad del caudal fluvial. Este cuerpo sedimentario originará cambios en el patrón del oleaje que llega hasta la zona, provocando el adelanto del oleaje lateral respecto al oleaje que se encuentra en su camino con el cuerpo sedimentario menos profundo. Esto provoca una concentración de energía en los laterales de la brecha, facilitando su erosión.

2.5.5.2. Rebase continuo por subida del nivel del mar

El proceso de creación y profundización de brecha es similar al anterior. Difieren los agentes que intervienen y el sentido en el fluye el agua que, en este caso, es de mar a tierra. La cota de inundación se define como la cota máxima de ascenso de la lámina de agua en un punto cualquiera de la costa. Será la suma de la sobreelevación producida por distintos factores y que en un momento dado, según Castillo (1998), depende de:

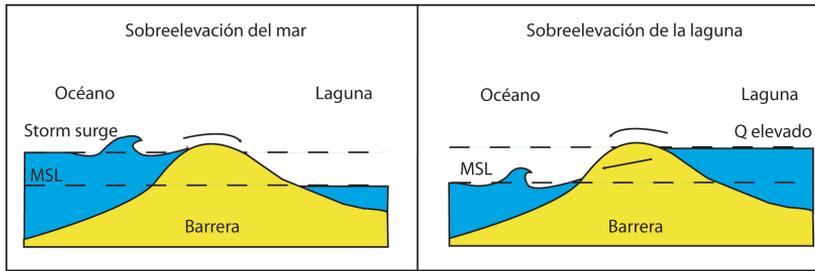


Figura 2.12: Mecanismos de inicio de brecha por elevación de la superficie libre del mar o de la laguna (Kraus *et al.*, 2008)

- nivel del mar, función de las oscilaciones generadas por los agentes marea astronómica, marea meteorológica y run-up.
- batimetría de la playa, que pone las condiciones de contorno y que es función del oleaje y de la granulometría de la playa.
- propagación del oleaje que depende de las características del oleaje y de la batimetría de la playa.

En primera aproximación, sólo se tiene en cuenta la influencia de marea meteorológica y astronómica de tal forma que se pueda suponer que la sobreelevación del nivel del mar se produce de forma continua. Al igual que en el caso anterior, el punto de la barrera más propicio para la formación de un inlet es aquel que presenta menor cota. El hecho de que las pendientes de los flancos de la barrera sean diferentes condiciona la evolución de la brecha. La erosión resultará más fácil en estas circunstancias que en las anteriores, dando lugar a una más rápida apertura del inlet. La erosión y transporte de sedimentos provocará variaciones del fondo de la laguna contiguo a la barrera, modificando su batimetría. Puesto que dentro de la laguna no hay oleaje, la redistribución de los sedimentos se producirá por las corrientes de entrada y salida de agua una vez ésta esté abierta. Para ello es necesario que la altura de la barrera sea menor que la que posee el máximo de la marea astronómica de la zona, sin la presencia de la marea meteorológica, de tal forma que cuando ésta se retire, el agua marina sea capaz de penetrar por sí sola en la laguna.

2.5.5.3. Licuefacción

La apertura de la laguna también se puede originar cuando, debido a la diferencia de carga entre la bahía y el mar, las fuerzas de presión logran poner en licuefacción los granos de arena que conforman la barrera. De esta forma tendría lugar el movimiento de todo el espesor de barrera situado sobre

la interfaz agua-aire existente dentro de la misma, abriéndose una brecha. Los agentes que originan las condiciones necesarias para que se produzca el proceso de apertura son similares a las dos condiciones anteriores. Si es en la laguna donde se sitúa el nivel más elevado, la máxima diferencia de carga se originaría cuando la marea alcance la bajamar. Si el nivel más alto corresponde al mar será el conjunto de marea astronómica, meteorológica y oleaje los que determinen la posición de este nivel y la máxima diferencia se produciría cuando la laguna se encuentre seca. Dadas las dimensiones de las barreras en Andalucía y puesto que la diferencia de carga ha de ser considerable para que se origine la licuefacción, la probabilidad de apertura de la laguna por este mecanismo es muy baja.

Relacionado con la aparición de una brecha desde la zona de laguna por cualquiera de los mecanismos citados, Kraus *et al.* (2008) proponen un índice de susceptibilidad de rotura para las lagunas litorales intermitentes. Este índice adopta la forma:

$$\frac{h}{L} \geq 2\kappa(1 - n_p)\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right) \quad (2.12)$$

Para arena homogénea de cuarzo, este índice queda:

$$\frac{h}{L} \geq 2\kappa \quad (2.13)$$

siendo κ el porcentaje de la fuerza de resistencia originada por la barrera que se debe superar para que la fuerza del agua sea capaz de romper la barrera. Para 5 lagunas intermitentes de la zona norte de California, el valor crítico para este índice oscila entre el 5-10 % y la carga hidráulica de agua es de unos 3 m. Para la aparición de la brecha desde la zona de mar, el índice de susceptibilidad (B_s) definido por Kraus *et al.* (2002) es:

$$B_s = \frac{S_{10}}{Rg} \quad (2.14)$$

donde S_{10} es la altura de la marea meteorológica para un periodo de retorno de 10 años y Rg el rango de la marea. Si el índice es mayor que 1, se producirá la apertura de la laguna. Este índice no es específico para un inlet, sino que trata de describir el comportamiento de los inlets en una región concreta, ya que no tiene en cuenta características específicas de cada inlet ni la duración del evento. El periodo de 10 años se emplea como una cantidad estadísticamente estable, aunque otras frecuencias pueden ser usadas dependiendo del clima marítimo de la zona.

2.5.5.4. Rebase discontinuo por oleaje

La erosión discontinua de la barrera por olas individuales que superen la cota de la misma puede dar lugar al inicio de una brecha o al menos, a la disminución de su cota. Este tipo de acciones se producen tanto en sistemas abiertos como cerrados, generalmente durante un evento, donde el nivel del mar es elevado y el run-up asciende por la pendiente de la barrera alcanzando o sobrepasando la misma. Dependiendo de la anchura de la barrera se producirá *overwash* o rebase, y el sedimento erosionado será depositado a un lado u otro de la misma. Si la barrera es estrecha, se forman pasillos de tormenta en la barrera (figura 2.9) y abanicos en el interior de la laguna. Estos pasillos son los lugares más propicios para la apertura de futuros inlets.

2.5.5.5. Apertura por erosión diferencial

Cuando las barreras son estrechas, su apertura también puede iniciarse por erosión diferencial debido a la acción conjunta de agentes como oleaje, ondas de borde, rip currents o cualquier otro agente que ocasione variaciones longitudinales de altura de ola y/o de la concentración de energía en la barrera. Este mecanismo opera tanto bajo condiciones de trabajo medias como extremas. La apertura de la brecha se produciría por erosión reptante progresiva en aquellos puntos con mayor concentración de energía. Las corrientes modifican la morfología de la zona de rompientes mediante la redistribución del sedimento erosionado.

2.5.5.6. Formación de cárcavas en la barrera

Debido a la morfología propia de la barrera y a la acción de los distintos agentes, la topografía de la misma no es regular en toda su extensión. Por ello, y debido a la gravedad, la precipitación directa caída sobre la barrera tiende a circular por aquellos puntos con mayor pendiente, concentrándose y formando pequeños surcos y regueros. Dependiendo de la intensidad y de la duración de la precipitación, así como de la frecuencia de los eventos, los surcos presentarán un mayor o menor desarrollo, pudiendo llegar a constituirse cárcavas en la barrera. Si se crea una cárcava que afecta sólo a un flanco de la barrera, ésta tendrá que ir reptando y profundizando para abrir por los dos lados y convertirse en brecha. La existencia de vegetación dificulta la formación de cárcavas. Resulta muy difícil que la lluvia por sí misma consiga abrir un inlet. Sin embargo, las precipitaciones suelen estar asociadas a bajas presiones atmosféricas, mayores caudales de ríos y cotas de inundación, por lo que los surcos pueden servir como brechas incipientes para la apertura por rebase continuo. La formación de las cárcavas por lluvia es independiente del estado inicial del sistema.

2.5.5.7. Descenso de la cota máxima de la barrera por viento

La acción puntual e intensa del viento durante un evento, o continuada pero de menor magnitud en condiciones normales, genera cambios en la topografía de la barrera de arena, sobre todo cuando ésta no se encuentra saturada. Este agente es determinante para conocer las condiciones iniciales relacionadas con la geometría de la barrera.

En cuanto a los mecanismos que contribuyen al crecimiento y profundización de la brecha ya creada son:

2.5.5.8. Deslizamiento de las paredes

Se produce en los casos en los que la velocidad de la corriente en la brecha es suficiente para producir erosión y arrastre de la arena del fondo del canal. Alrededor de éste queda arena saturada que se vuelve más plástica que la arena situada más lejos. Para que el canal alcance la estabilidad, se producirá el deslizamiento de las paredes al volverse inestables. Este mecanismo se repetirá hasta que el inlet alcance la estabilidad.

2.5.5.9. Colapso

El flujo de agua genera erosión tanto en el fondo como en los laterales de aquellas zonas cubiertas por agua. Cuando desciende el nivel de agua en el inlet, se producirá erosión en las zonas más profundas del canal, pero no en las superiores. El sedimento cae por efecto de la gravedad, produciéndose el colapso.

2.5.6. Transición de sistema de abierto a cerrado

Ranashinge *et al.* (1999) agrupan en dos categorías las hipótesis lanzadas por otros autores sobre los mecanismos que pueden explicar el cierre de los inlets, ambos de origen marino. Se incluye aquí un tercer mecanismo, relacionado con los cursos fluviales y los sedimentos aportados por los mismos.

2.5.6.1. Depósito de sedimentos aportados por la corriente longitudinal

El cierre del inlet está controlado en este caso por la interacción existente entre la corriente en el inlet y la corriente longitudinal. Así, la corriente que circula a través del inlet actúa interrumpiendo la corriente longitudinal, y, por tanto, el transporte longitudinal de sedimentos. Como resultado, se formará un banco de sedimentos en la zona de la que proviene la deriva litoral. El tamaño y la tasa de crecimiento de este banco de sedimentos

dependerá principalmente de la tasa de transporte longitudinal. En la mayoría de los casos, un banco más pequeño se desarrollará en la parte contraria del inlet, donde prosigue la deriva litoral, por la deposición de arena debido a un retardo de la corriente de marea vaciante cuando ésta es desviada por la corriente longitudinal en la dirección en la que circula. Si hay un aporte constante de sedimentos al banco anterior al inlet, se producirá su crecimiento y aparecerá eventualmente una flecha que se extenderá sobre la entrada del inlet. Si la corriente del inlet es lo suficientemente fuerte como para remover estos sedimentos, no se producirá una progradación de la flecha. En este caso, se formarán dos barras marginales a cada lado del inlet. Sin embargo, si la corriente que circula a través del inlet no es importante, los sedimentos depositados no serán erosionados, y la flecha continuará creciendo hasta que el inlet resulte completamente bloqueado.

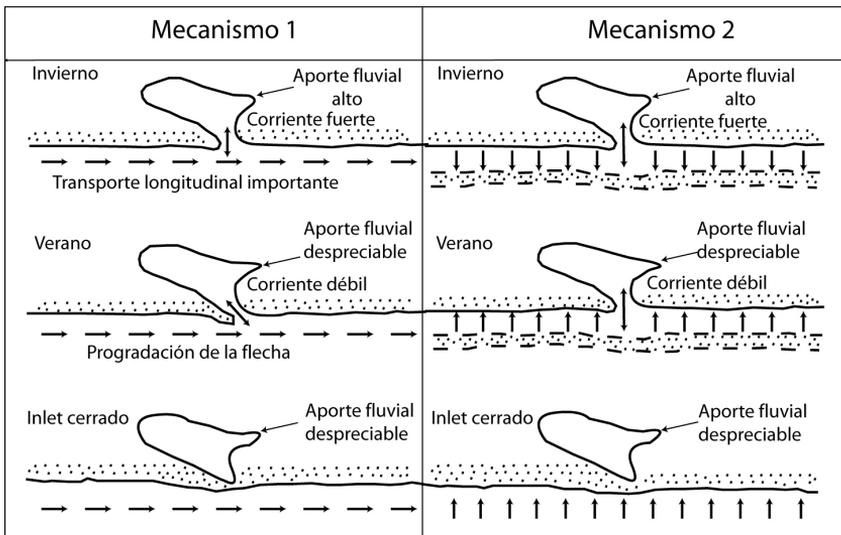


Figura 2.13: Mecanismos de cierre del inlet de una laguna litoral por corrientes marinas longitudinales (mecanismo 1) y transversales (mecanismo 2) (Ranashinge *et al.*, 1999)

2.5.6.2. Depósito de sedimentos aportados por la corriente transversal

En este caso se tiene en cuenta la interacción existente entre las corrientes en el inlet y el transporte de sedimentos hacia las playas debido a condiciones de swell. Este mecanismo cobra importancia cuando la corriente en el inlet y el transporte longitudinal de sedimentos no son demasiado significativos. Será un mecanismo de cierre de inlets a considerar si las

corrientes en éste son pequeñas ($<1\text{m/s}$) y sólo dará lugar al cierre de inlets en costas micro y mesomareales donde el prisma de marea sea pequeño. En invierno, bajo condiciones de borrasca, la arena erosionada de la playa y de la zona de surf es transportada mar adentro, dando lugar a la formación de una barra longitudinal en la zona de rotura. Cuando desaparecen las borrascas y comienza a dominar el oleaje swell, la arena almacenada en la barra será transportada hacia tierra. Si el flujo de retorno del inlet es importante, ya sea debido a caudales altos aportados por la red hidrológica o a rangos mareales amplios, el transporte de sedimentos hacia la playa se verá obstruido, principalmente en la zona frente al inlet. Cuando el flujo de los ríos se reduce en verano y la corriente de retorno se debilita, el transporte continuo de arena hacia las playas podrá generar el cierre del inlet. Este mecanismo de cierre de inlets relacionado con el transporte transversal resulta de especial interés puesto que muchos inlets estacionales están situados en bahías resguardadas, donde las tasas de transporte longitudinal son pequeñas debido a la incidencia normal o casi normal del oleaje.

2.5.6.3. Depósito de sedimentos fluviales

El transporte y la deposición de sedimentos en las lagunas están estrechamente relacionado con la circulación interna en la laguna, las corrientes mareales y la dinámica salina. Los sedimentos de mayor tamaño aportados por los ríos serán transportados como carga de fondo y se moverán en la dirección de las corrientes principales. Los sedimentos en suspensión están compuestos principalmente por arcillas, limos y materia orgánica coloidal. Cuando se ponen en contacto con el agua salina, se produce una floculación de las partículas, transformándose en agregados de mayor tamaño y masa, que serán más fácilmente depositados. Este proceso hace que se produzca un máximo de turbidez en las capas donde la mezcla entre el agua dulce y salina es más activa. En las lagunas estratificadas, a medida que las partículas se van depositando, pueden ser transportadas otra vez hacia el interior de la laguna por la corriente más densa de agua marina que circula por el fondo. Este proceso tiene como efecto el concentrar y atrapar sedimentos dentro de la laguna. Los sedimentos en la zona de máxima turbidez son mantenidos en suspensión por turbulencia, pero una vez que la velocidad de la corriente de marea disminuye al producirse el cambio de sentido, los sedimentos en suspensión se depositan y lentamente se van consolidando en el fondo.

En pleamar, los sedimentos se depositarán principalmente en los bordes más exteriores de la laguna mientras que en bajamar, los sedimentos se depositarán en la parte más central. Cuando aumenta la velocidad de las

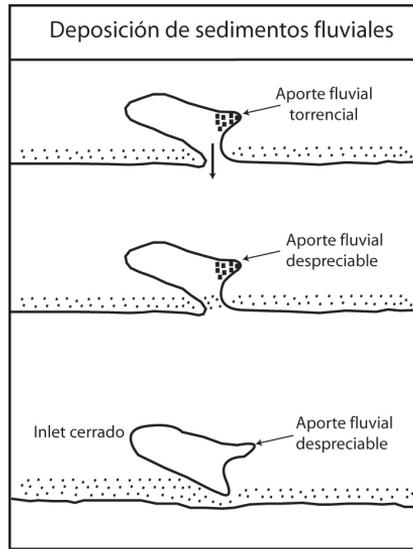


Figura 2.14: Cierre del inlet de una laguna litoral por la acción de un caudal fluvial

corrientes, los sedimentos que aún no se han consolidado pueden pasar a estar otra vez en suspensión, volviendo a la zona de máxima turbidez. Se produce así un intercambio continuo entre los sedimentos del fondo y los situados en la zona de máxima turbidez. Si la concentración de sedimentos suspendidos es muy alta y se reduce la turbulencia, el sedimento se acumulará en el fondo como una capa de fango ligeramente consolidada. La salida de sedimentos de la laguna dependerá del caudal fluvial, que controla la posición de la zona de máxima turbulencia, los intercambios mareales que sacan agua de la laguna durante la marea vaciante y los ciclos de mareas-vivas mareas muertas que determinan el prisma mareal (van Aalst, 1984).

2.6. Summary

The intermittent Andalusian coastal lagoons have a dual character: the vertical fluxes are predominant when they are closed; the horizontal fluxes dominate when they are open. However, the magnitude and intensity of these fluxes are not the same. Horizontal fluxes (river, tide or waves) are not permanent but intermittent, normally due to storm conditions. These fluxes have a short duration (days) and high intensity, causing stress to the whole system. Despite the long duration of the closed periods (months or years), evaporation, which is the main agent generating vertical fluxes, has an almost constant influence on the coastal lagoon water level, letting the system move towards the equilibrium. The different temporal scales of wet

and dry cycles and the sequence of calm-storm conditions determine the hydrodynamic, morphological and biogeochemical responses of the system. In order to characterize the agents, a qualitative description is provided and their instantaneous, state and basic variables are identified for the event scale. According to the specifications given in Chapter 1, state descriptors for the system are also defined. Two initial conditions are possible: open and closed. Known the initial condition and the temporal sequence of agents acting on the system, some standard responses can be enumerated for the Mediterranean and the Atlantic coastal lagoons. This analysis is based on the relative importance of the agents, being some situations more probable than others. The whole combination of agents and the initial conditions to describe the responses is treated as follows:

1. Operational conditions

a) Open coastal lagoon

- I) Biogeochemical responses under astronomical tide predominance
- II) Biogeochemical responses under wave predominance
- III) Biogeochemical responses under river flow predominance
- IV) Biogeochemical responses in presence of the astronomical tide and river flow

b) Closed coastal lagoon

- I) Biogeochemical responses under evaporation predominance
- II) Biogeochemical responses under river flow predominance
- III) Biogeochemical responses in presence of evaporation and river flow

2. Extreme conditions

a) Open coastal lagoon

- I) Biogeochemical responses under astronomical tide predominance
- II) Biogeochemical responses under wave predominance
- III) Biogeochemical responses under river flow predominance
- IV) Biogeochemical responses in presence of the astronomical tide, waves and river flow

b) Closed coastal lagoon

- I) Biogeochemical responses under river flow predominance
- II) Biogeochemical responses under waves predominance

3. Exceptional conditions

To determine if an inlet is in equilibrium some criteria can be applied. The Escoffier curve joined to an inlet equilibrium velocity is the most extended one. This velocity has been experimentally calculated for inlets of different coasts and it is generally accepted that values around 1 m/s correspond to the equilibrium velocity. Experimental relationships have also been derived between tidal prism and the equilibrium cross-sectional area (Jarret, 1976, O'Brien 1931, 1969), the maximum velocity and the cross-sectional area (Dean and Dalrymple, 2002) or the longitudinal transport and the maximum velocity (Kraus 1998, Suprijo y Mano 2006). Bruun (1991) criterion is based on the relative importance of litoral drift and tidal prism for neap tide. Data for these criteria proceeded mainly from well-developed inlets which is not the case of Andalusian coastal lagoons. Only Byrne *et al.* (1980) offer an equilibrium criterion for inlets with a cross-sectional area less than 100 m²: 0.35 m/s.

Finally, to complete this chapter a description of all the natural processes that intervene in the inlet opening or closure is offered. The most significant processes contributing to barrier-breach are overtopping and liquefaction. Other processes that erode the barrier are gully formation, wind sediment transport, overwash, etc. Inlet width can be increased by bank slide or collapse. The transition of an inlet from open to closed is widely explained in Ranashinge *et al.* (1999) being along-shore and cross-shore sediment transport the processes taken into account. The possible sediment deposition due to continental flows is also described.

Capítulo 3

Modelado matemático

3.1. Objetivos del capítulo

En este capítulo se describe la solución adoptada para simular el comportamiento de las lagunas costeras intermitentes. En primer lugar se exponen las razones que justifican la elección de un modelo matemático y se describe su formulación e implementación. Para comprobar la bondad del esquema numérico elegido se realiza su verificación con soluciones analíticas (presentado en el Anexo B). Posteriormente se realiza un análisis de sensibilidad que incluye varios tests con interés para la gestión.

3.2. Modelado físico vs. modelado matemático

El estudio del comportamiento de los sistemas se puede abordar desde dos puntos de vista: 1) experimentación con el sistema real o 2) experimentación con un modelo del sistema.

La experimentación con el sistema real, cuando éste se corresponde con un ecosistema natural y cuando se trata de estudiar los procesos naturales, no es adecuada para alcanzar los objetivos planteados. Se debe a que no es factible realizar la reproducción artificial de los distintos agentes naturales a la escala adecuada o bien se pueden desencadenar consecuencias no deseadas en el sistema. Por tanto, sólo serían estudiables aquellas acciones que ocurren de forma natural y durante el periodo en el que el sistema está monitorizado, dejando atrás los procesos que se presentan con una frecuencia más baja que su tiempo de monitorización. Además, cada sistema a estudiar debe ser monitorizado, lo que puede resultar muy costoso. Debido a estas limitaciones es más conveniente la experimentación con modelos. Estos constituyen una representación simplificada del sistema, elaborada para comprender, predecir y poder controlar su comportamiento. Dos son los principales

tipos de modelos, físicos y matemáticos. Los primeros son construcciones a escala reducida, en laboratorio, de los sistemas. Generalmente se emplean en ingeniería, teniendo como fin perfeccionar los diseños de las obras proyectadas, antes de iniciar la construcción de las obras reales. El laboratorio asociado al *Coastal Inlet Research Program* (CIRP) del *US Army Corps of Engineers* posee un tanque de 46x99 m que contiene un modelo de inlet idealizado, de contornos simples para investigación básica. Este modelo puede ser adaptado para estudios específicos de sitios concretos, simulando el comportamiento morfológico del sistema ante agentes como el oleaje y las corrientes mareales. Si bien ciertos procesos hidráulicos y de transporte de sedimentos pueden ser bien reproducidos en laboratorio, los procesos biológicos relacionados con los organismos vivos difícilmente pueden ser estudiados a escala. Los modelos matemáticos son una simplificación de la realidad, basada en la descripción cuantitativa de las relaciones existentes entre los distintos componentes de un sistema. Tratan de explicar o predecir los cambios que ocurrirán en el sistema si se mantienen o se produce una variación en el tiempo o en el espacio de los agentes forzadores a los que éste se ve sometido.

Elección de la mejor alternativa

En base a los objetivos planteados en esta tesis, se propone la creación de un modelo matemático, que permita predecir y simular el comportamiento de los sistemas intermitentes de la costa de Andalucía bajo condiciones forzadoras medias y extremas. El hecho de que se pretenda evaluar el comportamiento de varios sistemas del litoral andaluz y que el estudio a realizar en los mismos sea integral conlleva la decantación por los modelos matemáticos frente a los físicos. Además, los modelos matemáticos ofrecen otras ventajas generales frente a los modelos físicos, siendo la más importante la relativa al coste, tanto económico, como espacial y, en buena parte de los casos, temporal. Estos modelos no requieren de un gran espacio físico para la ubicación y montaje del modelo a escala, los materiales necesarios son mínimos comparados con la construcción de modelos físicos, que requieren de un modelo para cada caso de estudio. Los modelos físicos resultan apropiados y con una relación coste-efectividad alta para el examen de estructuras y patrones de flujo detallados en los alrededores de la entrada de los inlets (Seabergh, 2003). Los modelos matemáticos también requieren de un importante periodo de tiempo para su creación, pero una vez que éstos están validados, son fácilmente aplicables a otros sistemas. La alternativa elegida presenta como handicap principal que las ecuaciones que gobiernan estos sistemas no pueden ser resueltas de forma analítica y tienen, por tanto, que ser aproximadas mediante un método numérico. Se recurre también a formulaciones empíricas basadas en estudios experimentales o mediciones de

campo, siempre ampliamente aceptadas por la literatura. Dependiendo de la complejidad de los procesos a estudiar y del grado de detalle que se quiera alcanzar, el desarrollo de un código que permita representar de forma fiable dichos procesos resultará más o menos complicado. En este caso se elige un modelo unidimensional, que aún siendo un caso simple es suficientemente representativo de los procesos a estudiar.

3.3. Elementos del modelo matemático

Los elementos que componen un modelo matemático son:

- Agentes forzadores: Se definen como las funciones o variables que influyen el estado del sistema. Estos han sido ampliamente descritos en la sección 2.3.
- Variables de estado: Describen, como su propio nombre indica, el estado del sistema. Todas ellas deben formar un conjunto completo y exhaustivo; es decir, que cada uno de ellos sea capaz de valorar un aspecto de la dinámica del sistema, de manera que entre todos el sistema quede totalmente descrito (ROM 1.1, en redacción). Son las soluciones buscadas y para su obtención se implementa el modelo.
- Ecuaciones matemáticas: Son la herramienta principal de los modelos matemáticos, y se emplean para representar procesos y fijar las relaciones existentes entre las variables de estado y los agentes forzadores (Jorgensen y Bendoricchio, 2001). Un proceso no está formulado por una única ecuación, sino que los agentes a considerar, el grado de detalle a alcanzar, la complejidad del problema y el criterio del investigador puede hacer que la representación matemática de la relación agente-estado varíe. La formulación empleada en este trabajo se expone en la sección 3.4.3.
- Parámetros: Son coeficientes en la representación matemática de los procesos y son considerados constantes para un ecosistema o una parte del mismo, o bien para una escala temporal concreta. La relación de parámetros empleados se especifica en la sección 3.4.3.
- Constantes universales: entre las que se incluyen la gravedad, la constante de Von Karman, etc.

3.4. Modelado a escala de evento y calma

3.4.1. Definición del sistema y problema

La acotación de las escalas espaciales junto con la descripción de la morfología de las lagunas litorales definen espacialmente el sistema de estudio. Este sistema forma un todo continuo, en el que los gradientes internos existentes y los externos creados por agentes inducen modificaciones del mismo tanto en el tiempo como en el espacio. En el modelado, se realiza una simplificación del sistema real, de tal forma que pueda ser abordado matemáticamente de forma práctica y sencilla. En esta tesis se opta por la división del sistema en cuatro cajas independientes pero interrelacionadas entre sí a través de flujos. Estos subsistemas son atmósfera, río, mar y laguna. La relación entre laguna y río se considera unidireccional, desde éste hacia aquella, siempre y cuando exista cauce fluvial. Se presta especial atención a la interacción laguna-mar. Cuando el sistema está cerrado entra en funcionamiento la interacción entre laguna y atmósfera a través de la evaporación. Se generan por tanto cuatro submodelos, que acoplados convenientemente entre sí darán lugar a un único modelo global.

El dominio espacial de cada uno de los submodelos y los ejes de referencia empleados son (figura 3.1):

- Mar: El dominio transversal de este modelo se extiende desde profundidades indefinidas hasta la línea de costa de la barrera, donde comienza el inlet. El dominio longitudinal debe al menos comprender la unidad litoral en la que el sistema se encuentra ubicado. El eje x se sitúa alineado con la proyección horizontal del eje del inlet y apuntando hacia tierra. El eje y es perpendicular a éste; z es el eje vertical, y en todos los submodelos apunta hacia arriba.
- Río: Su dominio teóricamente debe comprender desde su nacimiento hasta la desembocadura del río en la laguna. El eje x se corresponde con el eje central del río.
- Laguna: Su dominio queda comprendido entre los dos anteriores, abarcando desde que comienza el inlet hasta la desembocadura del río. El eje x está alineado con la proyección horizontal del eje del inlet, y apuntando hacia el interior.

- **Atmósfera:** Su dominio espacial se limita al de la laguna. Los efectos de precipitación y evaporación son poco influyentes en mar y río, por lo que no se consideran en estos dominios. El eje z se sitúa en la superficie libre del nivel medio del mar en reposo, y apuntando hacia arriba.

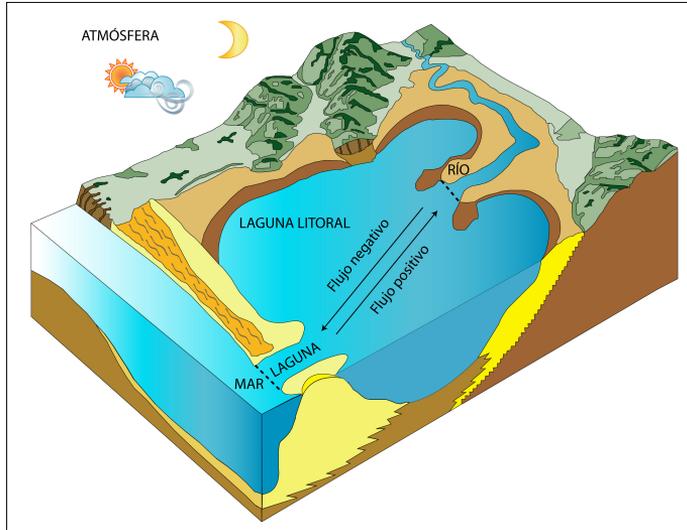


Figura 3.1: Dominio espacial de los subsistemas que componen el modelo matemático y criterio de signos empleado

El sentido del flujo se considera positivo cuando transcurre de mar hacia tierra, es decir, cuando hay marea llenante. La marea saliente y el caudal fluvial tendrán signo negativo. Tanto el fluido que circula en el mar como en el río se considera homogéneo e incompresible, si bien propiedades como la temperatura, salinidad y tipo y concentración de sedimentos y sustancias serán diferentes entre ellos.

3.4.2. Diagrama conceptual

El diagrama conceptual del modelo se representa de forma básica mediante el esquema 3.2.

También se establece de forma más detallada la relación existente entre los distintos módulos de las diferentes cajas, para un sistema abierto, en la figura 3.3. El sistema cerrado tendrá una configuración similar, pero omitiendo la parte relacionada con el mar.

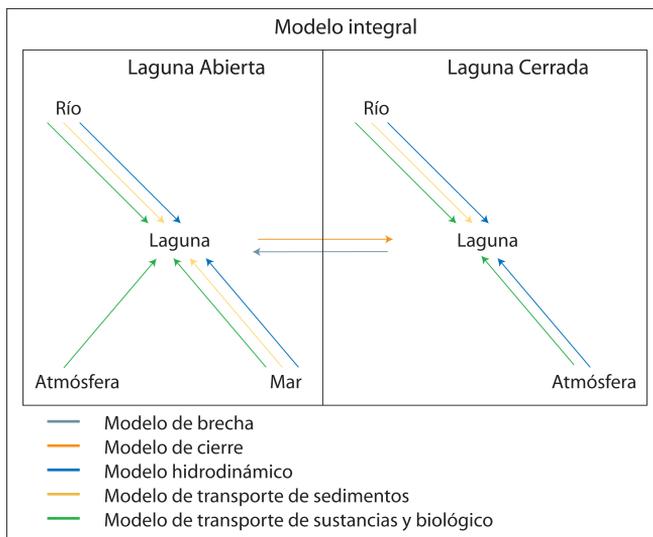


Figura 3.2: Interacciones entre los subsistemas mar, río, atmósfera y laguna para estados de la laguna abierto y cerrado

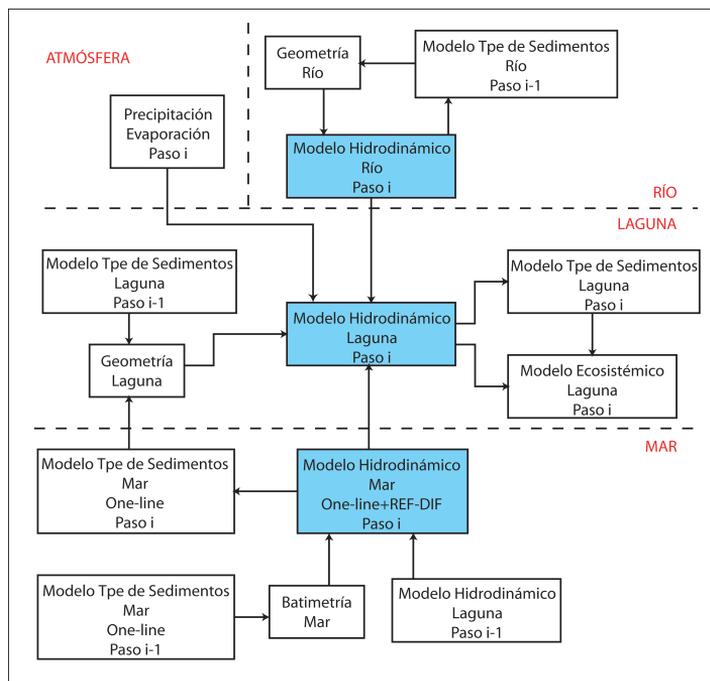


Figura 3.3: Interacciones hidrodinámicas, de transporte de sedimentos y de sustancias conservativas entre los subsistemas atmósfera, mar, río y laguna en sistemas abiertos

3.4.3. Formulación matemática

Esta sección recoge las diferentes ecuaciones que se emplean en el modelado a escala de evento y calma. En primer lugar se ofrece la formulación correspondiente a los agentes para después pasar a la descripción matemática de las respuestas del sistema a los citados agentes. El texto presenta la siguiente estructura:

- Agentes individuales
- Cajas
 - Atmósfera
 - Laguna
 - Hidrodinámica
 - Transporte de sedimentos
 - Biogeoquímica
 - Balance de energía
 - Río
 - Hidrodinámica
 - Transporte de sedimentos
 - Salinidad y temperatura
 - Mar
 - Hidrodinámica
 - Transporte de sedimentos
 - Salinidad y temperatura
- Estados de transición
 - Apertura
 - Cierre

3.4.3.1. Agentes

Se expone a continuación la formulación matemática para los agentes forzadores que intervienen individual o conjuntamente durante condiciones de trabajo normales o extremas. Estos agentes son los ya descritos de forma cualitativa en la sección 2.3.1.

Marea astronómica

Entre las dos teorías básicas que permiten aproximarse al estudio de la marea astronómica se elige la más comúnmente usada: el análisis armónico. Se

supone que la marea astronómica es la suma de mareas parciales originadas independientes por las distintas fuerzas de atracción entre la Tierra y el resto de astros que componen el sistema solar, o por la interacción de la onda de marea con los contornos. Cada componente presenta una frecuencia conocida, y está caracterizada por una amplitud y fase que varían en función del punto de estudio. Matemáticamente se expresa como

$$\eta = MSL + \sum_{i=1}^n a_i \cos(\omega_i t + \varphi_i) + \text{residuo} \quad (3.1)$$

siendo η el nivel instantáneo del mar, MSL el nivel medio del mar, a_i , ω_i y φ_i la amplitud, frecuencia angular y fase de la componente i respectivamente. El residuo se corresponde con las variaciones debidas a las componentes de marea no consideradas y a la marea meteorológica.

Marea meteorológica de presión

La marea meteorológica de presión se puede obtener experimentalmente a partir del residuo obtenido del análisis armónico de la marea. Suponiendo que a la profundidad a la que se sitúan los mareógrafos el viento no produce ninguna perturbación, el residuo se corresponderá con la marea meteorológica de presión. En el plano teórico y dada la complejidad de la resolución de la ecuación de ondas largas, se utilizan las aproximaciones de borrasca estática o dinámica (Dean y Dalrymple, 1991) o bien formulaciones más simples como la de The Overseas Coastal Area Development Institute of Japan (2002) que proporciona la subida del nivel del mar (en cm) en función de la marea meteorológica (η_{MMp}):

$$\eta_{MMp} = 0.99 \cdot \Delta p \quad (3.2)$$

siendo Δp la diferencia de presión entre fuera de la borrasca y el punto de la línea de costa a estudiar.

Marea meteorológica por viento

El aumento del nivel medio del mar por este agente se debe a la transmisión de energía cinética que realiza el viento a la superficie libre a través de las tensiones tangenciales. La ecuación derivada de la ecuación de conservación de movimiento que proporciona este aumento tiene solución analítica para batimetrías de profundidad constante o geometrías muy simples. Para batimetrías reales hay que hacer uso de modelos numéricos. Es por ello que se recurre a formulaciones paramétricas, donde la sobre elevación (en cm) se puede expresar como (The Overseas Coastal Area Development Institute of Japan, 2002):

$$\eta_{MMv} = 4.18 \cdot 10^{-2} \frac{F}{h_{mean}} (W \cos \alpha) \quad (3.3)$$

siendo F la longitud del fetch (km), h la profundidad media, W la velocidad del viento a 10 m de altura y α el ángulo entre la dirección del viento y una línea perpendicular a la línea de costa. La constante $4.18 \cdot 10^{-2}$ ha sido determinada para la zona del Mar Báltico.

Oleaje

El oleaje, en su propagación desde la zona de fetch hacia la costa y debido a su interacción con la topografía del fondo y con los accidentes geográficos costeros, participa en una serie de procesos, no lineales, que modifican sus características principales. Estos procesos son asomeramiento, refracción, difracción y reflexión. No es objeto específico de esta tesis el estudio de estos procesos, ya que las variables de estado que interesan del mar se sitúan a la entrada del inlet, si bien es necesario conocerlos ya que proporcionan las características del oleaje en la zona de rompientes.

Se denomina run-up a la sobreelevación del nivel del mar que se produce en la línea de costa como consecuencia del set-up, swash y surf-beat. Existen formulaciones específicas para cada uno de ellos (Guza y Thornton (1981) o Battjes (1974) por ejemplo para el set-up) pero, dada su interrelación y la complejidad de la hidrodinámica en la zona de rompientes, se suelen emplear formulaciones empíricas para el cálculo conjunto de estas variables. Entre las formulaciones más conocidas se encuentran las de Holman (1986) y Nielsen y Hanslow (1991).

Hedges y Mase (2004) modifican la fórmula de Hunt (1959) que proporciona una estimación del run-up cuando el oleaje regular rompe en decrestamiento o voluta en pendientes uniformes, impermeables y suaves para poder estimar también el valor del run-up con oleaje irregular. La ecuación experimental que proporciona un valor característico del run-up (Ru_{char}) en base a datos de profundidades indefinidas es:

$$\frac{Ru_{char}}{(H_s)_0} = \frac{S_{char}}{(H_s)_0} + m \cdot \xi_0 \quad 0 < \xi_0 \leq \xi_0^* \quad (3.4)$$

donde H_s es la altura significativa de ola, m un coeficiente de ajuste y S_{char} el valor del set-up característico, ξ_0 es el número de Iribarren en función del periodo significativo de ola en profundidades indefinidas. Dado que los coeficientes han sido obtenidos experimentalmente, ξ_0^* indica el valor máximo del número de Iribarren en el que las presentes fórmulas tienen validez. Los

valores de dichos coeficientes para profundidades indefinidas se presentan en la tabla 3.1.

$Ru_{char}/(H_{1/3})_0$	$S_{char}/(H_{1/3})_0$	m
$Ru_{1/3}/(H_{1/3})_0$	0.25	1.10
$Ru_{mean}/(H_{1/3})_0$	0.16	0.70

Tabla 3.1: Coeficientes para el cálculo del run-up

El *Coastal Engineering Manual* (Smith, 2003) ofrece también una fórmula paramétrica para el cálculo del run-up medio:

$$\frac{Ru_{mean}}{(H_s)_0} = 0.88 \cdot \xi_0^{0.69} \quad (3.5)$$

Estas dos formulaciones son elegidas para su implementación.

Para el modelado del transporte de sedimentos es también necesario conocer cómo evoluciona la altura de ola en la zona de rompientes. El criterio de rotura empleado se obtiene asumiendo que la rotura del oleaje regular sobre playas de pendiente muy suave se puede asimilar a la rotura de una onda solitaria. Este criterio, dado por McCowan (1981), es:

$$\frac{H_b}{h_b} = 0.78 \quad (3.6)$$

Si este criterio se aplica a oleaje irregular el punto de rotura oscilará transversalmente, dependiendo de las características del oleaje. La transformación del oleaje después de la rotura en la zona de rompientes es un aspecto aún no muy desarrollado. Los modelos existentes hasta ahora se separan en tres categorías, 1) modelos que emplean el concepto de altura de rotura límite, 2) modelos de propagación del bore y 3) modelos basados en un flujo de energía límite. En este trabajo se emplea un modelo correspondiente al primer grupo, ligando la altura de la ola en cada punto a la profundidad del agua. De esta manera, la altura límite en cada punto se expresa por $H = \gamma h$, siendo γ una constante entre 0.5 y 0.8.

Radiación solar

La radiación solar que llega a la parte más exterior de la atmósfera en un punto e instante dado (K_{ex}) depende de la latitud, el día juliano y la hora. Esta radiación es predominantemente de onda corta (0.3-3 μm) y se corresponde con la parte del espectro del UV y el visible. Las longitudes de onda que alcanzan directamente la superficie de la laguna dependen además de la composición de la atmósfera y más concretamente de la presencia o

no de vapor de agua y otros compuestos capaces de absorber radiación de forma selectiva o de dispersarla. Cerca de la mitad de la radiación dispersa llega hasta la superficie de la Tierra, radiación que se conoce como difusa. Sin embargo, no toda esta radiación es absorbida por la laguna, sino que parte es reflejada. Se denomina albedo (*alb*) a la proporción de radiación reflejada por un cuerpo respecto de la incidente. El albedo en la superficie del mar es función de la transmitancia atmosférica y la altitud solar (Payne, 1972), siendo sensible al ángulo solar sólo para la luz directa. Cuando la transmitancia en la atmósfera es mayor de 0.6, la radiación directa es la dominante y el ángulo solar es el factor que más contribuye al albedo. Cuando la transmitancia decrece, la radiación difusa predomina y el ángulo solar es menos importante en la determinación del albedo (Kim *et al.*, 2007). Las expresiones que recogen la relación entre todas estas variables se exponen a continuación:

$$K = K_i - K_r = K_{ext}IC(1 - alb) \quad (3.7)$$

donde K_i es la radiación incidente, que engloba tanto radiación directa como difusa, K_r es la radiación reflejada e IC el índice de claridad, que es el cociente entre la radiación medida en superficie y la radiación extraterrestre teórica acumuladas durante un día. Para las latitudes en las que está comprendida la Península Ibérica, este valor se sitúa de forma muy general en torno a un 80 % para días despejados (Censolar 1997, González *et al.* 2003), mientras que con cielos muy nublados en Andalucía, y más concretamente en Sierra Nevada, puede tener valores entre el 10-20 % (Herrero, 2007). Se supone que no existe vegetación arbórea en los límites de la laguna que disminuya la fracción de radiación incidente.

Stull (2000) define la radiación que llega a la superficie de la tierra como:

$$K_i = K_{ext}T_r \sin \psi \quad (3.8)$$

El ángulo de elevación local del sol sobre el horizonte (ψ) es función del día del año, la hora, y las coordenadas geográficas del punto considerado (ϕ es la latitud y λ_e la longitud). Se halla a través de la siguiente fórmula:

$$\sin \psi = \sin \phi + \sin \delta_s - \cos \phi \cos \delta_s \cos \left(2\pi \frac{t_{GMT}}{t_d} - \lambda_e \right) \quad (3.9)$$

donde t_{GMT} es la hora referida al meridiano de Greenwich, t_d es el número de horas de un día y δ_s es la declinación solar, que se define como el ángulo entre la eclíptica y el plano del Ecuador. Tiene por fórmula:

$$\delta_s = \phi \cos(2\pi) \frac{d - d_r}{dy} \quad (3.10)$$

siendo dy el número total de días que posee el año, d es el día juliano y d_r es el día juliano correspondiente al solsticio de verano (173 en años no bisiestos).

La transmisividad neta del cielo (T_r) depende del recorrido de la radiación en la atmósfera, de la nubosidad y de las características de la atmósfera. Esta variable puede ser aproximada como:

$$T_r = (0.6 + 0.2\sin\psi)(1 - 0.4\sigma_H)(1 - 0.7\sigma_M)(1 - 0.4\sigma_L) \quad (3.11)$$

donde la fracción de nubes altas, medias y bajas se denota como σ_H , σ_M y σ_L respectivamente.

La Tierra y todo lo hay en ella, incluida la atmósfera, irradia en la banda espectral del infrarrojo, con una longitud de onda en torno a los 11 μm . Es la radiación de onda larga. Esta radiación se produce para intentar equilibrar la temperatura de los cuerpos con su entorno a una velocidad aproximadamente proporcional a su diferencia de temperaturas. El agua se comporta casi como un cuerpo negro en lo que a emisión de onda larga se refiere, oscilando su emisividad (ε_w) entre 0.95 y 0.99. Esta emisividad tan elevada indica que el agua retiene prácticamente toda la radiación incidente de onda larga que le llega y que emite toda la radiación posible en función de su temperatura. El flujo de energía emitido por un cuerpo gris (W_{cg}) a una temperatura (T) es definido por la Ley de Stefan-Boltzmann:

$$W_{cg} = \sigma\varepsilon T^4 \quad (3.12)$$

siendo σ la constante de Stefan-Boltzmann cuyo valor es de $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$. El balance neto de energía de onda larga para la laguna (L), teniendo en cuenta la emisión recibida desde la atmósfera (L_a), es:

$$L = L_a - L_w = \sigma(\varepsilon_a(T_a)^4 - \varepsilon_w(T_w)^4) \quad (3.13)$$

donde T_a y T_w son la temperatura de aire y agua respectivamente, en $^\circ\text{K}$. La emisividad de la atmósfera (ε_a) depende de la concentración de partículas y de gases de efecto invernadero. La concentración de estos gases en la atmósfera es prácticamente constante mientras que la de vapor de agua presenta una gran variabilidad en función de la nubosidad. Es por ello que se calcula primero la emisividad para un cielo despejado (Brutsaert, 1975):

$$\varepsilon_a^{cs} = 1.72 \left(\frac{e_a}{T_a + 273.15} \right)^{1/7} \quad (3.14)$$

donde la presión de vapor atmosférica (e_a) se expresa en kPa, midiéndose esta variable en las cercanías del suelo. Para incluir la influencia del vapor de agua, Brutsaert (1982) utiliza la siguiente ecuación:

$$\varepsilon_a = \varepsilon_a^{cs}(1 + 0.22N^2) \quad (3.15)$$

siendo N la fracción de cielo cubierta por nubes, conocida como índice de nubosidad.

Stull (2000) utiliza como aproximación para la radiación de onda larga la siguiente ecuación, basada también en la nubosidad:

$$L = 98.5(1 - 0.1\sigma_H)(1 - 0.3\sigma_M)(1 - 0.6\sigma_L) \quad (3.16)$$

Evaporación

Una de las formulaciones más empleadas para el cálculo de la evaporación sobre lámina de agua es el método de combinación que incluye los métodos de balance de energía y aerodinámico (Chow *et al.*, 1994). El método de balance de energía asume que existe un flujo de energía permanente y que los cambios de almacenamiento de calor en el agua no son significativos. El transporte de vapor no es limitante y la evaporación (E_r) viene gobernada por la radiación. En mm/día se calcula como:

$$E_r = \frac{K}{L_v \rho_w} \quad (3.17)$$

donde K es la radiación neta, ρ_w es la densidad del agua y L_v el calor latente de vaporización, función de la temperatura del agua T_w en °C (Dingman, 2002):

$$L_v = (2.495 - 2.360 \cdot 10^{-3} \cdot T_w)10^6 \quad (3.18)$$

El método aerodinámico acepta que el suministro de calor no es limitante, es decir, que la evaporación viene gobernada por la habilidad para transportar vapor fuera de la superficie donde se produce. La fórmula que proporciona el valor de la evaporación (E_a) también en mm/día es:

$$E_a = B(e_{as} - e_a) \quad (3.19)$$

$$B = \frac{0.622\rho_a}{p_{atm}} \frac{u_2 K_{vk}^2}{\rho_w \left(\ln \left(\frac{z_2}{z_0} \right) \right)^2} \quad (3.20)$$

$$e_{as} = 611 \exp \left(\frac{17.27T_a}{237.3 + T_a} \right) \quad (3.21)$$

$$e_a = HR \cdot e_{as} \quad (3.22)$$

siendo B el coeficiente de transferencia de vapor, K_{vk} la constante de Von Karman, u_2 la velocidad del viento a la altura z_2 , z_0 la rugosidad de la superficie, HR la humedad relativa, e_{as} la presión del vapor de agua en saturación y e_a la presión de vapor en el aire. En la expresión 3.21, T_a se utiliza en $^{\circ}\text{C}$.

La combinación de los dos métodos adopta la siguiente expresión:

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (3.23)$$

donde Δ es el gradiente de la curva de presión de saturación en función de la temperatura y γ la constante psicrométrica.

$$\Delta = \frac{4098e_{as}}{(237.3 + T_a)^2} \quad (3.24)$$

$$\gamma = \frac{c_{pa}P_{atm}}{0.622L_v} \quad (3.25)$$

siendo c_{pa} el calor específico del aire a presión constante ($1004.67 \text{ J}/(\text{kg}^{\circ}\text{C})$ a 0°C).

Precipitación directa

Actualmente no existe ninguna formulación que permita predecir la duración e intensidad de las precipitaciones asociadas a una borrasca. Es necesario basarse en registros históricos y estadísticos para poder estimar estas variables o bien realizar medidas en campo. Dado que las lagunas están situadas en playas donde no existe vegetación circundante, se asume que no hay interceptación. No se considera el agua que por escorrentía pueda llegar directamente hasta la laguna.

3.4.3.2. Laguna

Hidrodinámica

La geometría irregular de los inlets, sus variaciones de profundidad y anchura, así como la aleatoriedad de algunos de los fenómenos que en ellos convergen, generan flujos de masa y cantidad de movimiento que sólo pueden ser descritos mediante la resolución de las ecuaciones completas de Navier-Stokes. La poca profundidad de las lagunas litorales y el predominio de los flujos horizontales permiten realizar simplificaciones y asumir hipótesis que reducen las ecuaciones 3D a modelos 1D. Estos son ampliamente usados y se aplican a bahías en las que no es necesario incorporar la propagación de la marea dentro de las mismas. Esto sucede en bahías con nivel de agua

fluctuante uniforme y superficie de la bahía en planta constante o variable en el tiempo (van de Kreeke, 1988), comportamiento que demuestran las lagunas andaluzas (sección 2.5.1.1).

Las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento unidimensionales que describen los flujos en un inlet pueden ser deducidas a partir de las ecuaciones de ondas largas de Sobey (2002).

$$\frac{\partial(\eta + h)}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial q_y}{\partial t} = 0 \quad (3.26)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{\eta + h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{\eta + h} \right) = \\ = -g(h + \eta) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p_{atm}}{\rho g} + \eta \right) + f_c q_y + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \end{aligned} \quad (3.27)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_y}{\eta + h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y^2}{\eta + h} \right) = \\ = -g(h + \eta) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{p_{atm}}{\rho g} + \eta \right) - f_c q_x + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{by}) \end{aligned} \quad (3.28)$$

Se considera el eje x coincidente con el eje del canal, y positivo hacia el interior y el eje y en la dirección transversal. Estos ejes se sitúan a la entrada del canal por la parte oceánica y en el fondo del mismo. $\eta(x, y, t)$ representa la variación relativa del nivel del agua con respecto a la altura de la lámina de agua $h(x, y, t)$. $q(x, y, t)$ es el caudal en una dirección determinada por unidad de longitud transversal, p_{atm} es la presión atmosférica, f_c el factor de Coriolis, $\tau(x, y, t)$ la tensión tangencial, g la aceleración de la gravedad y ρ la densidad del agua. El subíndice s significa superficie libre y b fondo.

Las hipótesis de trabajo empleadas son:

- El sistema es uniforme en la dirección y ($\partial/\partial y = 0$). Sólo hay flujo en la dirección x por lo que $q_y = 0$.
- Se analiza la respuesta sólo a la marea astronómica, no a la meteorológica, por lo que los términos de presión y la tensión tangencial en la superficie generada por la presencia de viento serán nulos.
- Debido al dominio espacial de estudio, de pequeñas dimensiones, la fuerza de Coriolis puede ser despreciada.

- Se supone un inlet de geometría prismática, fondo plano situado siempre a la misma cota ($\partial h/\partial x = 0$), anchura constante en el espacio ($\partial b/\partial x = 0$) y longitud constante en el tiempo ($\partial L/\partial t = 0$).

Aplicando las citadas hipótesis, las ecuaciones quedan:

$$\frac{\partial(h + \eta)}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} = 0 \quad (3.29)$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{h + \eta} \right) = -g(h + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} \quad (3.30)$$

Estas ecuaciones también pueden ser expresadas en función del caudal (Q) y de la geometría de la bahía (A_c área transversal del canal y A_b área en planta de la bahía) si se considera la ecuación de conservación de la masa entre inlet y bahía:

$$Q_c = U(t)A_c(t) = Q_b = A_b(t) \frac{d\eta}{dt} = 0 \quad (3.31)$$

siendo $Q = bq_x$ y $A_c(x, t) = b(h + \eta)$. Si se acepta la hipótesis de profundidad del canal mucho mayor que la amplitud de la marea ($h \gg \eta$) y profundidad media constante ($\partial h/\partial t = 0$) las ecuaciones toman la forma:

$$b \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3.32)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A_c} \right) = -gA_c \frac{\partial \eta}{\partial x} - b \frac{\tau_{bx}}{\rho} \quad (3.33)$$

La ecuación 3.32 muestra como los cambios espaciales en el transporte de agua a lo largo del canal son compensados con cambios temporales en la elevación de la superficie libre en la laguna. La ecuación 3.33 indica que la variación de aceleración local se debe a la aceleración convectiva, a la pendiente de la superficie del agua y a la fricción. Estas ecuaciones, de forma conjunta, sugieren que la propagación de la onda de marea está determinada por un balance entre inercia, fricción y topografía.

Dada la naturaleza hiperbólica no lineal de las ecuaciones 3.32 y 3.33, las soluciones analíticas propuestas son sólo aproximaciones. Las primeras soluciones aparecen en los años 20 (Brown, 1928; Chapman, 1923). En la segunda mitad del siglo XX otros autores ofrecen soluciones mediante la

simplificación de alguno de los términos (DiLorenzo, 1988; Escoffier y Walton, 1979; Keulegan, 1967; Walton y Escoffier, 1981) o la linealización de términos no lineales (O'Brien y Dean, 1972; Walton, 2004b). Generalmente, estos autores asumen una bahía simplificada como la mostrada en la figura 3.4.

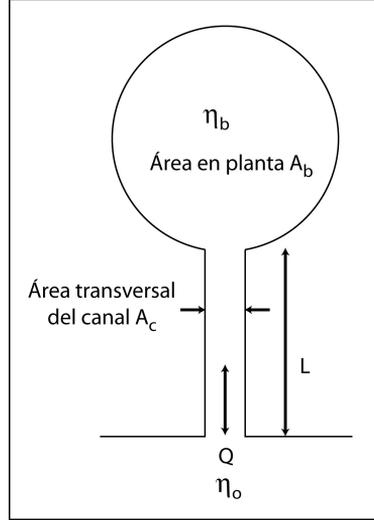


Figura 3.4: Esquema de una laguna litoral simplificada, utilizada normalmente en las soluciones hidrodinámicas analíticas

En la mayoría de las soluciones A_c y A_b se asumen constantes, siendo su valor la media de sus valores instantáneos promediados en un ciclo mareal. En términos de velocidad, la ecuación de conservación de movimiento se expresa como:

$$h \frac{\partial U}{\partial t} + h \frac{\partial U^2}{\partial x} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} \quad (3.34)$$

Para la tensión tangencial en el fondo se usa la expresión de Darcy-Weisbach. Integrando la ecuación 3.34 a lo largo del canal y asumiendo que la velocidad es uniforme a lo largo del eje x se obtiene:

$$hL \frac{\partial U}{\partial t} = -gh(\eta_L - \eta_0) - \frac{Lf|U|U}{8} \quad (3.35)$$

La elevación del nivel del agua se ha evaluado en $x = 0$ y $x = L$, puntos situados dentro del canal, y que no tienen el mismo valor que el océano o la laguna. Como se puede observar en la figura 3.5, se produce un salto entre estos valores, asociados a una pérdida de carga en la velocidad. Esto se relaciona mediante las ecuaciones:

$$\eta_0 = \eta_o - (1 - k_{en}) \frac{U^2}{2g} \quad (3.36)$$

$$\eta_L = \eta_b - (1 - k_{ex}) \frac{U^2}{2g} \quad (3.37)$$

donde k_{en} es el coeficiente de pérdida de carga a la entrada debido a una contracción del flujo y que suele tener valores entre 0.1 y 0.3, k_{ex} el coeficiente de pérdida de carga a la salida del canal por expansión, cuyo valor es aproximadamente 1, η_b el nivel del agua en la bahía y η_o el nivel del agua en el océano.

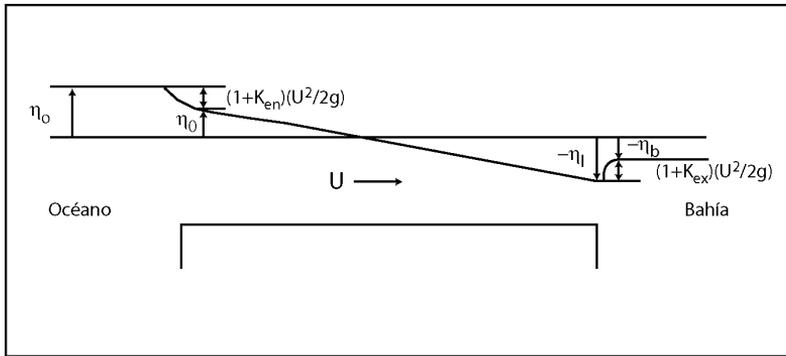


Figura 3.5: Pérdidas de carga a la entrada y salida de un inlet (Dean y Dalrymple, 2002)

Sustituyendo las ecuaciones 3.36 y 3.37, en la ecuación 3.35, e integrando en la sección transversal del canal, suponiendo que existen efectos de fricción en todo el perímetro mojado (se introduce para ello el radio hidráulico Rh) y reagrupando términos, se obtiene:

$$\eta_o - \eta_b = \frac{L}{g} \frac{\partial U}{\partial t} + \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{fL}{4Rh} \right) \frac{|U|U}{2g} \quad (3.38)$$

Por su relevancia en la bibliografía, se hará énfasis en las soluciones analíticas de estas ecuaciones aportadas por Keulegan y DiLorenzo, siendo ambas expuestas a continuación.

Solución analítica de Keulegan (1967)

Keulegan formula el comportamiento de la marea oceánica y la marea en la bahía respectivamente como:

$$\eta_o = a_o \cos(\omega t) \quad (3.39)$$

$$\eta_b = a_b \cos(\omega t + \varphi) \quad (3.40)$$

Si se supone que el término de aceleración local es muy pequeño y puede ser despreciado frente al término de fricción, la ecuación 3.38 queda:

$$\eta_o - \eta_b = \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{fL}{4Rh} \right) \frac{|U|U}{2g} \quad (3.41)$$

Despejando U , y usando la ecuación de conservación de la masa entre canal y bahía, se obtiene:

$$\frac{A_b}{A_c} \frac{d\eta_b}{dt} = \sqrt{\frac{2g|\eta_o - \eta_b|}{k_{en} + k_{ex} + fL/4Rh}} \operatorname{sgn}(\eta_o - \eta_b) \quad (3.42)$$

Se introduce la función signo, sgn , que tendrá valor positivo cuando la marea oceánica se sitúe más alta que la de la bahía, y un valor negativo cuando suceda justo lo contrario. Se adimensionaliza la ecuación con los siguientes parámetros:

$$t^* = \omega t \quad (3.43)$$

$$\eta_o^* = \eta_o / a_o \quad (3.44)$$

$$\eta_b^* = \eta_b / a_o \quad (3.45)$$

obteniéndose:

$$\frac{d\eta_b^*}{dt} = K \sqrt{|\eta_o^* - \eta_b^*|} \operatorname{sgn}(\eta_o^* - \eta_b^*) \quad (3.46)$$

siendo K el coeficiente de llenado (ecuación 2.4).

Keulegan resolvió la ecuación 3.46 para una marea tal y como la expresada en la ecuación 3.39, con un valor de $w = 1$. Para bahías grandes, donde el cociente a_b/a_o es menor de 0.2, K suele tener valores pequeños, menores de 0.18, mientras que para bahías pequeñas, con valores de a_b/a_o mayores de 0.8, K es mayor de 0.88. Con ello se demuestra que se produce un amortiguamiento de la amplitud de la marea en la bahía con respecto a la

del océano mucho más importante en bahías grandes que en bahías pequeñas.

También determinó los valores máximos de la velocidad media U_{max} , a partir de la ecuación de continuidad:

$$Q_{max} = U_{max}A_c = A_b \left(\frac{d\eta_b}{dt} \right)_{max} = a_b\omega \quad (3.47)$$

$$U_{max} = \frac{A_b}{A_c} a_b\omega \quad (3.48)$$

Para el cálculo del desfase de la marea en el interior de la bahía Keulegan supone flujo lineal, obteniéndose:

$$\cos \varphi = a_b/a_o \quad (3.49)$$

Solución analítica de DiLorenzo (1988)

DiLorenzo toma como punto de partida la respuesta tipo filtro que un sistema inlet/bahía muestra ante una variación del nivel del mar, y cuyas características están controladas principalmente por la geometría del sistema y las características del forzamiento oceánico. Con este estudio pretende no sólo encontrar una solución analítica a las ecuaciones sino también estudiar el comportamiento de las sobremareas dentro de la laguna. Las hipótesis empleadas son:

- Sistema de pequeñas dimensiones en comparación con la longitud de onda de la marea. Se desprecia el efecto del viento local y el efecto de Coriolis. La superficie libre de la bahía se eleva y desciende en todos sus puntos a la vez.
- Profundidad del canal mucho mayor que el rango mareal.
- Los aportes continentales son despreciables.
- Estratificación despreciable. Aguas bien mezcladas.
- Almacenamiento de agua en el inlet despreciable. El caudal es casi uniforme a lo largo de toda la longitud del canal, variando sólo en el tiempo.

La ecuación general que describe el comportamiento del inlet es:

$$\frac{d^2\eta}{dt^2} + \frac{1}{A_b} \frac{dA_b}{dt} \frac{d\eta}{dt} + \frac{gA_c}{LA_b} (\eta - \eta_o) + \frac{A_b}{A_c L} \left(k_{ex} + k_{en} + \frac{fPmL}{A_c} \right) \frac{d\eta}{dt} \left| \frac{d\eta}{dt} \right| = 0 \quad (3.50)$$

Suponiendo que las áreas pueden ser aproximadas por su medias mareales, introduciendo la frecuencia de Helmholtz ($\Omega = (gA_c/LA_b)^{1/2}$), la impedancia del inlet ($F = k_{ex} + k_{en} + fLPM/A_c$), el coeficiente de amortiguamiento ($\beta = Fa_oA_b/LA_c$) y adimensionalizando se obtiene:

$$\frac{d^2\eta^*}{dt^{*2}} + \beta \frac{d\eta^*}{dt^*} \left| \frac{d\eta^*}{dt^*} \right| + \eta^* = \eta_o^* \quad (3.51)$$

$$\eta^* = \eta/a_o \quad (3.52)$$

$$t^* = \Omega t \quad (3.53)$$

$$\varpi = \omega/\Omega \quad (3.54)$$

La solución de esta ecuación cuando el forzamiento se define con una componente fundamental de marea y sobremarea ($\eta_o^* = \sin(\varpi t^*) + a_2/a_o \sin(2\varpi t^* + \varphi)$) es:

$$\eta_b = \frac{A_0}{2} + \frac{A_1}{2j} \exp(j(\varpi t^* - \varepsilon_1)) + \frac{A_2}{2j} \exp(j(2\varpi t^* - \varepsilon_2)) + c.c. \quad (3.55)$$

siendo

$$A_0 = -\frac{3}{5}vA_1A_2 \cos(\varepsilon_2 - \varepsilon_1) \quad (3.56a)$$

$$A_1 = \sqrt{\frac{\sqrt{(1 - \varpi^2)^4 + v^2} - (1 - \varpi^2)^2}{0.5v^2}} \quad (3.56b)$$

$$\varepsilon_1 = \arctan \frac{5vA_1 - 2vA_2}{10(1 - \varpi^2)} \quad (3.56c)$$

$$A_2 = \frac{a_2/a_o}{\sqrt{(1 - 4\varpi^2)^2 + (64/25)v^2A_1^2}} \quad (3.56d)$$

$$\varphi + \varepsilon_2 = \arctan \frac{8vA_1}{5(1 - 4\varpi^2)} \quad (3.56e)$$

$$v = \frac{16\varpi^2\beta}{3\pi} \quad (3.56f)$$

Solución numérica

Las lagunas litorales, cuando se encuentran abiertas, actúan de forma parecida a un estuario. Simplificando más se puede asumir que trabajan como un canal. Las ecuaciones de Saint-Venant (1871) para canales en su forma diferencial muestran la expresión:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_f \quad (3.57)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} + gI_1 \right) = gA(S_0 - S_f) + gI_2 \quad (3.58)$$

Los términos de la derecha en las ecuaciones 3.57 y 3.58 son conocidos como términos fuente. En el caso de la primera ecuación añaden o restan masa de agua por evaporación, precipitación, etc. Para la segunda ecuación son fuentes o sumideros de cantidad de movimiento la pendiente de fondo (gAS_0), la fricción (gAS_f) y los cambios en la anchura del canal (gI_2). I_2 tiene en cuenta las fuerzas ejercidas por las paredes del canal en los estrechamientos y expansiones del mismo. I_1 es el término que representa la fuerza de presión hidrostática:

$$I_1 = \int_0^{h(x,t)} [h - \eta] \sigma(x, \eta) d\eta \quad (3.59)$$

$$I_2 = \int_0^{h(x,t)} [h - \eta] \frac{\partial \sigma(x, \eta)}{\partial x} d\eta \quad (3.60)$$

siendo S_0 y S_f las pendientes de fondo y fricción respectivamente y σ la anchura del canal en la superficie libre para una profundidad η :

$$\sigma(x, t) = \frac{\partial A(x, \eta)}{\partial \eta} \quad (3.61)$$

Las hipótesis empleadas por el autor en la obtención de las ecuaciones son:

- El flujo es unidimensional, es decir, la velocidad es uniforme en la sección transversal y el nivel del agua es horizontal en la dirección transversal al eje del río.
- Las líneas de corriente tienen curvatura pequeña y las aceleraciones verticales son despreciables, por lo tanto la presión de distribución puede considerarse hidrostática.

- Los efectos de la fricción en las fronteras y de la turbulencia pueden tomarse en cuenta en forma de leyes de resistencia al flujo análogas a las de flujo estacionario.
- La pendiente media del fondo del cauce es pequeña.

Escritas en forma conservativa las ecuaciones quedan (García-Navarro *et al.*, 1992):

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial x} = \mathbf{G} \quad (3.62)$$

donde

$$\mathbf{U} = \begin{pmatrix} A_c \\ Q \end{pmatrix} \quad (3.63)$$

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} Q \\ \frac{Q^2}{A_c} + gI_1 \end{pmatrix} \quad (3.64)$$

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} q_f \\ gI_2 + gA_c(S_0 - S_f) \end{pmatrix} \quad (3.65)$$

Estas ecuaciones son hiperbólicas no lineales, por lo que se recurre a un método numérico para su resolución (sección 3.4.4).

Comparación de las soluciones analíticas con la solución numérica

Walton (2004a) realiza una comparación entre las soluciones analíticas de Keulegan, DiLorenzo y Brown y concluye que las diferencias entre ellas se debe al tratamiento que ambos autores dan a la inercia y fricción. En esta tesis se profundiza en las diferencias matemáticas entre las tres soluciones hasta ahora presentadas. Así, por ejemplo, el factor de fricción empleado por DiLorenzo y Keulegan es distinto, siendo el de Keulegan (f_k) 4 veces mayor que el empleado por DiLorenzo (f_d). Esto se deduce de la comparación de los términos de impedancia de ambos métodos (F_d y F_k respectivamente).

$$F_k = k_{en} + k_{ex} + \frac{f_k L}{4Rh} \quad (3.66)$$

$$F_d = k_{en} + k_{ex} + \frac{f_d L P m}{A_c} \quad (3.67)$$

Igualando:

$$\frac{f_k L}{4Rh} = \frac{f_d L P m}{A_c} \quad (3.68)$$

$$f_k = 4f_d \quad (3.69)$$

También es conveniente resaltar que existen diferencias notables entre las expresiones ofrecidas por DiLorenzo (1988) y Walton (2004a) para la solución de DiLorenzo en este término. Este último autor define la impedancia (F_{dw}) como:

$$F_{dw} = k_{ex} + k_{en} + fL/4h \quad (3.70)$$

En este caso, Walton desprecia la influencia que las paredes laterales ejercen en la fricción, asumiendo que $Rh \sim h$, cosa que Keulegan sí tiene en cuenta. Algo similar ocurre con el coeficiente de amortiguamiento (β). El propuesto en Walton (2004a) para DiLorenzo es el doble del propuesto originalmente por este autor ($\beta_{dw} = 2\beta_d$). Esto se deduce a partir de las expresiones:

$$\beta_d = Fa_0 A_b / LA_c \quad (3.71)$$

$$\beta_{dw} = Fa_0 A_b / 2LA_c \quad (3.72)$$

La comparación entre la solución analítica de DiLorenzo con la solución numérica se realiza partiendo de las ecuaciones de cantidad de movimiento:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{Q^2}{A_c} = -gA_c \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{f P m Q |Q|}{A_c^2} \quad (3.73)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} + gI_1 \right) = gA(S_0 - S_f) + gI_2 \quad (3.74)$$

El modelo numérico incluye términos fuente y sumideros de cantidad de movimiento que por las hipótesis empleadas por DiLorenzo no aparecen en su expresión. Así la hipótesis de *pumping-mode* conlleva que la variable I_1 sea nula en la ecuación de DiLorenzo mientras la hipótesis de geometría simplificada regular, sin cambios bruscos por estrechamiento o ensanchamiento, hace que la variable I_2 sea 0. Si se adoptan estas hipótesis también en el modelado numérico las ecuaciones 3.73 y 3.74 serían similares, salvo por el término de fricción empleado. En la ecuación de DiLorenzo se emplea la relación experimental de Darcy-Weisbach, mientras que para la ecuación de Saint-Venant se usa la de Manning. Si se desea que ambas ecuaciones sean completamente iguales los términos relacionados con la fricción han de ser también iguales:

$$-\frac{f_d P m Q |Q|}{A_c^2} = -g A_c S_f = -g A_c \frac{n^2 Q |Q|}{A_c^2 R h^{3/4}} \quad (3.75)$$

Conocido el número de Manning para la solución numérica se puede calcular el factor de fricción de Darcy que sería necesario introducir en las ecuaciones de DiLorenzo:

$$f_d = \frac{g n^2 A_c}{P m R h^{4/3}} = \frac{g n^2}{R h^{1/3}} \quad (3.76)$$

Como la relación existente entre los coeficientes de fricción de Manning y Darcy es:

$$f = \frac{8 g n^2}{R h^{1/3}} \quad (3.77)$$

eso significa que el factor de fricción usado por DiLorenzo es 8 veces menor que el empleado en el modelo (f_m):

$$f_d = 1/8 f_m \quad (3.78)$$

Para comparar los términos de impedancia y amortiguamiento de Walton (2004a) para la solución de DiLorenzo con los ofrecidos por el modelo, es necesario realizar el procedimiento explicado por este autor para obtener las ecuaciones de gobierno a partir de la ecuación de cantidad de movimiento de Saint-Venant considerando I_1 e I_2 nulas.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A_c} \right) + g A_c S_f = g A_c S_0 \quad (3.79)$$

Integrando a lo largo del canal:

$$L \frac{dQ}{dt} + (k_{en} + k_{ex}) \frac{Q |Q|}{A_c} + g A_c \frac{n^2 L Q |Q|}{A_c^2 R h^{4/3}} = g A_c S_0 \quad (3.80)$$

Utilizando la ecuación de conservación de la masa:

$$L A_b \frac{d^2 \eta}{dt^2} + \frac{A_b^2}{A_c} \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{g n^2 L}{R h^{4/3}} \right) \frac{d\eta}{dt} \left| \frac{d\eta}{dt} \right| = g A_c S_0 \quad (3.81)$$

$$\frac{d^2 \eta}{dt^2} + \frac{A_b}{L A_c} \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{g n^2 L}{R h^{4/3}} \right) \frac{d\eta}{dt} \left| \frac{d\eta}{dt} \right| = \frac{g A_c}{A_b L} S_0 \quad (3.82)$$

En Walton (2004a), la ecuación de DiLorenzo se expresa como:

$$\frac{d^2 \eta}{dt^2} + \frac{F A_b}{2 L A_c} \frac{d\eta}{dt} \left| \frac{d\eta}{dt} \right| = \frac{g A_c}{A_b L} (\eta_0 - \eta_b) \quad (3.83)$$

Comparando las ecuaciones en lo que a la fricción se refiere:

$$\frac{A_b}{LA_c} \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{gn^2L}{Rh^{4/3}} \right) = \frac{A_b}{2LA_c} \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{fL}{4h} \right) \quad (3.84)$$

de donde se deduce que:

$$\frac{1}{2} \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{fL}{4h} \right) = \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{gn^2L}{Rh^{4/3}} \right) \quad (3.85)$$

Como $n^2 = Rh^{1/3}(f/8g)$, entonces:

$$\frac{1}{2} \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{f_dL}{4h} \right) = \left(k_{en} + k_{ex} + \frac{Lf_m}{8Rh} \right) \quad (3.86)$$

y operando:

$$f_m = \left(\frac{Lf_d}{4h} - k_{en} - k_{ex} \right) \frac{4Rh}{L} \quad (3.87)$$

Si k_{ex} y k_{en} se consideran 0, entonces $f_m = f_dRh/h$. Si además se desprecia la influencia de las paredes laterales los términos de fricción son idénticos: $f_m = f_d$.

La comparación de los resultados obtenidos mediante el método de DiLorenzo y el modelo numérico para los valores de impedancia de DiLorenzo y Walton se realiza a través de una curva de Escoffier y se muestra en la figura 3.6. La geometría de la bahía se corresponde con el escenario 1 de Walton (2004a), con una superficie en planta de 35 km² y un inlet de 1500 m de longitud y 100 m de anchura. A pesar de haber impuesto al modelo numérico la relación existente entre los términos de fricción de ambas ecuaciones, las curvas no son completamente coincidentes. La diferencia proviene de los términos relacionados con I_1 e I_2 , que no son considerados en la solución analítica y que no pueden ser obviados en la solución numérica. Cabe pensar, por tanto que la solución numérica ofrece mejores resultados que las soluciones de DiLorenzo y Keulegan y tienen mayor rango de aplicación al hacer uso de un menor número de hipótesis. Otra ventaja viene de la posible inclusión de un mayor número de agentes forzadores, como pueda ser el río, que en las lagunas litorales de Andalucía resulta ser imprescindible. Después del desarrollo matemático

realizado y dados los resultados obtenidos, se considera que la expresión de la impedancia ofrecida por Walton para DiLorenzo es más adecuada que la propia de DiLorenzo y será la que se emplee en esta tesis.

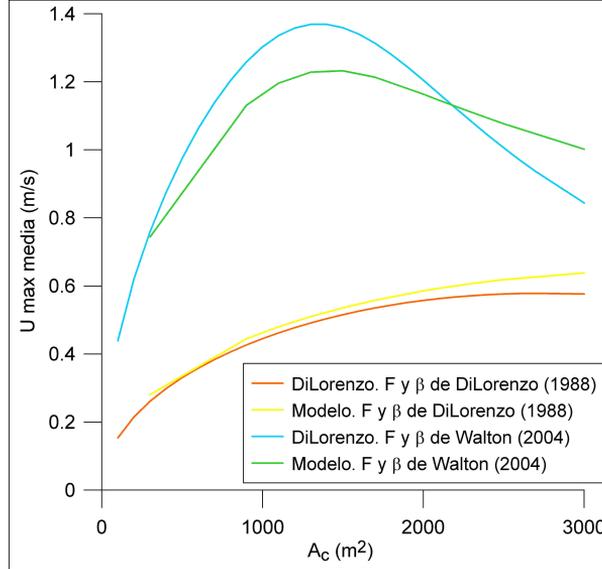


Figura 3.6: Comparación de los resultados obtenidos mediante el método de DiLorenzo y el modelo numérico para las formulaciones de DiLorenzo (1988) y Walton (2004a) de la impedancia y el coeficiente de amortiguamiento. La formulación de Walton proporciona resultados similares a los encontrados en la literatura

Transporte de sedimentos

Para caracterizar el transporte de sedimentos dentro de la laguna y en la zona de mar cuando el oleaje no está presente se emplea la formulación determinista de Van Rijn (1984a, 1984b) para corrientes. Este autor define la tasa de transporte de sedimentos por fondo para partículas comprendidas entre los 200 y 2000 μm como:

$$q_{b,c} = 0.053 \sqrt{(s-1)gD_{50}^3} D_*^{-0.3} \Lambda^{2.1} \quad (3.88)$$

donde s es la densidad relativa del sedimento, D_{50} el tamaño de grano correspondiente al percentil 50 de la granulometría del sedimento, D_* el parámetro adimensional de partícula ($D_* = D_{50}((s-1)g/\nu^2)^{1/3}$ siendo ν la viscosidad cinemática) y Λ el parámetro adimensional de tensión tangencial, calculado como:

$$\Lambda = \frac{\tau'_{b,c} - \tau_{b,cr}}{\tau_{b,cr}} \quad (3.89)$$

siendo $\tau'_{b,c}$ la tensión tangencial efectiva y $\tau_{b,cr}$ la tensión tangencial crítica promediada en el tiempo y calculada de acuerdo a los criterios de Shield. Cuando $\Lambda \geq 3$ la fórmula 3.88 sobreestima la tasa de transporte, por lo que se usa la expresión:

$$q_{b,c} = 0.1 \sqrt{(s-1)gD_{50}^3} D_*^{-0.3} \Lambda^{1.5} \quad (3.90)$$

Para cuantificar la tasa de transporte en suspensión Van Rijn propone la expresión:

$$q_{s,c} = F_f U h c_a \quad (3.91)$$

donde c_a es la concentración a la altura de referencia a , F_f el factor de forma y h la profundidad.

$$c_a = 0.0015 \frac{D_{50}}{a} \frac{\Lambda^{1.5}}{D_*^{0.3}} \quad (3.92)$$

$$F_f = \frac{(a/h)^{Z'} - (a/h)^{1/2}}{1 - (a/h)^{Z'}(1.2 - Z')} \quad (3.93)$$

siendo Z' el número de suspensión modificado. Para el cálculo completo de estas variables se remite al lector al Capítulo 7.3. y al Anexo A de Van Rijn (1993). La tasa total de sedimentos se calcula sumando las tasas de transporte por fondo y suspensión.

En la zona del inlet donde penetre el oleaje, el transporte será función de la interacción entre oleaje y corriente, para lo que se emplea la formulación especificada dentro de la sección 3.4.3.4, referida al mar.

Para evaluar los cambios que sufre el fondo y la barrera se emplea la ecuación de Exner (ecuación 3.94). Se utiliza como hipótesis que la tensión tangencial se reparte de forma homogénea en el perímetro mojado de la sección transversal, por lo que la erosión y deposición de sedimentos se puede producir tanto en el fondo como en los laterales. Q_s representa el caudal de sedimentos y n_p la porosidad.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{-1}{(1 - n_p)} \frac{\partial Q_s}{\partial x} \quad (3.94)$$

Biogeoquímica

El proceso de transporte en la columna de agua para una propiedad dada puede ser descrita por la ecuación de advección-difusión. Ésta se deriva de realizar un balance de masas en un volumen de control. Para sustancias conservativas, esta condición permite afirmar que la tasa temporal de cambio de una sustancia en dicho volumen de control debe ser igual a la tasa de entrada menos la tasa de desaparición de masa de ese volumen. Un soluto disuelto con flotabilidad neutra en el agua sufre en la columna de agua advección, cuando sigue el movimiento del agua (corrientes u oleaje) y también se desplaza por difusión molecular o por la acción de las fluctuaciones de la velocidad turbulenta. Una aproximación euleriana a la obtención de la ecuación de transporte genera una representación teórica directa del proceso de dispersión. En su expresión diferencial unidimensional general, la ecuación de advección-difusión presenta la forma:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = k_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \text{fuentes} - \text{sumideros} \quad (3.95)$$

donde C es la concentración de una sustancia promediada en la sección transversal, U la velocidad convectiva y k_x es el coeficiente de difusión en la dirección longitudinal, cuyos valores difieren dependiendo del tipo de flujo y los mecanismos de mezcla de las aguas. En esta ecuación parabólica la advección viene representada por el segundo término de la ecuación, mientras que la difusión se corresponde con el tercero.

Las sustancias, además de disueltas, también se pueden encontrar en forma particulada o adsorbidas a la materia orgánica, lo que les permite depositarse en el fondo y pasar a formar parte de los sedimentos. Aparece la velocidad de caída de grano como nueva variable en la ecuación de transporte, determinando el fin último de estas sustancias. En el caso de sustancias no conservativas del seston y organismos vivos del plancton, además de difusión y advección aparecen fuentes y sumideros de los mismos dentro de la columna de agua debido a reacciones entre compuestos químicos o a procesos metabólicos. Las ecuaciones que representan estos procesos constituyen por sí solas una amplia línea de investigación relacionada con la ecología y los ciclos biogeoquímicos en los sistemas acuáticos. Hoy en día existe un elevado número de modelos que intentan reproducir estos procesos, con distinto nivel de complejidad y desde varios puntos de vista. No es objetivo de esta tesis en sí el construir un modelo biogeoquímico para ambientes litorales, por lo que sólo se hará uso de sustancias conservativas disueltas, y más concretamente de la salinidad, para valorar la calidad de las aguas. La concentración de sal en la laguna dependerá de su concentración inicial, del balance de masa y de la concentración de sal en los distintos

flujos de masa de entrada y salida en la laguna.

Las hipótesis empleadas para calcular la concentración de sal en cada punto de la laguna son:

- Los aportes de sal a la laguna se producen a través de la entrada de agua desde río y mar. Las sales contenidas en el agua de lluvia o las aportadas por el viento son despreciables.
- La única salida de sal del sistema es a través del inlet, hacia el mar. No se considera el proceso de cristalización de la sal por evaporación de su disolvente.
- No hay deposición, las sales siempre se mantienen en disolución.

Por tanto, cuando la laguna está cerrada y el caudal fluvial es nulo, la evaporación favorece la concentración de sal, sobre todo en épocas veraniegas, mientras que la precipitación fomenta su dilución.

Energía

La ecuación de balance de calor euleriano para un volumen de agua estacionario en morfologías unidimensionales es (Stull, 2000):

$$\frac{\Delta T_w}{\Delta t} = -\frac{1}{c_{p_w}\rho_w} \left(\frac{\Delta J_x}{\Delta x} + \frac{\Delta J_z}{\Delta z} \right) + \frac{\Delta S_0}{c_{p_w}\Delta t} \quad (3.96)$$

donde T_w es la temperatura del volumen de control, J el flujo de calor en las direcciones x y z , S_0 las fuentes internas de calor por unidad de masa, t el tiempo, c_{p_w} el calor específico del agua a presión constante y ρ_w la densidad del agua. Δx y Δz representan al volumen de control. Se considera que un flujo de energía es positivo cuando añade energía interna a la laguna. Los flujos que se tienen en cuenta en el balance de energía de la laguna son (figura 2.5):

- Flujos horizontales
 - Energía advectiva
 - Turbulencia
- Flujos verticales
 - Radiación de onda corta
 - Radiación de onda larga
 - Conducción. Intercambio de calor con el fondo

- Turbulencia
- Fuentes de calor internas
 - Calor sensible
 - Calor latente

Por tanto:

$$\frac{\Delta J_x}{\Delta x} = \frac{\Delta J_x}{\Delta x_{adv}} + \frac{\Delta J_x}{\Delta x_{turb}} \quad (3.97)$$

$$\frac{\Delta J_z}{\Delta z} = \frac{\Delta J_z}{\Delta z_{rad}} + \frac{\Delta J_z}{\Delta z_{cond}} \quad (3.98)$$

En cuanto a la advección, este flujo se incrementa linealmente con la temperatura:

$$F_{adv} = UT_w \quad (3.99)$$

$$\frac{\Delta F_{adv}}{\Delta x} = U \frac{\Delta T_w}{\Delta x} + T_w \frac{\Delta U}{\Delta x} \quad (3.100)$$

$$\frac{\Delta J_{x_{adv}}}{\Delta x} = c_{pw} \rho_w \frac{\Delta F_{x_{adv}}}{\Delta x} \quad (3.101)$$

La formulación relativa a la radiación de onda corta y larga ha sido expuesta en la sección 3.4.3.1. El intercambio de calor por conducción del agua con el fondo puede ser calculado a partir la conductividad térmica (K_t) del material sobre el que se asienta la laguna y el gradiente térmico de dicho material ($\Delta T_g / \Delta z$):

$$J_{z_{cond}} = K_t \frac{\Delta T_g}{\Delta z} \quad (3.102)$$

La complejidad que envuelve el cálculo de la turbulencia, junto con las hipótesis de trabajo de esta tesis, hacen que este mecanismo de transferencia de calor no sea considerado en el balance. Queda así pendiente para posteriores mejoras del modelo.

Las fuentes de calor interno consideradas son el calor sensible y el calor latente por evaporación. Este último puede ser formulado como:

$$\frac{\Delta S_0}{c_{pw} \Delta t_{sen}} = \frac{L_v \rho_a E_a}{c_{pw} \rho_w h} \quad (3.103)$$

donde L_v es el calor latente de vaporización, h la profundidad y E_a la tasa de evaporación (ecuación 3.19). El calor sensible se calcula partiendo del calor

latente a través del coeficiente de Bowen (Bo). Para la superficie del mar, este coeficiente tiene un valor de 0.1.

$$Bo = \frac{J_{sen}}{J_{lat}} \quad (3.104)$$

La aplicación de este procedimiento hace necesario aceptar la hipótesis de mezcla completa de la laguna durante todo el año, incluido el verano, y temperatura uniforme en toda la columna de agua. En lagunas someras, como las del litoral andaluz, la radiación de onda corta es capaz de atravesar todo el espesor de la laguna, lo que en cierta forma, y durante el día, permite la homogeneización de la temperatura en las zonas centrales de la laguna. Por el contrario, este mecanismo de cálculo no recoge las variaciones de temperatura que pudieran estar producidas por el hecho de que la profundidad de la laguna no es igual en toda la sección transversal. Se genera así un mayor calentamiento/enfriamiento en las zonas más someras durante el ciclo día/noche y una circulación convectiva asociada que también favorece la mezcla y unificación de temperaturas y concentraciones de sustancias conservativas. La advección tiene más influencia que la difusión en la homogeneización de la temperatura. Sólo cuando la laguna está cerrada y no hay aportes fluviales que aporten calor por advección se tendrá en cuenta este mecanismo. El coeficiente de difusión del calor k_x tiene un valor para el agua de $0.6 \text{ W}/(\text{m}^{\circ}\text{K})$.

La densidad del agua de la laguna se calcula a partir de los valores de salinidad y temperatura. Para ello se emplea la ecuación de estado de la UNESCO (1980):

$$\begin{aligned} \rho(T, S) &= \rho_0 + AS + BS^{3/2} + CS^2 \\ &= a_1 + a_2T + a_3T^2 + a_4T^3 + a_5T^4 + a_6T^5 \\ &\quad + S(a_7 + a_8T + a_9T^2 + a_{10}T^3 + a_{11}T^4) \\ &\quad + S^{3/2}(a_{12} + a_{13}T + a_{14}T^2) + a_{15}S^2 \end{aligned} \quad (3.105)$$

donde los valores de los coeficientes se exponen en la tabla 3.2.

a_1	a_2	a_3	a_4
999.842594	$6.793952 \cdot 10^{-2}$	$-9.095290 \cdot 10^{-3}$	$1.001685 \cdot 10^{-4}$
a_5	a_6	a_7	a_8
$-1.120083 \cdot 10^{-6}$	$6.536332 \cdot 10^{-9}$	0.824493	$-4.0899 \cdot 10^{-3}$
a_9	a_{10}	a_{11}	a_{12}
$7.6438 \cdot 10^{-5}$	$-8.2467 \cdot 10^{-7}$	$5.3875 \cdot 10^{-9}$	$-5.72466 \cdot 10^{-3}$
a_{13}	a_{14}	a_{15}	
$1.0227 \cdot 10^{-4}$	$-1.65546 \cdot 10^{-6}$	$4.8314 \cdot 10^{-4}$	

Tabla 3.2: Valores de los parámetros de la ecuación de estado (UNESCO, 1980)

3.4.3.3. Río

Para la reproducción del comportamiento del curso de agua continental se recurre al modelo unidimensional desarrollado por Ávila (2007), calibrado para un cauce fluvial de la región mediterránea andaluza (río Guadalfeo). Este modelo contempla hidrodinámica y transporte de sedimentos.

Hidrodinámica

Para describir la hidrodinámica de ríos, Ávila (2007) hace también uso de las ecuaciones unidimensionales de Saint-Venant (ecuaciones 3.57 y 3.58).

Transporte de sedimentos

El transporte de sedimentos se calcula en base al método de Van Rijn para corrientes (1984a, 1984b) con las fórmulas de Maza Álvarez y García Flores (1996). En función de la velocidad media U , el transporte en suspensión se describe mediante la ecuación aproximada:

$$g_{bs} = \frac{0.012\rho_s U D_{50}}{D_*^{0.6}} \left(\frac{U - U_{cr}}{\sqrt{g(\rho_s - 1)D_{50}}} \right)^{2.4} \quad (3.106)$$

donde U_{cr} representa la velocidad crítica media requerida para el inicio de movimiento de las partículas con diámetro D_{50} . Esta ecuación es válida cuando h está comprendida entre 1 y 20 m, U entre 0.5 y 2.5 m/s y D entre 0.0001 y 0.0002 m. El arrastre de la capa de fondo se expresa mediante la fórmula:

$$g_b = 0.005\rho_s U D_{50} \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{1.2} \left(\frac{U - U_{cr}}{\sqrt{g(\rho_s - 1)D_{50}}} \right)^{2.4} \quad (3.107)$$

La velocidad media para el inicio de movimiento de las partículas se obtiene de las relaciones:

$$U_{cr} = \begin{cases} 0.082516D_{50}^{0.1} \ln\left(\frac{12h}{3D_{90}}\right) & 0.0001 \leq D_{50} \leq 0.0005 \text{ m} \\ 3.6915D_{50}^{0.6} \ln\left(\frac{12h}{3D_{90}}\right) & 0.0005 \leq D_{50} \leq 0.002 \text{ m} \end{cases} \quad (3.108)$$

El transporte total tiene por ecuación:

$$g_{bt} = 0.005\rho_s U D_{50} \left(\frac{U - U_{cr}}{\sqrt{g(\rho_s - 1)D_{50}}} \right)^{2.4} \left(\frac{2.4}{D_*^{0.6}} + \left(\frac{D_{50}}{h} \right)^{0.2} \right) \quad (3.109)$$

Salinidad y temperatura

La salinidad de las aguas fluviales, salvo excepciones, se considera prácticamente nula o muy baja, adoptándose por norma un valor medio de 5 psu. La temperatura de las aguas presenta un ciclo anual, con valores en torno a los 10 °C en invierno y 20 °C en verano.

3.4.3.4. Mar

Hidrodinámica

De todas las perturbaciones que se producen en el mar, la de mayor interés para el modelado de lagunas litorales es la variación temporal de la superficie libre a la entrada del inlet, que se calcula como la superposición de las ondas generadas por la marea meteorológica (η_{MM}), marea astronómica (η_t) y run-up (η_{ru}) como:

$$\eta = \eta_t + \eta_{MM} + \eta_{ru} \quad (3.110)$$

Las ecuaciones que describen estos fenómenos han sido expuestas en la sección 3.4.3.1.

Transporte de sedimentos

El transporte total de sedimentos originado por el flujo combinado ola-corriente puede dividirse en transporte por corriente, que se define como el transporte de partículas originado por la velocidad media de la corriente modificada por el oleaje, y transporte por oleaje, que es aquél originado por el movimiento oscilatorio del fluido. Cuando existe un flujo combinado es normalmente el transporte producido por la corriente el que predomina, pudiendo ser calculado a partir de las variables hidrodinámicas

promediadas en el tiempo (Van Rijn, 1993). Sin embargo, la activación del sedimento se realiza por el oleaje (López Arias, 1995). La formulación escogida para el cálculo del transporte por flujo combinado es la expuesta por Van Rijn (1993), válida tanto para el oleaje rompiente como no rompiente. La formulación completa se ofrece en el Anexo C. Este método incluye el transporte longitudinal de sedimentos por oleaje, si bien obvia los aportes por deriva litoral o transporte transversal. Dadas las dificultades actualmente existentes para cuantificar estos tipos de transporte así como el volumen de sedimentos que puede ser retenido por el inlet, este tipo de aportes no son tenidos en cuenta en el balance de sedimentos propuesto.

Salinidad y temperatura

Para evaluar la salinidad en el mar, al igual que se hace en el río, y puesto que ello excedería los límites de esta investigación, no se utiliza ninguna formulación, sino que se consideran datos experimentales como datos de entrada al modelo. La salinidad del mar se considera como constante durante todo el año, presentando un valor de 38 psu para el Mar Mediterráneo y 35 para el Atlántico, mientras que la temperatura presenta un ciclo anual en ambas masas de agua con máximos en verano de 22 °C y mínimos en invierno de 17 °C.

3.4.3.5. Apertura y cierre

La apertura y cierre de la laguna pueden ser temporal (dentro de un ciclo mareal) o tener una mayor duración (días, meses, años). Para modelar el primero de los supuestos se introduce una técnica de secado-mojado: cuando la altura de agua en una celda está por debajo de un umbral prefijado, se considera que dicha celda está seca y todos sus flujos de salida son nulos. El segundo de los casos queda modelado implícitamente al considerar todos los agentes y procesos que pueden causar tanto apertura como cierre, en especial el transporte de sedimentos y la modificación del fondo. Para todos los casos la barrera arenosa se considera impermeable, no existiendo flujo a través de ella en ninguno de los dos sentidos posibles. Esta hipótesis es más restrictiva que si se tuviese en cuenta la permeabilidad, ya que la saturación de la arena hace que ésta se vuelva más lábil y que experimente fuerzas de flotación que facilitan su erosión, y por tanto, una más pronta apertura de la barrera.

3.4.4. Implementación

En esta sección se plantea la resolución analítica o numérica, según corresponda, de las ecuaciones propuestas para cada uno de los submodelos y la interacción entre los mismos a través de la imposición de condiciones de contorno. Cuando sea posible se seguirá en cada apartado un esquema que

recoja la discretización espacial del dominio del submodelo, las condiciones iniciales, el método de resolución y la implementación numérica de las condiciones de contorno. Esta sección se estructura siguiendo el orden de la sección 3.4.3.

El esquema general del código creado se muestra en la figura 3.7. Este esquema se puede dividir en dos partes principales, la entrada de datos y los procesos de cálculo. La primera de ellas engloba:

1. Geometría, puede ser especificada de dos modos diferentes, en base a secciones ideales rectangulares o trapezoidales y en base a secciones irregulares reales.
2. Condición inicial para \mathbf{U} .
3. Fuentes y sumideros de masa y energía, fundamentalmente relacionadas con los procesos atmosféricos de precipitación, evaporación y transmisión de radiación solar.
4. Condiciones de contorno, generalmente Q en el límite continental y A en el límite oceánico. Estas condiciones, como se explicó anteriormente proceden de la aplicación de los modelos de mar y río o pueden ser directamente extraídas de datos medidos.

En cuanto a los procesos de cálculo estos se dividen en:

1. Los asociados al flujo, relacionados con la resolución de las ecuaciones de Saint-Venant mediante el esquema de MacCormack-TDV.
2. Los relacionados con la actualización de las variables hidráulicas. Se agrupan en la subrutina *cálculo de variables derivadas* donde *variables derivadas 1* es utilizada para la obtención del calado (h) a partir de la geometría y A . Posteriormente se determinan las celdas que están secas y para ellas se vuelve a calcular A mientras que a Q se le impone un valor nulo. *Variables derivadas 2* proporciona las variables que depende sólo de la geometría y A , mientras que si Q también interviene, las variables se estiman en *variables derivadas 3*.
3. Los que evalúan el transporte de sedimentos.
4. Los que determinan la temperatura.
5. Los que calculan la concentración de sustancias conservativas.
6. Otros, para conocer variables de interés como densidad, prisma de marea, transporte lagrangiano de una partícula, etc.

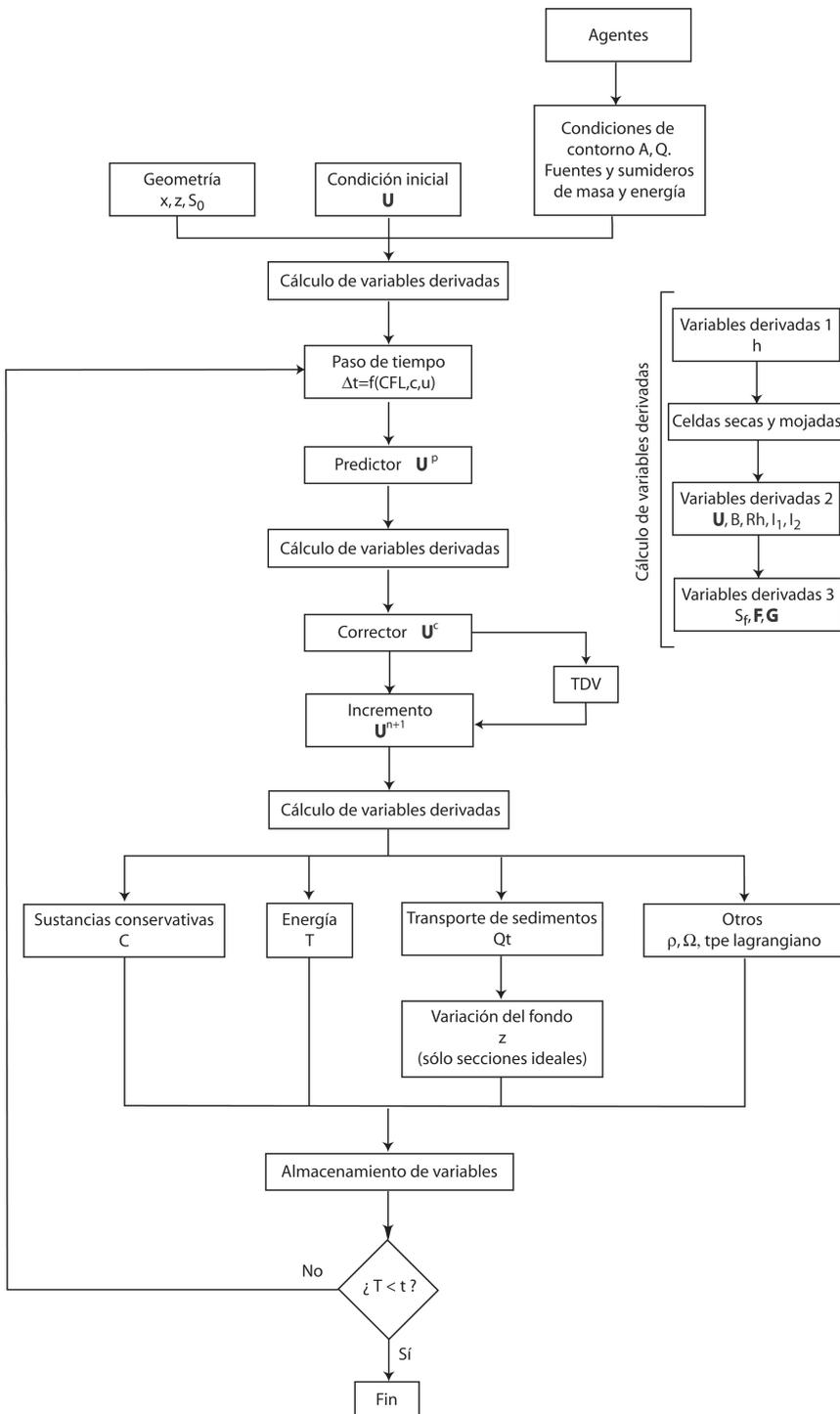


Figura 3.7: Diagrama conceptual del modelo implementado para reproducir el comportamiento de lagunas litorales intermitentes en Andalucía

Las variables computadas pueden ser guardadas en varios formatos:

1. Imágenes.
2. Video.
3. Archivos de texto:
 - a) Archivo de series temporales, en los que se guardan las variables seleccionadas a lo largo del tiempo para puntos específicos del dominio.
 - b) Archivos de series longitudinales, en los que se recoge la evolución en el espacio de las distintas variables para tiempos concretos.
 - c) Archivo de máximos y mínimos.
 - d) Archivo para el prisma de marea.
 - e) Archivo para evaluar la conservación de la masa.
 - f) Archivo que contiene la posición espacial de partículas situadas en distintos puntos del dominio espacial para distintos instantes de tiempo.

A continuación se detalla la implementación de los procesos de flujo, destacando aquellos que conllevan el uso de métodos numéricos.

3.4.4.1. Laguna

Hidrodinámica

Los esquemas clásicos que resuelven las ecuaciones de Saint-Venant pueden clasificarse en cuatro grupos, (1) los que hacen simplificaciones de las ecuaciones, (2) los que se basan en el método de las características, (3) los que usan diferencias finitas y (4) los de volúmenes finitos (Bladé 2005). Entre los esquemas en diferencias finitas explícitos más empleados en la bibliografía se encuentran Lax-Friederichs, Lax-Wendroff y en volúmenes finitos el de MacCormack. Estos tres esquemas son implementados, incluyendo las variantes de 1 y 2 pasos para los dos primeros. Tras varios tests se llega a la conclusión de que el esquema que mejor trata las discontinuidades para flujos gradualmente variados y menos oscilaciones espurias produce es el esquema de MacCormack. Este esquema, de tipo predictor-corrector, es de segundo orden de precisión en el espacio y en el tiempo, y tiene la ventaja de ser conceptualmente muy simple. Se basa en las ecuaciones de Saint-Venant expresadas en forma conservativa y matricial. Como otros esquemas de segundo orden, presenta oscilaciones espurias en las discontinuidades mientras que en problemas lineales se reduce al esquema de

Lax-Wendroff de dos pasos. Realiza tres pasos para avanzar uno en el tiempo:

Predictor:

$$\mathbf{U}_i^p = \mathbf{U}_i^n - \lambda(\mathbf{F}_{i+1}^n) - \mathbf{F}_i^n) + \Delta t \mathbf{G}_i^n \quad (3.111)$$

Corrector:

$$\mathbf{U}_i^c = \mathbf{U}_i^n - \lambda(\mathbf{F}_{i+1}^p) - \mathbf{F}_i^p) + \Delta t \mathbf{G}_i^p \quad (3.112)$$

Promedio:

$$\mathbf{U}_i^{n+1} = \frac{1}{2}(\mathbf{U}_i^p + \mathbf{U}_i^c) \quad (3.113)$$

Para evitar que los posibles errores se propaguen siempre en la misma dirección y se produzca su acumulación se ofrece la opción de alternar dentro de los dos primeros pasos el sentido de la derivación numérica, de forma que si en un paso de tiempo se utilizan diferencias adelantadas en el siguiente se realizan retrasadas y viceversa.

La condición de estabilidad que tiene que cumplir este esquema para ser estable es conocida como CFL (Courant-Friedrichs-Levy). Implica que la distancia que recorre una perturbación en un paso de tiempo, $\Delta t|U + c|$, debe ser menor que la distancia entre los puntos del dominio, Δx , para que no deje de transmitirse parte de la información. Esto se formula matemáticamente como:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{|U + c|} \quad (3.114)$$

donde c es la celeridad de las perturbaciones y U la velocidad del flujo. A partir de esta expresión se define el número de Courant (Cr), que debe ser menor que 1 para que el esquema de MacCormack resulte estable:

$$Cr = \frac{\Delta t|U \pm c|}{\Delta x} \leq 1 \quad (3.115)$$

Los problemas en las discontinuidades para flujos rápidamente variados se tratan mediante la introducción un término artificial de difusión. Éste provoca el suavizado de la onda cuando se detecta una discontinuidad, disminuyendo la exactitud de la solución. La difusión artificial se minimiza si el esquema numérico cumple la propiedad de la variación total decreciente (TDV, *Total Variation Diminishing*, Harten y Hyman, 1983). Esta propiedad ayuda a generar resultados libres de oscilaciones cerca de las discontinuidades, y manteniendo la precisión de segundo orden tanto en el espacio como en el tiempo (Hudson, 2001). García-Navarro *et al.* (1992) desarrollan el esquema MacCormack-TDV utilizando el solucionador de Roe (1981) para la introducción de la difusión artificial. Este esquema se convierte

en uno de alta resolución por cumplir una serie de requisitos: la solución numérica es de segundo orden de precisión en las regiones suaves de la solución, las soluciones numéricas están libres de oscilaciones espurias y las discontinuidades suavizadas se concentran en una zona estrecha, de tan sólo uno o dos incrementos de espacio en la malla del dominio discretizado. La modificación del esquema de MacCormack clásico se produce tan sólo en el tercer paso de la resolución. La ecuación 3.113 toma la forma:

$$\mathbf{U}_i^{n+1} = \frac{1}{2}(\mathbf{U}_i^p + \mathbf{U}_i^c) + \lambda(\mathbf{D}_{i+1/2}^n - \mathbf{D}_{i-1/2}^n) \quad (3.116)$$

El nuevo término está basado en la linealización del sistema representado en la ecuación 3.62 aplicada por Roe:

$$\mathbf{D}_{i+1/2}^n = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^2 \alpha_{i+1/2}^k \Psi(\bar{a}_{i+1/2}^k) (1 - \lambda|\bar{a}_{i+1/2}^k|) (1 - \Phi(r_{i+1/2}^k)) \bar{e}_{i+1/2}^k \quad (3.117)$$

siendo $\bar{a}_{i+1/2}^k$ la velocidad de transmisión de la información y donde k puede tomar los valores $k = (1, 2)$:

$$\bar{a}_{i+1/2}^1 = \bar{u}_{i+1/2}^k + \bar{c}_{i+1/2}^k \quad \bar{a}_{i+1/2}^2 = \bar{u}_{i+1/2}^k - \bar{c}_{i+1/2}^k \quad (3.118)$$

La barra sobre cualquier variable indica que se trata de variables en puntos intermedios, definidas tal y como sigue:

$$\bar{u}_{i+1/2}^k = \frac{\frac{Q_{i+1}}{\sqrt{A_{i+1}}} + \frac{Q_i}{\sqrt{A_i}}}{\sqrt{A_{i+1}} + \sqrt{A_i}} \quad (3.119)$$

$$\bar{c}_{i+1/2}^k = \frac{c_i + c_{i+1}}{2} \quad (3.120)$$

$\bar{e}_{i+1/2}^k$ son los autovectores del Jacobiano asociado aproximado:

$$\bar{e}_{i+1/2}^1 = \begin{pmatrix} 1 \\ \bar{a}_{i+1/2}^1 \end{pmatrix} \quad \bar{e}_{i+1/2}^2 = \begin{pmatrix} 1 \\ \bar{a}_{i+1/2}^2 \end{pmatrix} \quad (3.121)$$

$\alpha_{i+1/2}^k$ representa la proyección de la discontinuidad de \mathbf{U} entre los puntos i e $i + 1$ sobre el autovector (eigenvector) aproximado $\bar{e}_{i+1/2}^k$.

$$\alpha_{i+1/2}^1 = \frac{1}{2\bar{c}_{i+1/2}^k} \left((Q_{i+1} - Q_i) + (-\bar{u}_{i+1/2}^k + \bar{c}_{i+1/2}^k)(A_{i+1/2} - A_i) \right) \quad (3.122)$$

$$\alpha_{i+1/2}^2 = \frac{-1}{2\bar{c}_{i+1/2}^k} \left((Q_{i+1} - Q_i) + (-\bar{u}_{i+1/2}^k - \bar{c}_{i+1/2}^k)(A_{i+1/2} - A_i) \right) \quad (3.123)$$

La función Ψ corrige la entropía de $\bar{a}_{i+1/2}^k$:

$$\Psi(a) = \begin{cases} |a| & |a| \geq \epsilon \\ \epsilon & |a| < \epsilon \end{cases} \quad (3.124)$$

donde ϵ es un número positivo pequeño, cuyo valor debe determinarse en cada problema. En esta tesis se usa el valor propuesto por Tseng (2003):

$$\epsilon_{i+1/2}^k = \max[0, \alpha_{i+1/2}^k - \alpha_i^k, \alpha_{i+1}^k - \alpha_{i+1/2}^k] \quad (3.125)$$

$\Phi(r_{i+1/2}^k)$ es el denominado limitador de flujo, que es el encargado de introducir la disipación artificial en presencia de fuertes gradientes o shocks de forma que la solución permanezca monótona, y añadiendo una disipación nula o muy pequeña en las regiones donde las variaciones son suaves evitando soluciones oscilatorias. Los limitadores de flujo implementados se muestran en la tabla 3.3.

Limitador	$\Phi(r)$
Minmod	$\max(0, \min(1, r))$
Superbee	$\max(0, \min(2r, 1), \min(r, 2))$
MC	$(0, \min(\min(1 + r, 2r), \min(2, r)))$
Van Leer	$(r + r)/(1 + r)$
Yee	$r + r^2/(1 + r^2)$

Tabla 3.3: Limitadores de flujo para el esquema numérico de MacCormack-TDV

r se define como:

$$r_{i+1/2}^k = -\frac{\alpha_{i+1/2}^k - s}{\alpha_{i+1/2}^k} \quad s = \text{sign}(a_{i+1/2}^k) \quad (3.126)$$

Cuando la pendiente del fondo y el ancho de un cauce son irregulares y varían a lo largo del perfil longitudinal de la laguna, los términos fuente comprometen la estabilidad de cualquier método, incluidos los shock-capturing de alta resolución como el esquema de MacCormack-TDV. Además de la estabilidad, el fallo más evidente es que la continuidad de masa deja de cumplirse, sobre todo por la aparición de dispersiones puntuales de la variable Q . La ventaja de un esquema MacCormack-TDV es que la conservación de

la masa puede mejorarse mediante tratamientos especiales de los términos fuente, que no son complicados ni matemática ni numéricamente. En el código desarrollado se incluyen dos tratamientos, que aplicados conjuntamente reciben el nombre de método del gradiente de superficie mejorado. El primero de estos métodos es el balance de términos fuente y gradientes de flujo (Hubbard y García-Navarro, 2000; LeVeque, 1998). De acuerdo a estos autores, este método es una forma de reducir las oscilaciones numéricas artificiales debidas a irregularidades fuertes de la elevación del fondo. Los términos relacionados con la pendiente S_0 y con la resistencia al flujo S_f son discretizados cada paso de tiempo con diferencias adelantadas o retrasadas (predictor y corrector, según sea el caso) de la misma forma en que se hace para el gradiente de flujo $\partial \mathbf{F} / \partial x$. En el predictor los términos gAS_0 y gAS_f se sustituyen por:

$$(gAS_0)_i = gA_{i+1/2} \frac{z_i - z_{i+1}}{\Delta x} \quad (gAS_f)_i = g \frac{n^2 Q_{i+1/2} |Q_{i+1/2}|}{A_{i+1/2} Rh_{i+1/2}^{4/3}} \quad (3.127)$$

mientras que en el corrector toman la forma:

$$(gAS_0)_i = gA_{i-1/2} \frac{z_{i-1} - z_i}{\Delta x} \quad (gAS_f)_i = g \frac{n^2 Q_{i-1/2} |Q_{i-1/2}|}{A_{i-1/2} Rh_{i-1/2}^{4/3}} \quad (3.128)$$

donde $A_{i+1/2}$ y $Q_{i+1/2}$ son las medias aritméticas de A y Q entre los puntos i e $i + 1$.

El segundo de los métodos, conocido como método del gradiente de superficie (Zhou *et al.*, 2001), busca corregir los errores en la conservación de masa. Para ello hace uso del hecho de que, en general, el perfil de elevaciones de la superficie libre (z_s) a lo largo de un cauce es mucho más suave que el perfil de las elevaciones del fondo (z), lo cual se aplica en el cálculo del limitador de flujo, concretamente se sustituye la ecuación 3.123 por:

$$\alpha_{i+1/2}^1 = \frac{1}{2\bar{c}_{i+1/2}^k} \left(((hu)_{i+1} - (hu)_i) + (-\bar{u}_{i+1/2}^k + \bar{c}_{i+1/2}^k)(z_{s,i+1} - z_{s,i}) \right) \quad (3.129)$$

$$\alpha_{i+1/2}^2 = \frac{-1}{2\bar{c}_{i+1/2}^k} \left(((hu)_{i+1} - (hu)_i) + (-\bar{u}_{i+1/2}^k - \bar{c}_{i+1/2}^k)(z_{s,i+1} - z_{s,i}) \right) \quad (3.130)$$

Este método fue originalmente concebido para canales rectangulares, de ahí las inconsistencias dimensionales entre 3.123 y 3.130. Sin embargo se ha

observado que en geometrías irregulares también mejora los resultados. Sólo hay que tener en cuenta que en la ecuación 3.130 el término hu , que en un canal rectangular es igual a Q/B , en un cauce irregular no lo es, ya que h representa la profundidad máxima sobre la sección, y no la profundidad media.

En cuanto a las condiciones de contorno, los flujos subcríticos requieren que al menos una de las dos incógnitas (Q y A) sea impuesta como condición de contorno en las fronteras del dominio. La otra incógnita puede ser calculada por el esquema numérico. Se emplea el artificio de gradiente nulo para el cálculo de la variable subordinada en los contornos, perdiendo cierta información en los dos o tres puntos más cercanos a los mismos, pero sin resultar trascendental. El contorno abierto situado en x_0 se corresponde con el mar abierto. En esta frontera se impone A como condición de contorno tipo Dirichlet. Ésta se calcula cada paso de tiempo en función de la sección transversal y la evolución de la superficie libre. En la frontera final x_f coincidente con la desembocadura del río se impone también una condición de contorno de tipo Dirichlet para Q y cuya magnitud indica la importancia del flujo que circula por el río. Cuando el río no aporta caudal, el contorno puede considerarse como reflejante o transmisor, en función de la geometría de la laguna de estudio.

En lo que se refiere a la condición inicial, por lo general, en el instante de tiempo $t = 0$ se considera un nivel del agua en reposo a lo largo de toda la longitud del sistema coincidente con el nivel medio del mar o bien se considera el estado final resultante del evento o calma anterior ($\eta_f(t - 1)$), manteniendo así la continuidad en el tiempo. Esta última opción es la más adecuada ya que partir del reposo representa una condición inicial irreal y aumenta el tiempo de estabilización del modelo.

$$\eta(t = 0) = 0 \quad \text{ó} \quad \eta(t = 0) = \eta_f(t - 1) \quad (3.131)$$

En relación a la geometría de la laguna, el modelo acepta tres tipos de secciones transversales: rectangulares, trapezoidales y reales con geometría irregular. En este último caso, se realiza un pretratamiento de la geometría obtenida a partir de un modelo digital de elevaciones para obtener una tabla con los parámetros hidráulicos de las secciones separadas entre sí una distancia dx . Esta tabla será introducida en el modelo para que durante su ejecución se interpolen sus valores cada paso de tiempo a partir de la variable A . Sólo cuando la condición inicial es el reposo es necesario interpolar h de tal forma que pueda calcularse la A inicial.

Otros flujos de agua pueden también ser introducidos en el modelo a través del término fuente del balance de masas. En este caso concreto, en

cada paso de tiempo se calculan los flujos de evaporación y la precipitación directa que ocasionan, respectivamente, una bajada y subida uniforme del nivel de la laguna. De igual forma que se tienen en cuenta esta fuente y sumidero de masa, se podrían incluir fácilmente otras como pueda ser la infiltración o extracción artificial de agua.

A pesar de las mejoras introducidas en el esquema numérico, la conservación de la masa proporcionada por el modelo no es perfecta (problema común en las implementaciones de este tipo y para el que existen numerosos trabajos en la literatura). La implementación de la técnica de secado y mojado de celdas introduce alteraciones adicionales en este balance. Durante el secado, y para no obtener alturas de agua negativas, el volumen de agua contenido en las celdas secas es considerado constante e igual a un valor mínimo que no tiene por qué ser igual al que se obtendría con el modelo numérico y que sería el que conservara la masa. Los flujos salientes de las celdas secas se consideran como nulos, aún cuando el modelo numérico proporcione valores distintos de cero para ellos. La condición de contorno definida, transmisiva o reflectiva, impuesta en la zona del río también puede hacer que varíe el balance de masas. Estas alteraciones no son significativas cuando de volúmenes de agua se trata (figura 3.8), ya que suponen menos del 0.1% del volumen total de la laguna. En la conservación de la masa se observa una alternancia entre pérdidas y ganancias de volumen (figura 3.9), compensándose entre ambas. La masa se conserva mejor cuanto más fina es la discretización espacial, si bien los resultados no son muy diferentes entre una laguna que siempre posee agua y una laguna intermitente. Por tanto, a la hora de decidir el paso de malla es necesario valorar si se prefiere precisión o rapidez, ya que el tiempo de cálculo se incrementa de forma importante a medida que crece el número de puntos en los que hay que calcular el valor de las variables de estado.

Otras variables de interés que pueden ser obtenidas directamente de la ejecución del modelo numérico son el prisma de marea y el movimiento lagrangiano de una partícula. Para este último, se parte de una partícula ubicada en un punto de interés, y se calcula la distancia que recorre en función de las velocidades instantáneas obtenidas para cada posición en la que se encuentra. Si la partícula llega a salir del dominio de estudio, se vuelve a comenzar colocando otra partícula en el punto de partida.

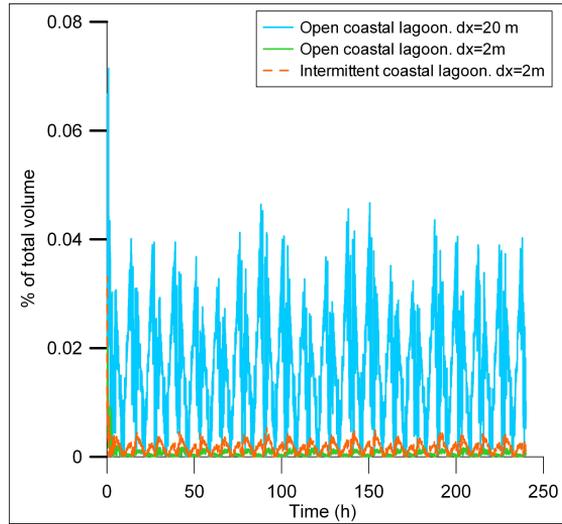


Figura 3.8: Conservación de masa en la laguna. Variaciones del % del volumen total en función de la discretización espacial y el estado inicial del sistema. Estas variaciones no son significativas con respecto al volumen total de la laguna

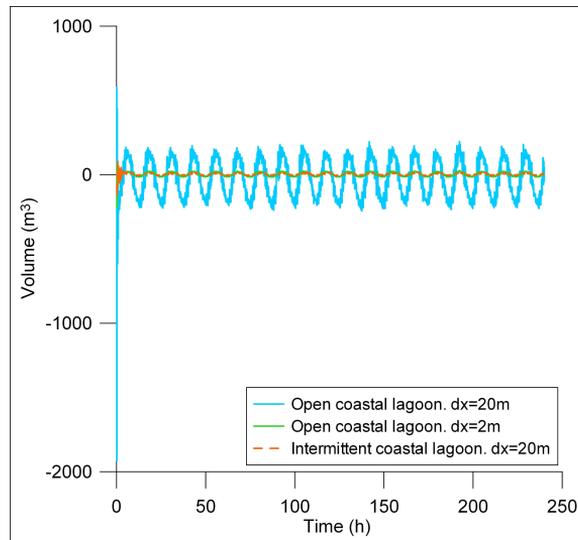


Figura 3.9: Conservación de masa en la laguna. Pérdidas y ganancias de volumen en el modelo numérico en función de la discretización espacial y el estado inicial del sistema. Las discretizaciones espaciales finas proporcionan una mejor conservación de la masa que discretizaciones más groseras

Transporte de sedimentos

Las ecuaciones de Van Rijn descritas en la sección 3.4.3.2 son lineales, lo que permite una fácil implementación. Sin embargo, la ecuación de Exner al ser una ecuación en derivadas parciales requiere de un método numérico para su discretización. Los elegidos son predictor-corrector y upwind modificado para flujos bidireccionales, ambos métodos en diferencias finitas.

Sustancias conservativas. Salinidad

Existen varios esquemas tanto explícitos como implícitos en diferencias finitas que permiten discretizar y resolver de forma numérica la ecuación de advección-difusión. Estos esquemas emplean el número de Courant (Cr , ecuación 3.115) y el número de difusión (dn) que tiene la siguiente expresión:

$$dn = k_x \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} \quad (3.132)$$

siendo k_x la difusividad.

Los esquemas empleados para la implementación de la ecuación 3.95, siguiendo las recomendaciones de Dehghan (2004), son Lax-Wendroff y upwind, si bien en su artículo sólo se hace referencia a flujos con número de Courant y difusión constante. El hecho de que el régimen en la laguna sea no estacionario y no uniforme con flujo bidireccional ocasiona un mal rendimiento de estos esquemas, incluso cuando se trata de adaptar el esquema upwind, eligiendo el elemento anterior y posterior al elemento i en función de la dirección del flujo:

$$C_i^{m+1} = C_i^n - \frac{u + abs(u)}{2abs(u)} Cr(C_i^n - C_{i-1}^n) - \frac{u - abs(u)}{2abs(u)} Cr(C_{i+1}^n - C_i^n) + dn(C_{i+1}^n - 2C_i^n + C_{i-1}^n) \quad (3.133)$$

Se opta entonces por programar un balance de masas entre celdas para la advección. El primer paso consiste en calcular la masa de sustancia que sale de cada celda en función de su concentración y del volumen de agua de la celda para cada Δt . Esta masa se añade a la celda contigua correspondiente en función del signo del caudal. La nueva concentración de sustancias conservativas será el cociente entre la nueva masa de sustancia en la celda y su volumen. Para la difusión se emplea un método en diferencias finitas implícito mediante la resolución de una matriz tridiagonal. Como la influencia de la advección es en general de al menos un orden de magnitud mayor que la difusión, se resuelve sólo aplicar ésta en los casos en los que

no exista aquélla, es decir, cuando la laguna está cerrada y sin influencia de caudal fluvial.

Energía y temperatura

En esta tesis se considera que la radiación de onda corta, onda larga, calor latente y calor sensible afectan de forma homogénea a toda la superficie de la laguna, mientras que las contribuciones por turbulencia y advección dependen de la posición específica. Además se acepta la hipótesis de distribución de la energía aportada en toda la celda. Bajo estas premisas, la implementación de la formulación escogida no presenta ningún problema, siendo únicamente la advección un poco más compleja. Conocida la magnitud de los flujos, se calcula el aumento de la temperatura en cada celda de la laguna para cada paso de tiempo. Este valor, junto a la salinidad, permiten aplicar la ecuación 3.105 que proporciona el valor de la densidad (ρ_w).

3.4.4.2. Río

Hidrodinámica

Dado que las ecuaciones que gobiernan el comportamiento de la laguna y del río son las mismas, la resolución numérica que se realiza de las mismas también es similar a la propuesta en esta tesis. El esquema numérico elegido es el de McCormack-TDV y método del gradiente de superficie mejorado.

Transporte de sedimentos

El hecho de que el método de cálculo del transporte de sedimentos esté desacoplado de la hidráulica permite implementar éste, en los tres ambientes, como una subrutina del modelo principal. En este caso las ecuaciones también son de fácil implementación, no requiriendo de métodos numéricos.

Salinidad y temperatura

Estas dos variables no se encuentran implementadas en el modelo de Ávila, por lo que, como se ha indicado se recurre a series de valores medidos, siendo éstas introducidas como condiciones de contorno al modelo de laguna.

3.4.4.3. Mar

Hidrodinámica

Para la propagación del oleaje se emplea el modelo REF-DIF (Kirby y Dalrymple, 1994). Este modelo matemático, de código libre, combina los fenómenos de refracción, difracción leve, asomeramiento y disipación por rotura, permitiendo el modelado del oleaje donde la batimetría es irregular. En cuanto a la disipación de energía, el modelo permite tratar las pérdidas de fricción por fondo debido a medios rugosos, porosos y viscosos, películas de superficie y rotura del oleaje. Este modelo, para poder ser aplicado a casos prácticos, utiliza una aproximación parabólica, lo que restringe el uso del modelo a los casos donde la dirección de propagación está dentro de $\pm 70^\circ$ de la dirección del oleaje.

Las hipótesis que se utilizan son:

- Pendiente del fondo suave: las variaciones del fondo tienen lugar en distancias mucho mayores que la longitud de onda.
- Débiles no linealidades. El modelo está basado en la expansión de las perturbaciones de Stokes, y por tanto está restringida a aplicaciones en las que éste método es válido, es decir, cuando el parámetro de Ursell es menor de 40. Por ello, además de la solución lineal, se implementa también una solución híbrida que tiene en cuenta la aproximación de Stokes para aguas profundas y la de Hedges para aguas someras.

Este modelo, para la realizar una aproximación a la solución de las ecuaciones de gobierno utiliza la técnica de Crank-Nicolson. Este método en diferencias finitas de carácter implícito, favorece la eficiencia computacional a la hora de realizar los cálculos matemáticos. Para tratar las no linealidades de forma precisa, se utiliza un procedimiento iterativo en dos pasos. En cuanto a la condición inicial, ésta requiere una profundidad constante y las características de oleaje incidente que se quiere propagar. En lo que se refiere a las fronteras, la condición de contorno lateral más empleada es la condición totalmente reflejante.

Transporte de sedimentos

La implementación del transporte ola-corriente no requiere de métodos numéricos, si bien si resulta necesario la utilización de técnicas iterativas para resolver algunas de sus ecuaciones.

Apertura y cierre

La apertura y cierre de la laguna se simula con la evolución del fondo por transporte de sedimentos unido a la técnica de secado y mojado de las celdas. El empleo de esta técnica genera dificultades para el cálculo de los flujos de energía y sustancias conservativas. Cuando las celdas se están secando y la altura de agua disminuye la temperatura y concentraciones aumentan de forma anormal y tendiendo hacia infinito, por encontrarse esta variable en el denominador de algunos términos de las correspondientes ecuaciones. Esto altera los balances, provocando que se proporcionen resultados aproximados aceptables sólo cuando la laguna permanece un largo periodo de tiempo abierta y con elevados volúmenes de agua.

3.4.5. Consideraciones sobre hidrodinámica orientadas a la gestión

En esta sección se exponen algunas consideraciones preliminares de carácter general relacionadas con la respuesta hidrodinámica de las lagunas litorales a agentes forzadores simplificados que pueden contribuir a la toma de decisiones durante la gestión. Para realizar este ejercicio se emplean dos geometrías diferentes, una de ellas correspondiente a una laguna de grandes dimensiones (primer escenario de Walton, 2004a), y otra más pequeña que se asemeja a una laguna andaluza. Las características de ambas lagunas se pueden consultar en la tabla 3.4. Se adopta una sección transversal rectangular, fondo constante y un coeficiente de Darcy-Weisbach de 0.16. Las condiciones forzadoras se reducen a una marea sinusoidal con una sola componente de 0.5 m de amplitud y periodo semidiurno (44640 s).

Variabes	Laguna grande	Laguna pequeña
A_b (m ²)	$3.5 \cdot 10^7$	$1.65 \cdot 10^5$
b_{inlet} (m)	100	35
L_{inlet} (m)	1500	100

Tabla 3.4: Casos de estudio propuestos para el análisis de sensibilidad del modelo: Geometría

Para la laguna grande se consideran dos profundidades de referencia: 5 y 20 m (casos *a* y *b* respectivamente), mientras que para la laguna pequeña las profundidades escogidas son 0.6 y 2 m (casos *c* y *d*). Aunque se ha denominado a las lagunas grande y pequeña en base a sus dimensiones relativas, estos nombres no son totalmente correctos de acuerdo a la nomenclatura empleada por Keulegan. Este autor define las bahías grandes

como aquellas que cumplen las condiciones $a_b/a_0 < 0.2$ y $K < 0.18$, mientras que en las bahías pequeñas $a_b/a_0 > 0.8$ y $K > 0.88$. Para los casos planteados anteriormente, los valores de estos parámetros y del prisma de marea son:

Caso	a_b/a_0	K	$\Omega(m^3)$
<i>a</i>	0.18	0.02	$5.55 \cdot 10^6$
<i>b</i>	0.96	0.10	$2.93 \cdot 10^7$
<i>c</i>	0.85	1.97	$1.79 \cdot 10^5$
<i>d</i>	1	10.05	$1.95 \cdot 10^5$

Tabla 3.5: Casos de estudio propuestos para el análisis de sensibilidad del modelo: Parámetros de clasificación de las lagunas litorales

Por tanto, el caso *a* se corresponde con una bahía grande, y los casos *c* y *d* con una bahía pequeña, mientras que el caso *b* se puede considerar intermedio, ya que sólo cumple uno de los dos requisitos exigidos. A pesar de esta puntualización, en el marco de este trabajo y para facilitar la comprensión se seguirá nombrando a la laguna como grande y pequeña en función de su geometría relativa.

La *K* de Keulegan representa, aunque de forma un tanto grosera, el porcentaje de llenado de una laguna. Así por ejemplo, el caso *a*, con $K = 0.02$, que el prisma de marea representa un 2% del total del volumen de la laguna. Según Mota-Oliveira (1970), es en las bahías con *K* entre 0.6 y 0.8 donde la capacidad de carga de fondo de las corrientes mareales es máxima. Con el análisis de Escoffier, sólo las bahías que se llenen completamente alcanzarán el equilibrio. Sin embargo, con el análisis de Mota-Oliveira también bahías cuyo llenado no es completo pueden ser estables, explicando así el comportamiento natural observado en algunos inlets.

Una de las variables utilizada frecuentemente para la calibración de modelos numéricos con datos experimentales es el coeficiente de fricción. Como es de esperar, para una misma sección transversal, a mayor fricción, menor velocidad. Sin embargo, a medida que se va incrementando el área transversal, el flujo deja de estar dominado por las fuerzas de fricción, lo que implica que la velocidad sea menos sensible a este parámetro. Esto se puede observar en la figura 3.10 que representa curvas de Escoffier para la laguna pequeña con distintos valores del factor de fricción y que han sido calculadas usando el método de DiLorenzo. Este resultado es relevante para la gestión ya que el factor de fricción es función, entre otros, de la granulometría del fondo y la presencia de vegetación. Por tanto si se va a realizar un dragado o un relleno en una laguna con inlet de pequeñas dimensiones, es importante conocer el factor de fricción resultante de la acción a acometer, puesto que

interviene directamente en el comportamiento final de la laguna.

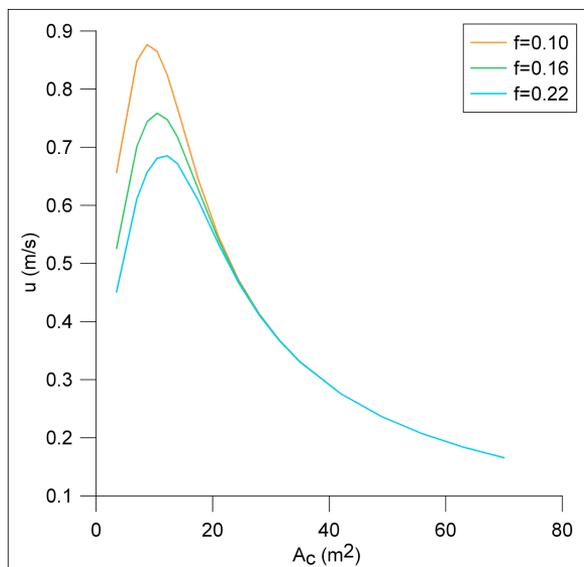


Figura 3.10: Análisis de sensibilidad del factor de fricción de Darcy-Weisbach para la laguna pequeña usando el método de DiLorenzo (1988). Las velocidades máximas medias en el inlet son menores para coeficientes de fricción mayores en aquellas áreas en las que la fricción domina la hidrodinámica

Para que las soluciones propuestas tengan validez se debe cumplir la hipótesis de propagación instantánea de la onda de marea. Esta condición no se cumple en sistemas someros o sistemas con inlets estrechos y bahías grandes. Como se puede concluir al comparar las figuras 3.11 y 3.12, los efectos de la fricción son mucho más notables en la laguna grande que en la pequeña. Aunque este requerimiento no se observa en la práctica en ciertas ocasiones (figura 3.11.a) y los resultados no resulten totalmente fiables en estos casos, sí se puede suponer que la marea se propaga lo suficientemente rápido como para que sea aceptable desde un punto de vista ingenieril. El hecho de que la marea se retrase y amortigüe en el tiempo, como ocurre en la laguna grande, modifica el comportamiento de las velocidades en el inlet. En la laguna pequeña, la fricción se deja sentir de forma notable cuando la marea es baja y la profundidad del inlet pequeña (caso *c*). La laguna se comporta claramente como *flood-dominated*, siendo su tiempo de vaciado mayor que el de llenado. El hecho de que la variación de la superficie libre no sea simétrica en la laguna y el inlet hace que las velocidades máximas no se alcancen en el paso por 0 como requiere la solución de DiLorenzo, por lo que emplear un modelo numérico supone una ventaja frente a la

solución analítica. Sin embargo, cuando se aumenta la profundidad (caso d), la laguna presenta un comportamiento tipo *pumping-mode* y las velocidades vuelven a ser máximas en el paso por 0. En la laguna grande se observa también este último comportamiento para profundidades elevadas (caso b), si bien existe un pequeño desfase entre la onda en el océano y en la bahía.

El prisma de marea que penetra en un inlet está íntimamente relacionado con el área transversal del mismo. Cuando una laguna entra en modo de fallo por tener una calidad del agua no aceptable, se puede intentar mejorar ésta mediante la profundización y/o ensanchamiento del inlet. Para la laguna grande, y para las distintas soluciones propuestas, la gráfica que detalla la relación entre estas dos magnitudes se muestra en la figura 3.13. Además se las compara con la expresión experimental de Jarret (1976) para inlets naturales siendo este ajuste casi perfecto. Esta gráfica permite determinar el área transversal mínima necesaria para el llenado completo de la bahía así como el volumen de agua que penetra en la laguna para cada área transversal.

Para conseguir la optimización en la gestión se puede dar un paso más allá y evaluar la respuesta de una misma área transversal para distintas combinaciones de anchura y profundidad. Esto se representa mediante una familia de curvas (figuras 3.14 y 3.15), donde los casos a de ambas figuras han sido calculados mediante el método de DiLorenzo manteniendo constante la profundidad en cada curva y variando la anchura, mientras que los casos b son la aplicación de la solución de Keulegan a inlets donde se incrementa la profundidad.

El análisis de las distintas curvas de Escoffier representadas en las figuras 3.14 y 3.15 revela la existencia de una anchura a partir de la cual, sea cual fuere la profundidad de la laguna, el sistema se cerrará. Esto mismo ocurre con la profundidad. Por tanto, superar la anchura máxima de equilibrio o no alcanzar la profundidad mínima cuando se está pensando en modificar la geometría de un inlet supondrá el cierre del mismo. Se puede pensar, por tanto, que debe existir una relación óptima b/h que haga que el sistema alcance la velocidad de equilibrio con la menor área posible. En la bahía grande la relación más favorable sería $b/h = 20$. Esto podría resultar interesante para sistemas cerrados sobre los que se realiza un dragado ya que el área que conlleve un menor volumen de arena debe en principio resultar menos costosa y con menor impacto ambiental. Sin embargo esta solución entraña mayores riesgos ya que la distancia entre la rama estable y la inestable de la curva de Escoffier es menor que en otras soluciones. Las curvas esbozadas en la figura 3.16 se han calculado usando el método de DiLorenzo.

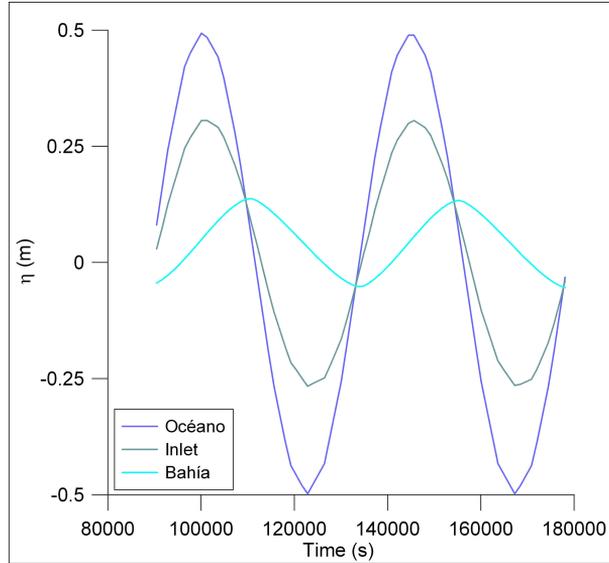
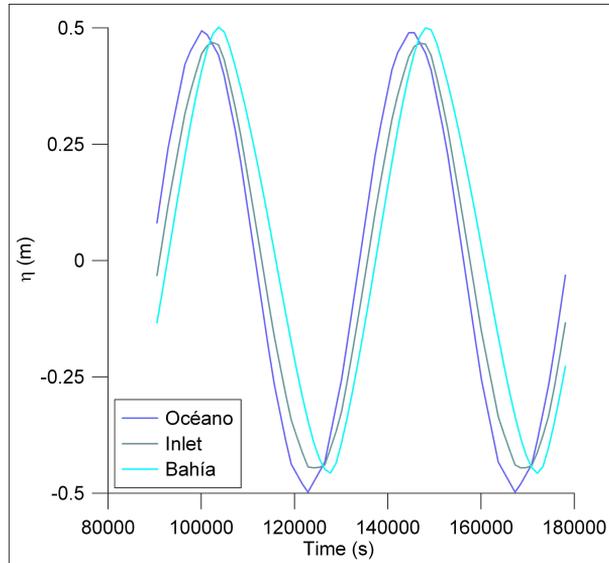
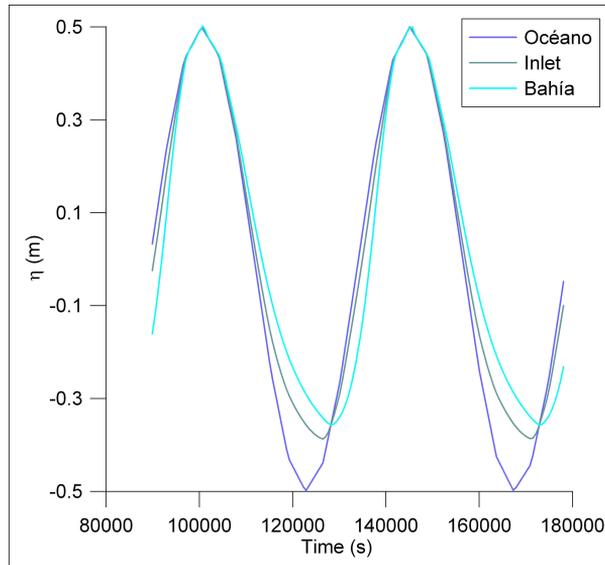
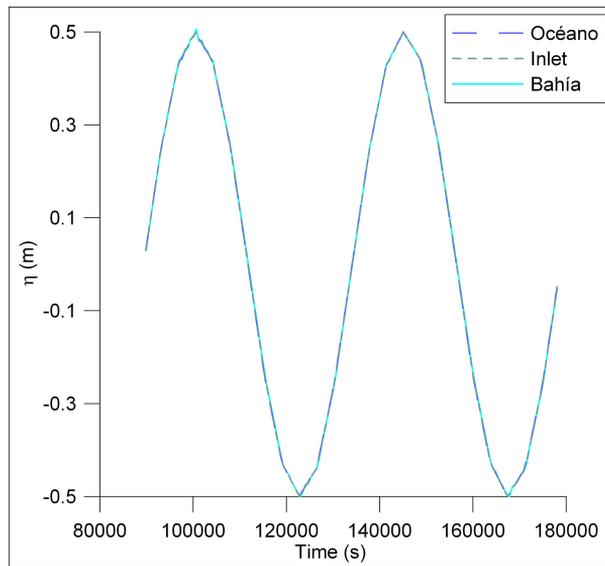
(a) Laguna grande, $h=5\text{m}$ (b) Laguna grande, $h=20\text{m}$

Figura 3.11: Variación de la superficie libre en el océano, inlet y bahía para la laguna grande. El aumento de la profundidad del inlet favorece la respuesta tipo *pumping-mode* en la laguna. La fricción ejerce un efecto amortiguador de la onda de marea en las lagunas más someras



(a) Laguna pequeña, $h=0.6\text{m}$



(b) Laguna pequeña, $h=2\text{m}$

Figura 3.12: Variación de la superficie libre en el océano, inlet y bahía para lagunas litorales de pequeñas dimensiones. La fricción induce un comportamiento *flood dominated* para inlets someros mientras que para inlets más profundos el comportamiento es de tipo *pumping-mode*

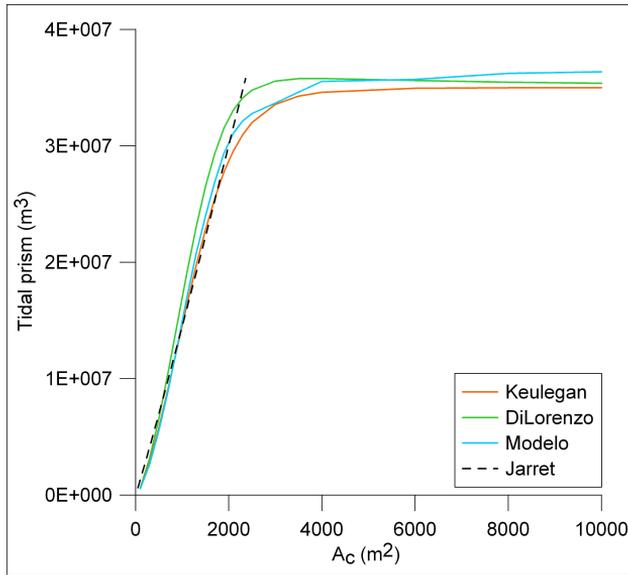
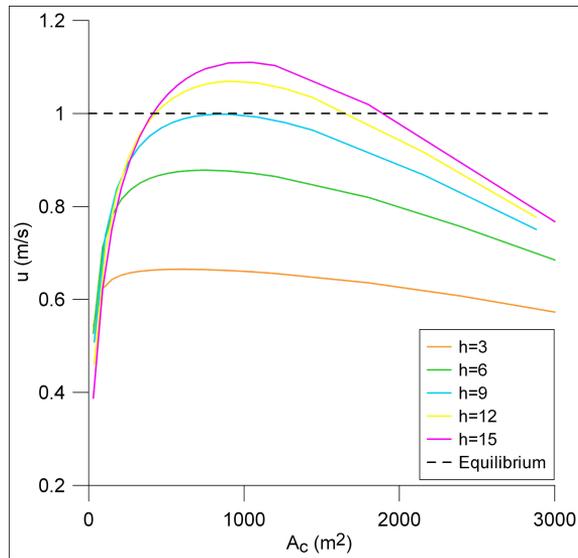


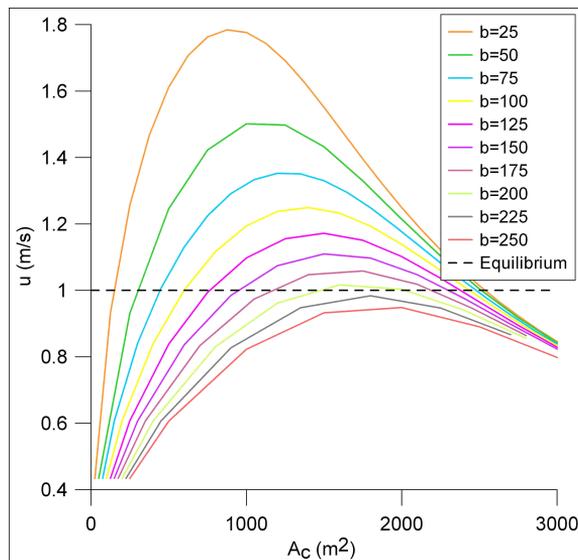
Figura 3.13: Prisma de marea en función del área transversal para la laguna grande (caso *d*) calculado mediante las soluciones de DiLorenzo, Keulegan y el modelo matemático. Comparación con la expresión de Jarret (1976). Los resultados son prácticamente similares para todos los métodos empleados

Otra de las variables que modifica la respuesta hidrodinámica de la laguna es la forma en planta de la bahía. Las soluciones analíticas sólo consideran el total de dicha superficie, pero no tienen en cuenta la geometría de la misma. Para ver la influencia de este parámetro sobre la velocidad media máxima en el inlet se implementan en el modelo numérico distintas configuraciones imponiendo la longitud de la laguna y calculando el ancho necesario para mantener constante el área de la bahía. Los resultados obtenidos para la bahía grande se muestran en la figura 3.17, donde se puede observar como a menor longitud y mayor anchura de la laguna, mayor velocidad en el inlet. Por tanto, si se quieren realizar trabajos relacionados con la estabilidad del inlet y la forma en planta de la laguna, este análisis ha de ser tenido en cuenta.

Las soluciones analíticas tienen utilidad únicamente cuando la marea es el único agente forzador y no existe descarga fluvial. Para la evaluación del área de equilibrio cuando un río aporta agua a la laguna se emplea el modelo numérico. La relación existente entre el prisma de marea, el volumen de agua aportado por el río y la geometría del sistema define el comportamiento del mismo. Los tests realizados consideran dos ciclos consecutivos de marea



(a) Laguna grande, h constante



(b) Laguna grande, b constante

Figura 3.14: Análisis de sensibilidad de la anchura y profundidad del inlet. Familia de curvas de Escoffier para lagunas grandes. Una mayor profundidad del inlet y una menor anchura implican velocidades máximas medias en el inlet más elevadas. Determinadas configuraciones de anchura y/o profundidad resultan ser siempre inestables

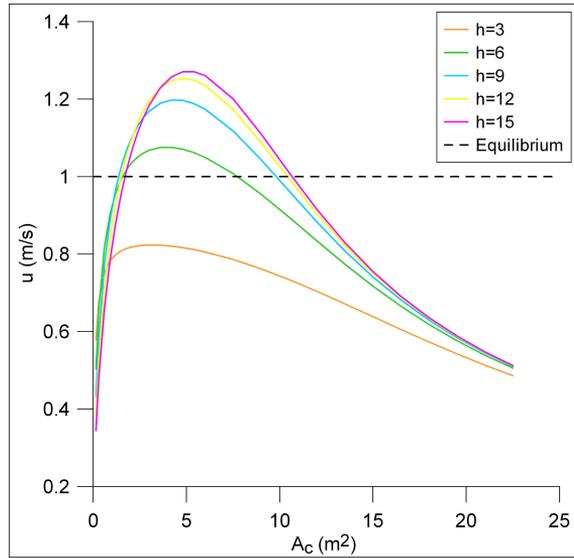
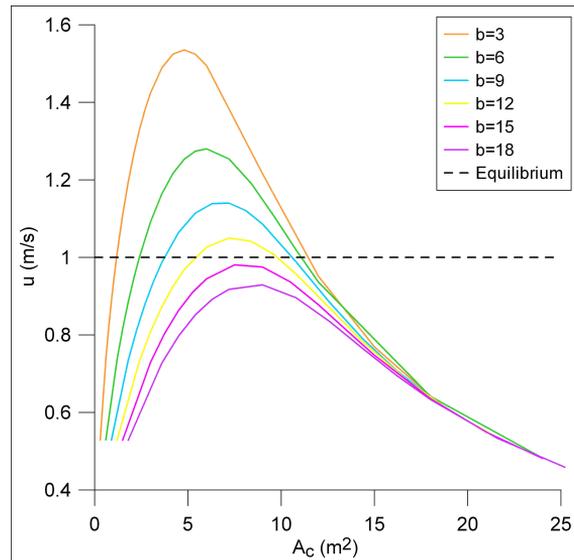
(a) Laguna pequeña, h constante(b) Laguna pequeña, b constante

Figura 3.15: Análisis de sensibilidad de la anchura y profundidad del inlet. Familia de curvas de Escoffier para lagunas pequeñas. Una mayor profundidad del inlet y una menor anchura implican velocidades máximas medias en el inlet más elevadas. Determinadas configuraciones de anchura y/o profundidad resultan ser siempre inestables

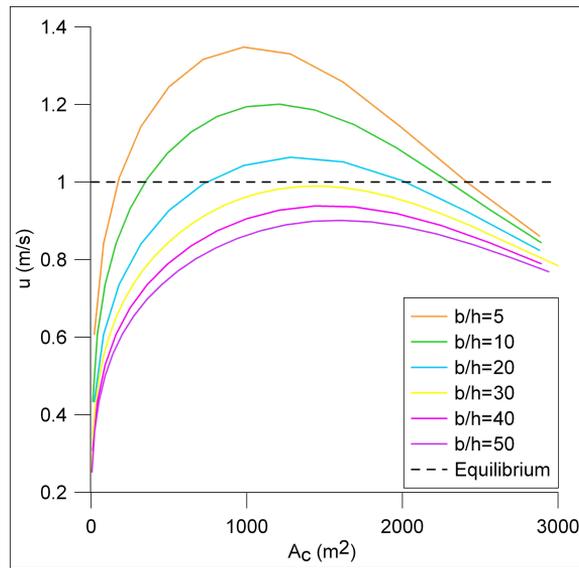


Figura 3.16: Análisis de sensibilidad de una relación b/h constante para una laguna de grandes dimensiones. A menor cociente, mayores velocidades máximas medias en el inlet. Determinadas configuraciones resultan ser siempre inestables

tras dos ciclos de marea de autoajuste del modelo siendo el caudal del río constante durante todo el tiempo de simulación. Así, con los caudales fluviales indicados en la figura 3.18 se puede comprobar como para la laguna grande el prisma de marea presenta una mayor influencia que el caudal del río. Para la laguna pequeña el efecto es el contrario, aumentando la velocidad en el inlet cuando aumenta el caudal fluvial. Las velocidades máximas para la laguna pequeña y para las áreas transversales más reducidas de la laguna grande se obtienen cuando la marea está en bajamar, mientras que para el resto de áreas la marea se encuentra sobre el nivel medio del mar, estando más cerca de éste cuanto mayor es el área transversal.

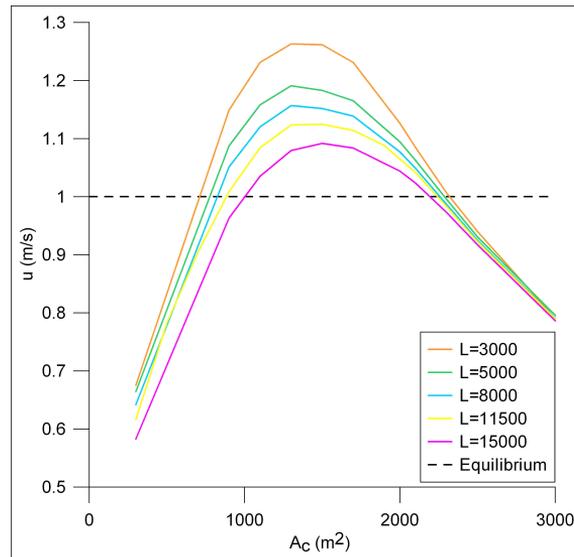


Figura 3.17: Influencia de la forma en planta de la bahía en el análisis de Escoffier para la laguna grande. Longitudes menores presentan velocidades mayores

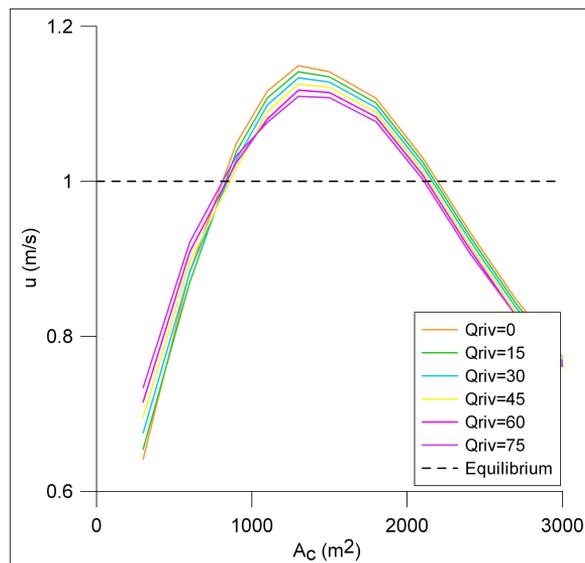


Figura 3.18: Análisis de sensibilidad de un caudal fluvial constante en la laguna grande. Mayores caudales implican velocidades máximas menores

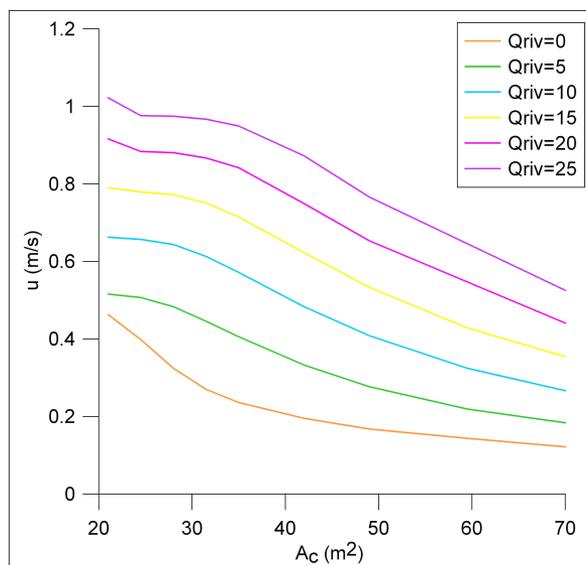


Figura 3.19: Análisis de sensibilidad de un caudal fluvial constante para la laguna pequeña. Mayores caudales dan lugar a velocidades máximas medias en el inlet mayores. La curva de cierre deja de tener su forma típica, lo que indica que el caudal fluvial tiene más influencia en la hidrodinámica que la marea

3.5. Summary

This chapter deals with the quantitative description of Andalusian coastal lagoons, the agents disturbing them and the responses offered for the former to the latter. The implementation of all the equations in a mathematical model is also widely tackled. This kind of model is preferred to a physical model since 1) it is more suitable for integrated studies including biological variables, 2) it can be easily used for more than one system and 3) it has a lower economic cost.

The whole system is subdivided in four spatial domains. Three of them regard the agents (ocean, river and atmosphere) while the other one represents the coastal lagoon system. The agents are related to the system through boundary conditions, and source and sink terms. Equations for all the significant processes at the event time scale are selected from literature when possible. The harmonic formulation is used for the astronomical tide, The Overseas Coastal Area Development Institute of Japan, (2002) offers two formulas for both storm surge and meteorological tide, Hedges and Mase (2004) or Smith (2003) can be selected for wave run-up and the combination method is used for evaporation (Chow *et al.*, 1994). No formula is used to predict precipitation; measured data have to be used instead.

In order to describe the whole hydrodynamics of coastal lagoons, the full 3-D Navier-Stokes equations need to be solved. However, the geometry of most of Andalusian coastal lagoons makes a 1-D approach accurate enough. Saint-Venant (1871) equations are consequently selected for implementation. These non-linear hyperbolic equations have no analytical solution. Authors like Keulegan (1967) or DiLorenzo (1988), among others, decided to make some assumptions in order to get an analytical solution. A comparison between these authors' solutions and Saint-Venant equations is performed, coming up to the conclusion that as their hypotheses and friction terms are not similar, neither will their results be. The numerical model uses fewer hypotheses than the analytical solutions and, thus, it is considered that its result is more accurate than the one offered by Keulegan or DiLorenzo.

Selected all the equations, they are implemented giving place to a model. The code has been written in Matlab language. In a general way, equations that are not experimental or do not have an analytical solution are solved by numerical methods in explicit finite differences except for the Saint-Venant equations which are solved by a finite volume numerical method: the MacCormack-TDV scheme. The implementation of this scheme has been done according to the implementation of García-Navarro *et al.* (1992) and complemented with the *Improved Surface Gradient Method* (Tseng, 2003).

This scheme requires the fulfillment of the CFL condition to be stable. This means that the Courant number must be positive but minor than 1, relationship that indirectly fixes the time increment. The dry and wet technique is implemented to simulate intermittence. It determines the mesh spacing. In this problem, flow and cross-sectional area are the state variables. For subcritical flows, the proposed scheme requires at least one state variable condition on every boundary, since the other one can be calculated by the model. The area is imposed at the sea boundary and the flow at the river one, both of them as a Dirichlet condition. This last boundary can be considered as reflective or transmissive. The initial condition can be assumed to be still water level or an already computed stage. Cross-sectional areas can be defined as rectangular, trapezoidal or by an irregular geometry. Verification of the hydrodynamic model is exposed in Appendix B.

Sediment transport is computed by Van Rijn (1984a, 1984b) empirical formulation; Exner equation is used for sediment conservation. Salt mass is obtained through balances. Energy computation is done according to the Eulerian balance proposed by Stull (2000). This formulation is completed with the one offered by Dingman (2002). Temperature, salt concentration and density are also derived. Mass conservation is computed for a simple case, being the percentage of mass loss (in volume) less than 1%. The selected river model is the one implemented by Ávila (2007) which also uses Saint-Venant equations to describe the river hydrodynamics. This model computes sediment transport by Van Rijn (1984a, 1984b) method but according to the formulation exposed by Maza Álvarez y García Flores (1996). Water waves are propagated from deep waters to shallow waters with the REF-DIF software (Kirby and Dalrymple, 1994).

Eventually, a sensitivity analysis is developed to evaluate the influence of some variables or parameters on the hydrodynamics of the system. Tests are specially selected to give rise to some significant clues for sustainable management. For this purpose, analytical and numerical solutions are taken into account. Two different geometric scenarios are studied: 1) a big coastal lagoon (scenario 1 in Walton (2004a)) and 2) a small lagoon similar to Andalusian lagoons. The agent is a semi-diurnal sinusoidal tide with an amplitude of 0.5 m. Friction is one of the most influential parameters for shallow lagoons causing a tidal wave damping and delaying as it travels through the lagoon. The bay area seems not to be as important as the inlet depth for this case study despite its contribution to the wave delay for big bays with deep inlets.

Tidal prism is closely related to the lagoon water renewal and therefore, to water quality. The relationship between the tidal prism and the cross-

sectional area fits very well the expression proposed by Jarret (1976) for both, the big and the small lagoon. This makes it possible to anticipate the effects of a cross-sectional area increase due to a dredge in the tidal prism and water quality. For the rest of tests, the Escoffier curves are used to provide results. Three different variables can be modified when managing the inlet geometry: b , h or the ratio b/h . It is necessary to study new configurations to give to inlets before implementing them since there are some combinations of b and h that will make them always unstable. Therefore, it is strongly recommended before doing any action to choose a range of stable areas and to avoid the threshold values of b , h and b/h that makes the inlets become unstable. The influence of the river flow over the hydrodynamics depends directly on the relationship between the bay volume and the intensity and magnitude of the flow. For small lagoons the presence of a river flow will increase ebb velocities and its duration, while this influence can be neglected for big lagoons.

Chapter 4

Case study: The Zahara de los Atunes coastal lagoon

4.1. Chapter objectives

This chapter is an application of the implemented model to a real case study: the Zahara de los Atunes coastal lagoon. After exposing the environmental problems of this lagoon and checking that its geometry satisfies the requirements of the model, a calibration is performed with data collected during a field survey. Subsequently, we carried out some tests in order to determine the lagoon responses when working in normal and extreme conditions and to be able to give some recommendations to managers. These tests include hydrodynamic characterization, inlet stability, water renewal rate, energy budget, sea-level rise and event sediment transport capacity.

4.2. Site description

One of the most representative coastal lagoon of Andalusia is the one located West of Zahara de los Atunes village ($36^{\circ} 08' N$, $5^{\circ} 51' W$, WGS84), in the Atlantic coastal region (figures 4.1 and 4.2). It is closed almost all year, being classified as an intermittently closed and open lagoon. Aerial photographs of figure 4.3 show the alternation of these two fundamental states. The bay is approximately 1300 m long and 50 m wide. The inlet, when opened, has a mean width of 16 m and a length of 160 m. The shallowness of this lagoon (~ 0.50 m), joined to frequent winds, guarantee a complete mixing of its water column throughout the year. According to its grain size distribution, the coastal lagoon can be divided in two main stretches: the first one, composed by well classified sands (D_{50} 0.20 mm, D_{90} 0.35 mm), is near the beach. The second stretch corresponds to the inner lagoon and it has mud on its bottom. The inlet

grain size distribution (figure 4.4) comes out from some sediment samples collected in field (figure 4.5), dried in the *Instituto del Agua* facilities and sieved in the *Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales* laboratory. Some pictures of these activities and of the site of study are showed in Appendix D.



Figure 4.1: Cádiz province in the European context (Google Earth)

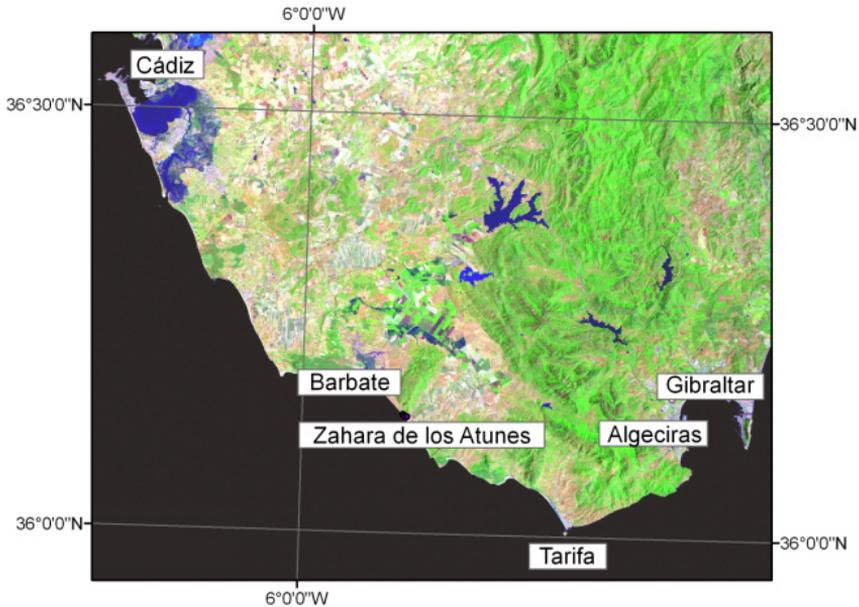


Figure 4.2: Zahara de los Atunes coastal lagoon general location

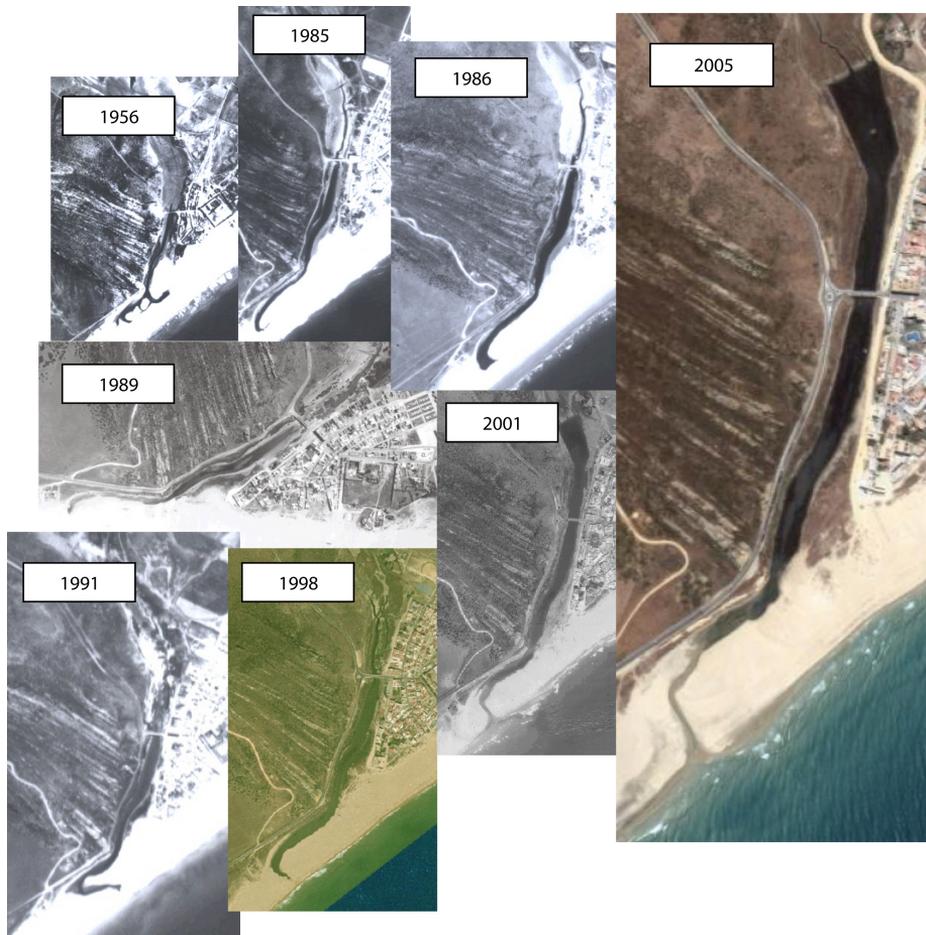


Figure 4.3: Aerial photographs showing Zahara de los Atunes coastal lagoon evolution. The one dimensional morphology and the intermittence of this lagoon can be appreciated through these pictures

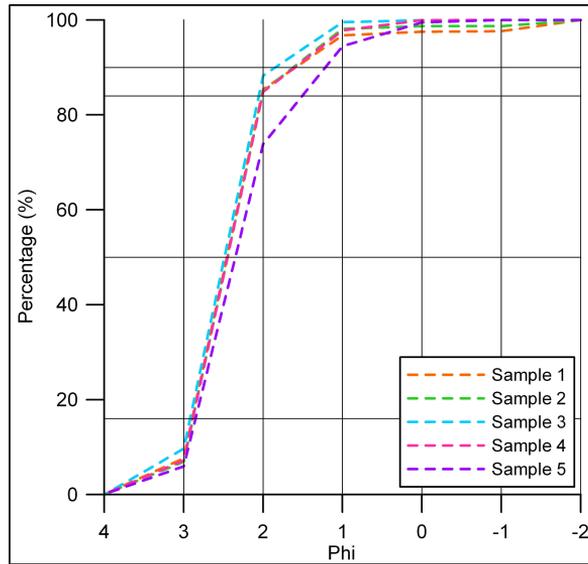


Figure 4.4: Grain size distribution of samples collected at the Zahara de los Atunes inlet. Cumulative percentage in Wentworth scale. All the samples consist of well sorted sand, being very similar among them

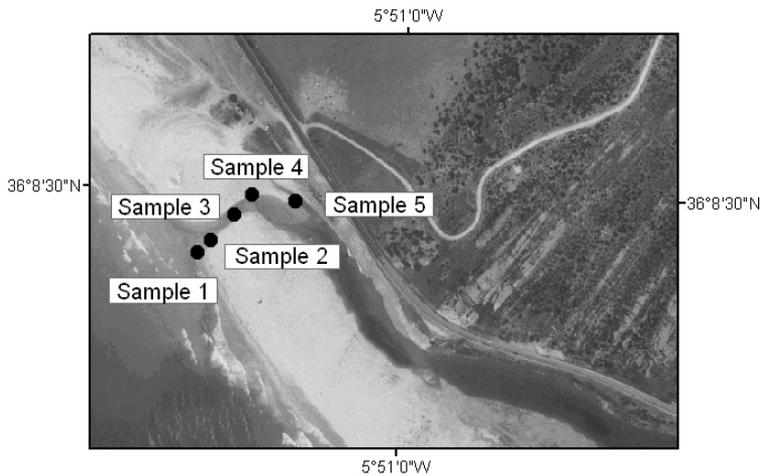


Figure 4.5: Location of the sand samples collected at the Zahara de los Atunes inlet

Zahara de los Atunes has a mild year round temperature. Its average value is around 15°C during the winter and 23°C during the summer. Mean annual rainfall is 590 mm. Data from Zahara de los Atunes rainfall measurement station between 1992 and 2006 are used to compute this value.

Rain falls mainly during winter, autumn and spring seasons when the low pressures from the Atlantic Ocean arrive to the Iberian Peninsula. These precipitation events last 3 or 4 days. However, some storms cause intense daily rain, even above 90 mm (figure 4.6). Evaporation is greater than precipitation almost all year. The coastal lagoon is fed by an intermittent river. This wadi, known as Cachón River, is 10 km long. Its basin has an area of 39.5 km² with mild slope and a concentration time of 4.44 h (Témez formula). Flow is not permanently measured in this river and, thus, no records are available. Previous studies (ALATEC-PROES, 2002) propose 48 m³/s for a 10 year return period and 126 m³/s for a 50 year return period. The wave climate is characterized by prevailing W-NW waves. The wind blows mainly from two directions: W and E (figure 4.7). The astronomical tide is semi-diurnal with amplitude of 1.25 m in spring tide.

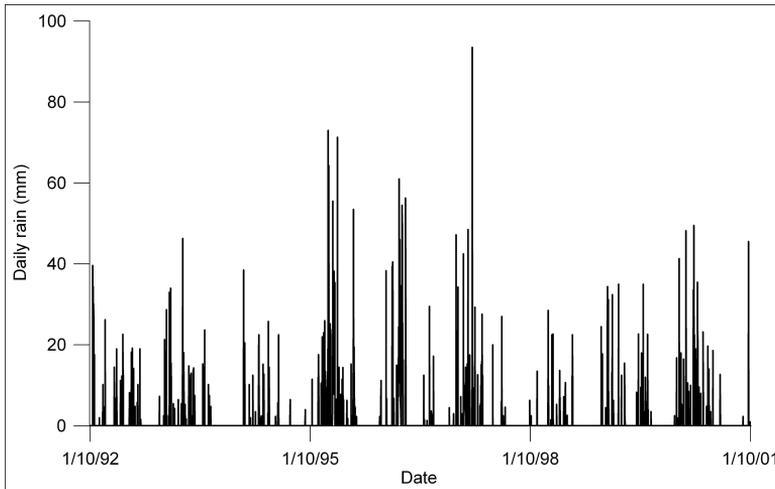


Figure 4.6: Daily rain in Zahara de los Atunes from 1992 to 2001. Rain concentrates from November to April with very hard rain in some episodes which favors floodings

Along the 20th century, the land use has changed in the coastal lagoon surroundings (figure 4.8). In addition, the lagoon surface has experienced a reduction (Losada *et al.*, in press). The main source of income of Zahara de los Atunes inhabitants was based on fishing and agriculture at the beginning of the century. At present, these activities have been substituted by summer tourism. The village population is around 2000 people during the winter, reaching 20000 people in summer time. These changes in the village-coastal lagoon relationship have caused some environmental problems. Authorities are aware of this situation and they have taken part by developing some

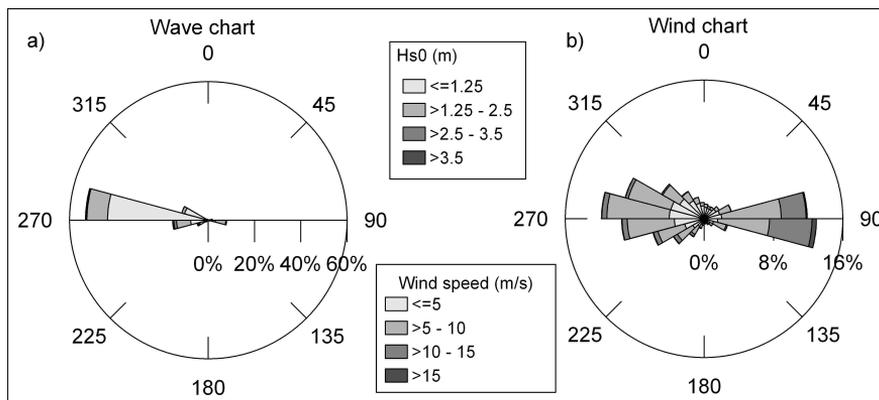


Figure 4.7: a) Wave chart and b) wind chart. Waves come to the lagoon mainly from West, while wind alternates between East and West

actions to minimize them. For example, more than ten years ago, waste water was poured out to the lagoon, so it stank and the insects proliferated causing discomfort. The conduction of the Zahara waste water to the Barbate purifying plant finished with this problem. There were also floods in the village due to lagoon overflowing because of hard rainfall. The last one took place in December 2000. To solve this question, the lagoon lateral slopes were reinforced with rubble mound. Furthermore, a walk path is being built on the East coastal lagoon shore as a facility and to give more relevance to the lagoon landscape. Currently, problems are basically related to water quality. When closed for a long period of time, the lagoon water quality deteriorates. Every year, at the beginning of summer, an inlet is artificially opened in order to renew the coastal lagoon water and to improve its quality. Some local people think that this action is ineffective because the opened inlet dimensions are not enough to let the ocean water flood into the lagoon during low tide. The coastal lagoon depth reduction is supposed to be the main reason for the death of some animal species. The inlet mainly closes due to sediment deposition by wind and sea currents.

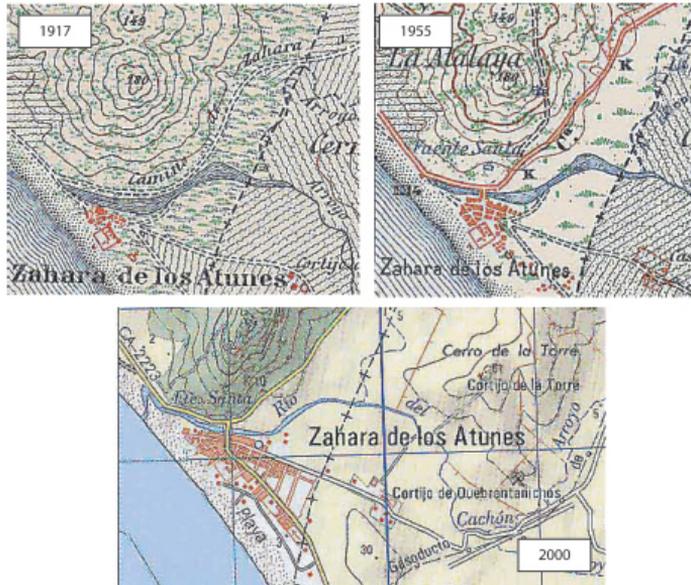


Figure 4.8: Zahara de los Atunes maps (www.ign.es, series 1:50000, sheet 1077). The lagoon seems to have suffered a surface reduction while the village has increased considerably its area

4.3. Geometry

In order to define the present limits of Zahara de los Atunes coastal lagoon and to record its elevation, width and length, a field survey was conducted in May 2008. The lagoon was closed that date. Morphometric measurements were taken using a DGPS with a horizontal resolution of 0.01m. The lagoon depth was measured using a leveled stick. Orthophotos and a digital elevation model (DEM) were used to complete and complement this information. Once all the data was transformed into the same reference system (ED50 UTM zone 30N), it was checked if the measured lagoon limits fitted the orthophoto of 2001 (Junta de Andalucía, 2004). The agreement was quite good. A DEM was created with GIS tools based on a DEM of 10x10 m (Junta de Andalucía, 2005), but calibrated with elevation data obtained in the field survey. For the sea region, data from the coastal authorities (Demarcación de Costas de Andalucía-Atlántico) were used.

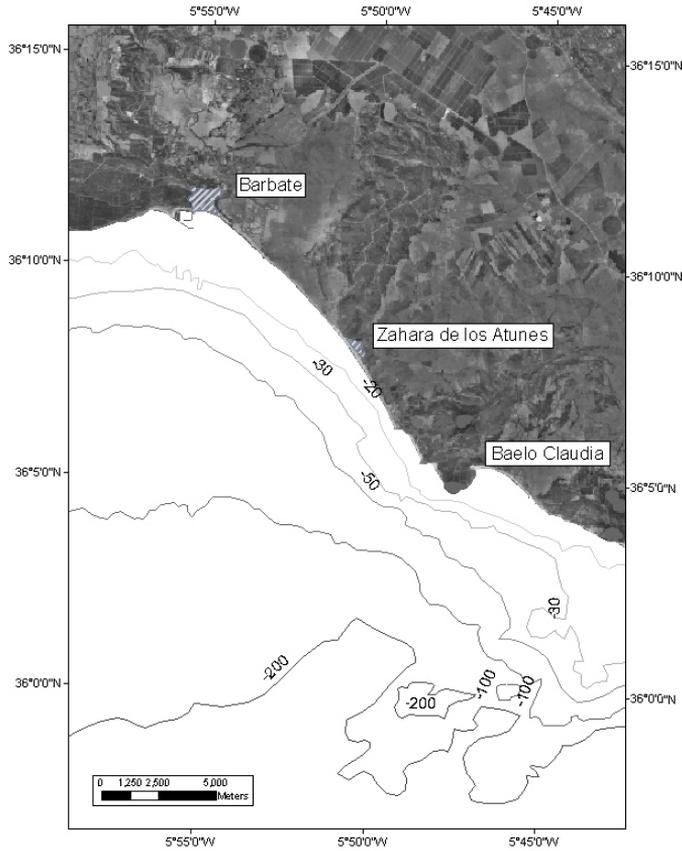
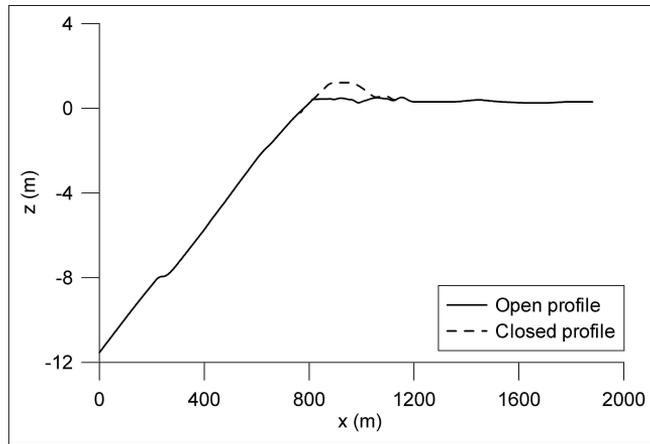
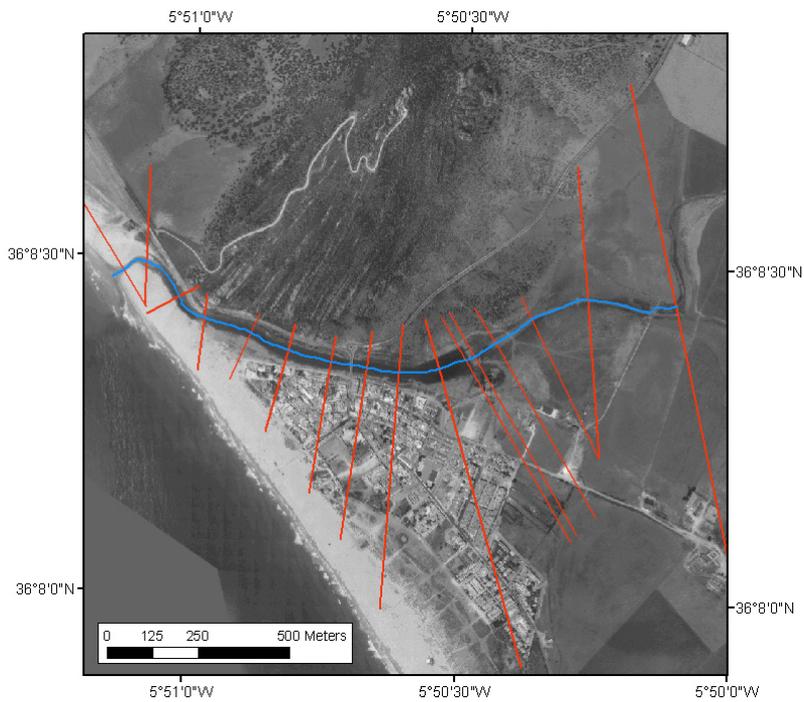


Figure 4.9: General bathymetry of the study area

Due to lack of information about Cachón River and its basin, the river model is not run for the case of Zahara de los Atunes in either of the proposed scenarios. A short stretch of the river is included upstream of the lagoon to take continental flows into account. Sea is also included in the lagoon domain to avoid numerical instabilities. 32 cross-sections are plotted to characterize the bay, the inlet and the sea in front of it. Afterwards an interpolation among them is made to obtain the necessary spatial discretization (2.5 m). The large amount of data (1029 profiles with 551 data each) and the great number of interpolations that have to be computed (15 variables by 1029 profiles) each time step (~ 0.1 s) make the model highly time-consuming. Additionally, irregular cross-sections can be approximated by a simplified regular geometry. In the case of this lagoon, trapezoidal cross-sections are selected, being the lateral slope 3:1 similar to the stretch with rubble mound. The original curved longitudinal axis is transformed into a straight one, maintaining the total bay length. Width is



(a) Elevation profile



(b) Longitudinal profile and selected cross-sections

Figure 4.10: Zahara de los Atunes coastal lagoon present geometry

measured every 20 m and interpolated for the selected spatial discretization. Two elevation profiles are available, open and closed, being one different from the other only in the inlet elevations (figure 4.10).

To establish the social consequences in case of sea-level rise, new requirements for the geometry have to be fulfilled. The new coastal lagoon limits and its longitudinal axis are computed supposing that the topography do not to change in the next few centuries. A first approximation of the surface affected by the sea-level rise plus tide is obtained for the most adverse proposed scenario: a sea-level rise of 3 m and a spring tide of 1.25 m of amplitude. For this water level, the coastal lagoon will suffer a bifurcation (figure 4.11). The obtained configuration can be approximated as a one-dimensional one by adding the hydraulic cross-sections of both reaches. 33 cross-sections are plotted this time and an interpolation is carried out every 2.5 m. 1350 cross-sections defined the lagoon in the numerical model.

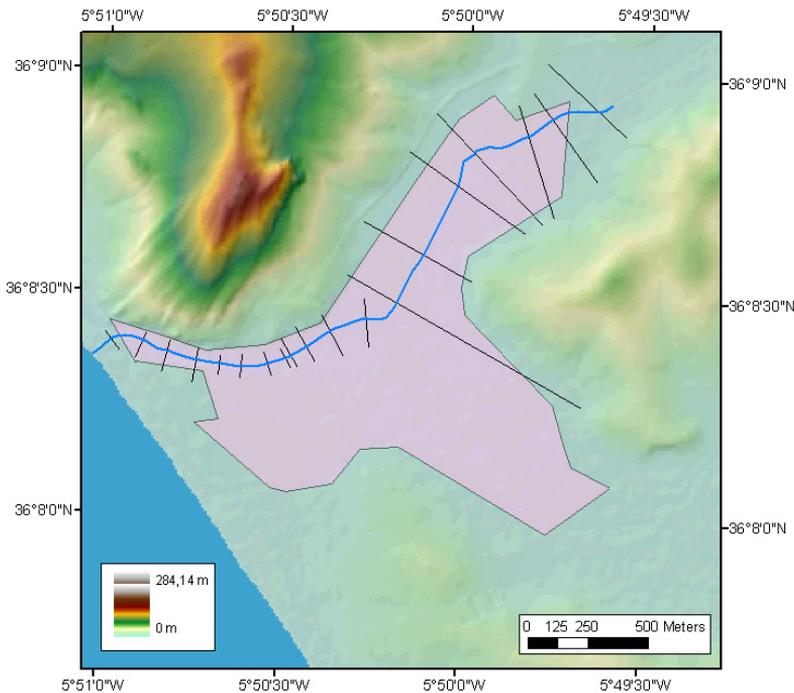


Figure 4.11: Zahara de los Atunes coastal lagoon longitudinal profile and representative cross-sections in a future time. The bifurcation of the longitudinal lagoon axis is shown in pink

4.4. Calibration

Some measured data were required to calibrate the model. With this purpose, another field survey was conducted when the lagoon was already opened on the 4th July 2008. Tide had amplitude of 1.16 m being high tide reached by 17.15 local time that day. Wind was light, coming from the W. Pressure and water levels were recorded for flood and ebb tide while the water level was high enough to offer reliable measurements. The used equipment was:

- A meteorological station which includes a Gill 2D sonic anemometer and a Setra CS100 barometer. The data were recorded by a Campbell Scientific CR800 datalogger. Atmospheric pressure, wind velocity and direction were sampled at a rate of 4 Hz.
- Velocimeters (Vector). Two acoustic doppler velocimeters (Vector 1 and Vector 2) measured the three components of the water current at a height of 0.22 m and 0.27 m above the bed respectively. They were set in a vertical position, near the bed in order to avoid wind influence and to measure as much time as possible. These equipments included also a pressure gauge each. Both sensors sampled at 4 Hz. To validate the water column pressure record, depth is also measured with a leveled stick.
- Acoustic doppler current profiler (ADCP). It was set horizontally, parallel to the bottom, in order to obtain a cross-sectional velocity profile. Cells were 0.5 m wide. Velocity was surveyed 40 min every hour being recorded one datum every minute. Pressure was surveyed with a sampling rate of 17 min every hour.

Data collected by the anemometer confirmed the presence of light wind in the area (figure 4.13). Pressure measurements were transformed into water surface elevation using static pressure and sea water density. The obtained results showed that the vectors draught measurements are higher than the real ones (manually registered). Therefore, the latest time series is used for calibration. Depth evolution was not measured near the ADCP location and, thus, water surface elevation can not be calibrated in this position. Vector 2 current velocity data are considered to offer only a general idea of this magnitude. Algae accumulation in the sensor interfered in the measurements. Current velocity data showed in figure 4.14.b for Vector 1 are the module of the E and N directions averaged every second. The selected time interval for averaging Vector 2 data (figure 4.14.f) is one minute, which diminishes the influence of wrong values. ADCP current velocities appearing in figure 4.14.d correspond to the averaged velocity for the 3 central cells every minute too. A collection of pictures of the equipment deployment is

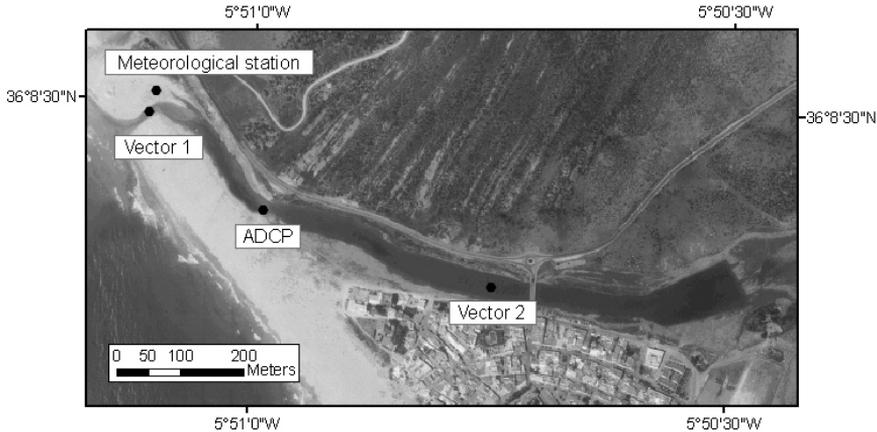


Figure 4.12: Equipment location for hydrodynamic monitoring of Zahara de los Atunes coastal lagoon

offered in Appendix D.

Roughness coefficient quantification becomes complicated in Zahara de los Atunes coastal lagoon due to the presence of macrophytes and algae and the lateral variability of sediments in a few longitudinal stretches. This coefficient will not only depend on bottom resistance but also on the plant shape and structure, stem flexibility, plant distribution, flux regime, etc. Green (2005) deals with current understanding of how aquatic macrophytes influence channel resistance and exposes different theoretical methods to calculate it. Due to the complexity involved when numerous factors contribute to resistance, Manning's roughness coefficient as a calibration parameter is used in this thesis. Based on the hypothesis that every natural system tends to minimize all its intern gradients, an uniform Manning's roughness coefficient is selected. It represents the global system tendency and not the particular condition of every position. To get better model performance and efficiency, we used the simplified regular geometry during the calibration process. For this process, the only agent we accounted was the astronomical tide. Wave influence had been filtered during measured data analysis and river flow was 0 during the measurement period. Upstream boundary condition was set as reflective to minimize mass loss in the numeric solution.

Calibration results determine that the Manning's roughness coefficient that better fits the measured data is $0.05 \text{ s/m}^{1/3}$ (figure 4.14). This figure also shows the depths and velocities computed for the irregular geometry and the selected value of the Manning's roughness coefficient. Keeping in

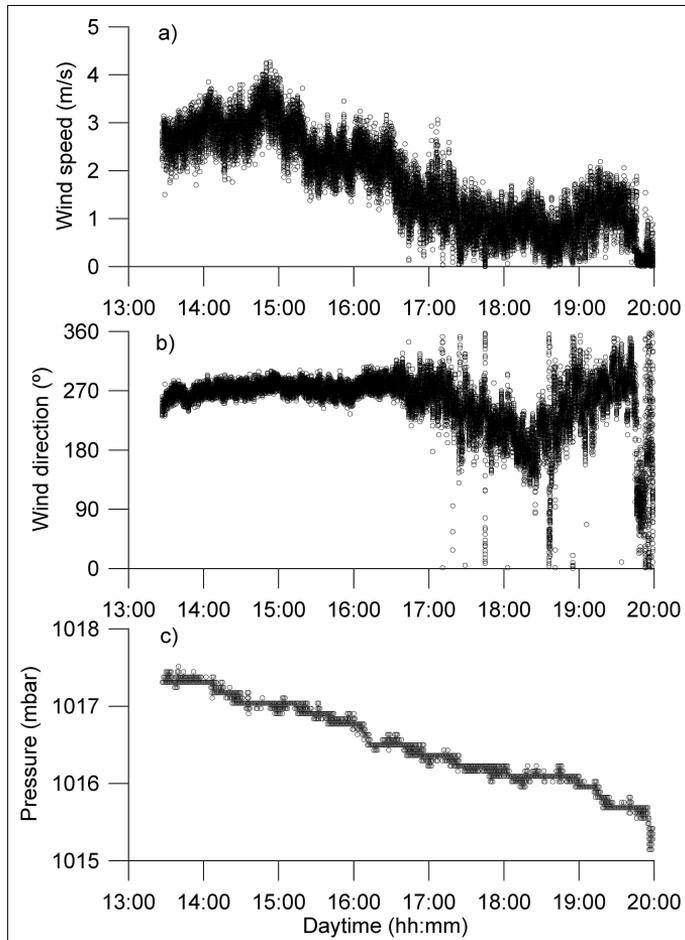


Figure 4.13: a) Wind speed, b) wind direction and c) atmospheric pressure data collected during the field survey. Winds are light and coming mainly from West. The atmosphere pressure is typical of high pressures

mind the limitations of the used equipments for the lagoon depth, as well as the topography data quality, these results are considered good enough for the model to be calibrated. Fisher and Dawson (2003) attribute the Manning's roughness coefficient computed value to shallow rivers with fine leaves submerged vegetation. Zahara de los Atunes coastal lagoon can be described by these characteristics.

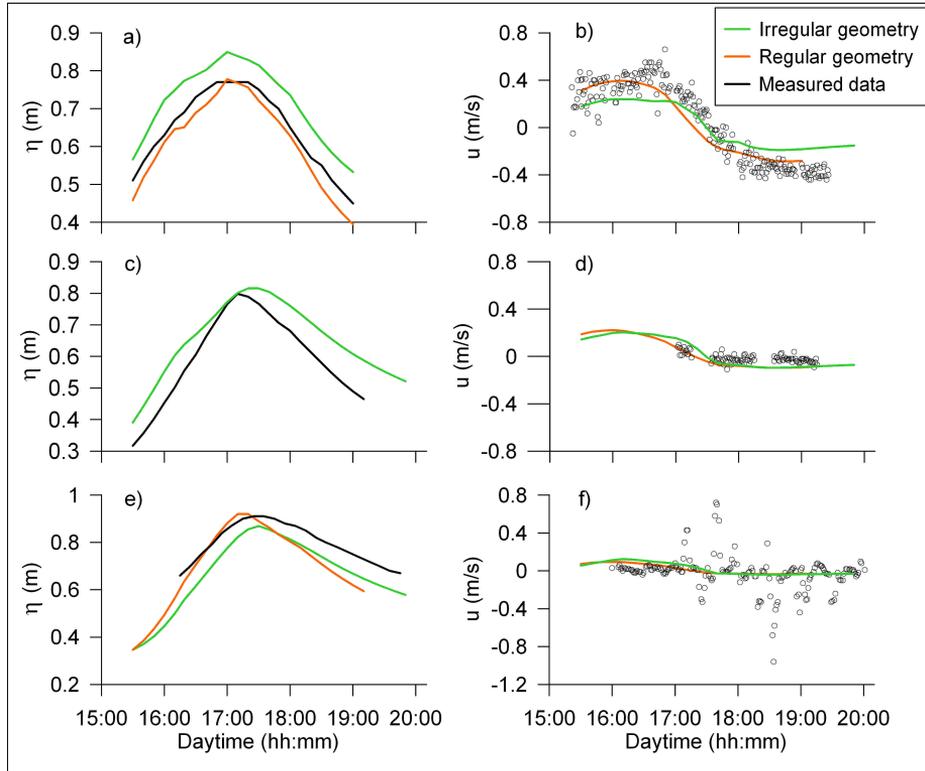


Figure 4.14: Model calibration with the data collected during the field survey for a Manning's roughness coefficient of 0.05. Left graphs show water surface elevation while the right ones correspond to velocities. From top to down, vector 1, ADCP and vector 2 results are plotted. Calibration was first done for regular trapezoidal cross-sections and subsequently checked for irregular real geometry, being the results satisfactory

4.5. Operational conditions

This section provides some knowledge about the Zahara de los Atunes coastal lagoon when it works in operational conditions. This means that the only agent used as an input is a M2 tide with an amplitude of 1.25 or 0.75 m, depending on the requirements of the studied situation. The first of these values correspond to a spring tide and the second one to a medium-neap tide in the region. Boundary conditions are therefore defined by these working conditions. Initial state is an open inlet with still water level for all the cases, except for the energy balance. In regard to the geometry, real cross-sections are used, except for the inlet stability analysis, in which trapezoidal cross-sections are utilized. Moreover, a brief hydrodynamic characterization is provided, following by an estimation of the coastal lagoon water renewal and the evaluation of the flooded area in case of sea-level rise.

4.5.1. Hydrodynamic characterization

Water interchange between the Atlantic Ocean and Zahara de los Atunes coastal lagoon is the main consequence of ebb and flood currents induced by different water levels inside and outside the lagoon. In the particular case of a M2 tide of 1.25 m of amplitude, and due to the lagoon configuration, ocean water only penetrates in the lagoon when it reaches values higher than 0.35 m as it can be observed in figure 4.15. This figure also shows that the bay tide has less amplitude than the ocean tide and its asymmetry. The wave is characterized by a longer falling tide and a short more intense flood tide. These facts together let us conclude that Zahara de los Atunes lagoon is flood-dominated.

Tidal asymmetries (duration and velocity) of bays have long been recognized as important factors in controlling the direction and magnitude of net sediment transport (Postma, 1967). For Zahara de los Atunes, the trend is to introduce sediment into the lagoon. These sediments will remain inside since ebb velocities are not able to transport them outside again. Thus, with this brief analysis, it is possible to state that the inlet closure is expectable. Friction is responsible for the tide curve shape inside the lagoon and the inlet. Small draughts are more affected by friction than higher water levels. Its principal effects are the lowering of the velocities and a wave delay between different parts of the bay. High tide inside the lagoon is out of phase with high tide in the ocean, being the difference small, about 5 minutes with the inlet and 20 min with the stretch close to the river. Slack water coincides with high tide and also with the moment in which ocean water begins to enter the lagoon.

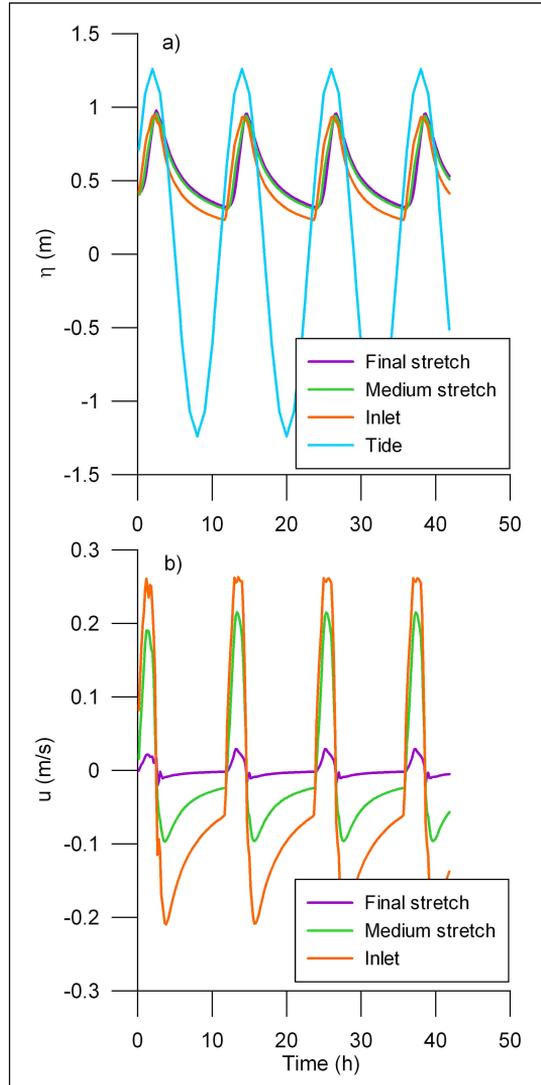


Figure 4.15: a) Water level and b) velocity evolution due to a spring tide. Ocean wave damping, delay and currents asymmetry take place while the tidal wave enters the lagoon

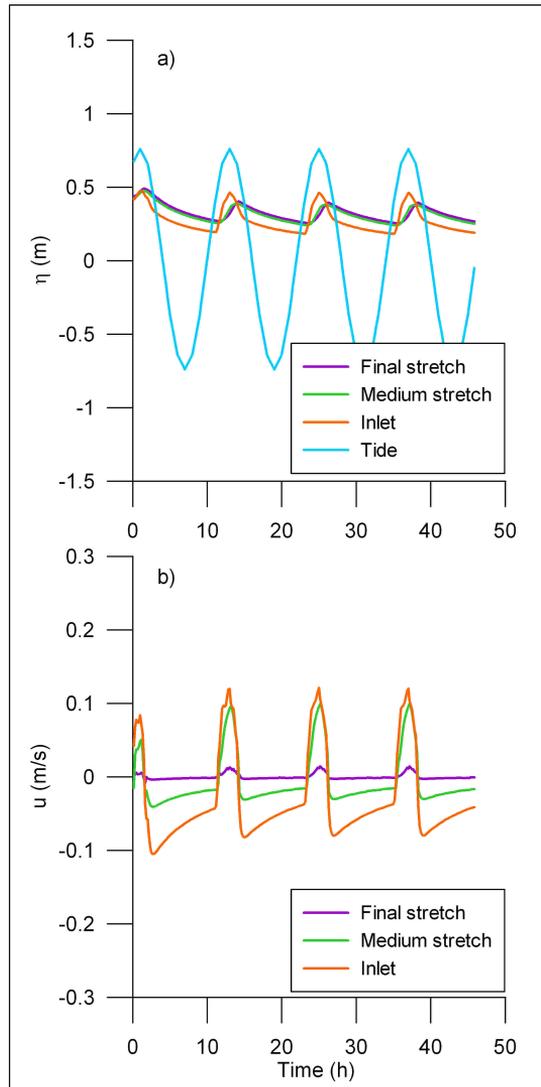


Figure 4.16: a) Water level and b) velocity evolution due to a medium-neap tide. Ocean wave damping, delay and currents asymmetry are even more significant than in the spring tide case

Water surface within the basin executes a spatially uniform oscillation, and thus, a pumping mode or Helmholtz response is assigned to the Zahara de los Atunes coastal lagoon. The velocities, however, are different from one stretch of the bay to another. The current intensity is greater in the inlet and the narrow areas near to it, while, in the wider stretches the velocities are almost zero. This is strongly related to the water time residence and renewability as explained in the next section.

When the tide is neap, the friction effects are more intense. The lagoon is more asymmetrical and the bay tide is highly damped. Figure 4.16 shows the results for a tide of amplitude 0.75 m. The delay between the maximum inlet depth and the maximum inner lagoon depth is now more appreciable than in the former case. The amplitude of the oscillation is much smaller in the inner part than in the inlet. Differences within this variable were not so high when accounting for the spring tide. The computed velocities point out the same pattern than in the previous case study except for its strength. This indicates also a small current erosion capacity.

4.5.2. Water renewal

Frequent interchanges of water between the ocean and the lagoon are desirable since stagnant water can give rise to several environmental problems, like water quality deterioration or eutrophication. The ocean also gets some advantages from the interaction as, for instance, limiting nutrient arrival. As explained before, the water volume going into the lagoon every tidal cycle is called tidal prism. This variable reaches 27930 m³ for spring tides while the maximum coastal lagoon volume is 36417 m³. Therefore the tidal prism renews 76% of the bay water every tidal cycle. This is a high renewal rate, but that is not totally true for the inner part of the lagoon. Figure 4.17 contributes to clarify this idea. The upper graph shows the net movement of a particle averaged in a tidal cycle. The second one is related to total traveled distance by the same particle and the third one represents the difference between maximum ebb and flood velocities in every mesh point for a tidal cycle. Each of the graphs show values near zero for particles situated close to the river mouth. This means that the residence time of water is high in this part of the lagoon. Furthermore, it is important to remind that the lagoon is closed more than 8 months per year and the spring tides are not so frequent during the inlet opening period. The residence time increases when tide is closer to neap tides. The tidal prism for a tide with 0.75 m of amplitude is only 3940 m³ which is equivalent to the 32% of the lagoon maximum water volume (12000 m³). The velocities are lower than in the spring tide and the distance traveled by particles is shorter. As a consequence, the eutrophication of the inner area of the lagoon is very

probable and in fact, it has already been present (figure 4.18). River flow or rainfall can help to relieve the symptoms of bad health by supplying freshwater. The benefits would be greater if the continental flow arose with high velocities and turbulence, making easier the water mixture and renewal.

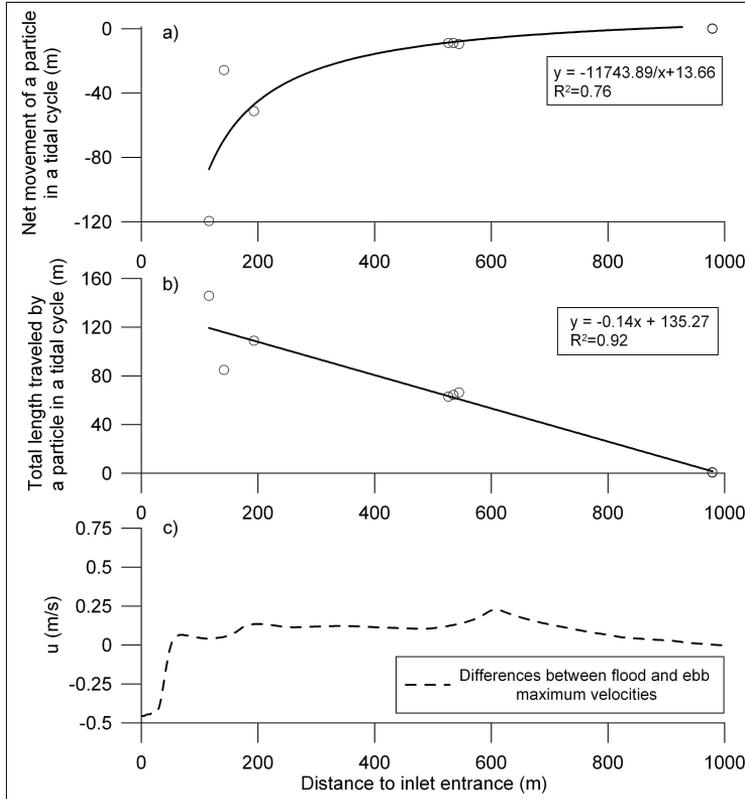


Figure 4.17: Lagrangian transport. a) Net movement of a particle in a spring tidal cycle, b) total length traveled by a particle in a tidal cycle and c) differences between flood and ebb maximum velocities. Due to higher velocities near the inlet, the Lagrangian transport is also higher in this stretch of the lagoon. Net travel direction is towards the sea

The Jarret (1976) expression relating tidal prism and cross-sectional area indicates that the effective cross-sectional area for the inlet is about 2.60 m^2 . The inlet should have a minimum cross-sectional area of 3.40 m^2 to let a quantity of water equivalent to the total volume of the lagoon to go into it. Water renovation would be easier if the inlet were deeper or wider.



Figure 4.18: Eutrophication in the Zahara de los Atunes coastal lagoon (*Demarcación de Costas de Andalucía-Atlántico*). This picture does not correspond to the present time but it shows clearly the environmental problems of the targeted lagoon

Figure 4.17 supplies more interesting information. The provided results are related to a tidal cycle although the particles position has been computed step by step. Particles do not remain in the same position after a tidal cycle, but they travel towards the ocean (negative sign in figure 4.17.a). Asymmetry is the main reason for that. Larger duration of ebb tide makes the water molecules move a longer distance in spite of high flood velocities. This happens all along the lagoon. The closer the particle is to the inlet entrance the longer the distance that it moves. A hyperbola is the best fit for these data. The total length traveled for a particle in a tidal cycle shows a linear tendency as it is represented in figure 4.17.b. Not only asymmetry but also the geometry plays an important role in the Lagrangian transport. Particles arriving to broad cross-section will move less distance than particles arriving to narrow cross-sections. This reasoning explains the high variability observed in the inlet stretch, in which cross-sectional width experiences a lot of changes.

4.5.3. Energy balance

An energy balance has been computed for the closed lagoon in a summer scenario. Rain and river discharge are neglected. As there are no sources of advection, hydrodynamics is not computed. Therefore, it is not worth using the time-consuming irregular geometry; the trapezoidal one is chosen. Maximum lagoon depth is set to 0.7 m.

Empirical data are obtained from the Tarifa meteorological station (figure 4.19). The summer scenario simulates the temperature change during August 2006. The energy budget components computed by the model are shown in figure 4.20. We only consider evaporation to compute the latent heat. The initial condition for water temperature in summer time is 23 °C.

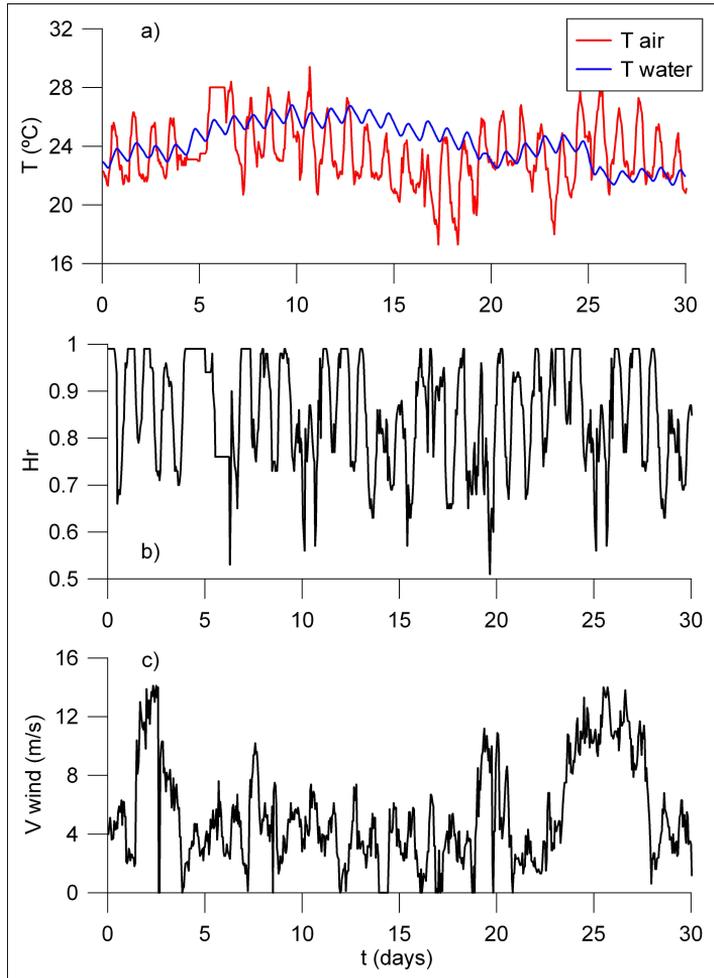


Figure 4.19: Energy balance. Input data: a) Air temperature, b) relative humidity, c) wind velocity. Results of water temperature computation are also showed in the top graph. Water temperature shows a daily cycle similar to the temperature one, but damped and slightly delayed

Figure 4.19.a shows that daily temperature cycle of water is similar to

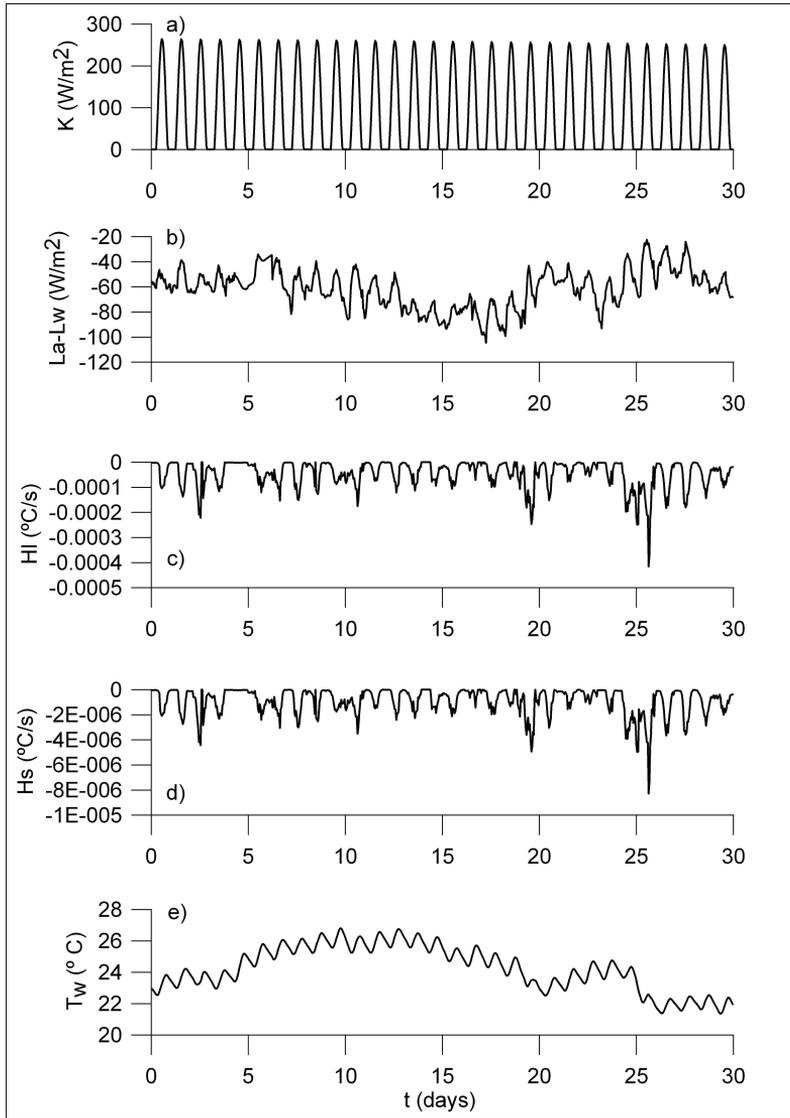


Figure 4.20: Energy balance. Results: a) Short wave radiation, b) long wave radiation, c) temperature rate due to latent heat, d) temperature rate due to sensible heat, e) water temperature evolution

the that of the air but damped and slightly delayed due to the different thermal inertia of both substances. Short wave and long wave radiation are the main factors controlling the energy budget, modulated by latent heat. It would be expectable that the long wave radiation would contribute positively to the energy balance during the day. However, the meteorological conditions do not let this happen and, therefore, the lagoon loses heat during the day and the night (figure 4.20.b). The temperature rate for both kind of radiations are of the order of 10^{-4} °C/s, while the latent heat has values of 10^{-5} °C/s for light winds. When the wind velocity increases the relative humidity tends to decrease lowering the influence of long wave radiation and raising the rate temperature due to latent heat. These circumstances appear between the days 24 and 28, as it can be observed in figure 4.19.

Figure 4.21 shows the maximum and the minimum temperature reached in any location of the lagoon during August 2006. Shallow water heats and cools faster than deeper waters. This is the basis of the daily cycle of water convection. During the night, cooler water becomes denser and it sinks, traveling to the center of the lagoon. This water is replaced by warmer water. The opposite occurs during the day, being the cycle reversed.

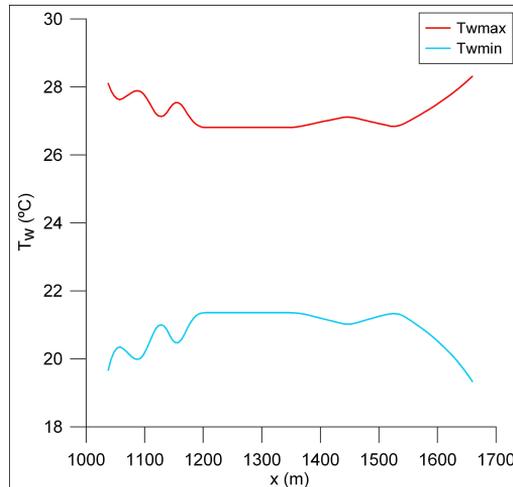


Figure 4.21: Energy balance. Maximum and minimum water temperature reached along the lagoon. Shallow waters show more temperature variability than deep waters

The evaporation rate has been also computed through the combined method (Chow, 1994). It responds directly to solar radiation, showing a daily cycle (figure 4.22). The final magnitude of the rate depends basically on the wind. The greater the wind velocity, the greater the evaporation rate.

The relative humidity is near 100% in this area during all the month, so only when wind blows renewing the air and lowering the relative humidity, the evaporation takes place more intensely. The amount of water evaporated during August is 127 mm in accordance with the model. Data from the *Red de Información Agroclimática* of the Andalusian government estimates evapotranspiration in 166 mm for Conil station and 198 mm for Vejer de la Frontera station, being these stations the ones closer to Zahara de los Atunes (figure 4.23). These stations are not located on the shore, but inland. Conil station is nearer to the sea than Vejer station, and therefore, its estimation is more similar to the Zahara de los Atunes' one. The comparison of the model results with the estimations of a governmental meteorological net allow us to say that the model works properly computing the evaporation rate.

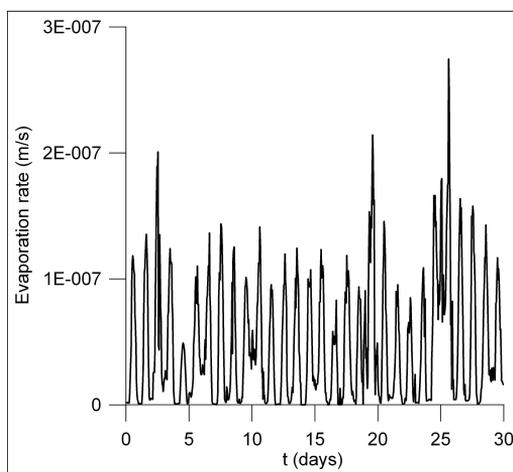


Figure 4.22: Energy balance. Evaporation rate for Zahara de los Atunes coastal lagoon



Figure 4.23: Energy balance. Location of the *Red de Información Agroclimática de Andalucía* stations closer to Zahara

4.5.4. Inlet stability

An Escoffier curve is developed for a rectangular cross-sectional geometry of the targeted lagoon in order to evaluate its inlet stability. Although this geometry is not too realistic, it is the one used by the analytical solutions, and thus it is also implemented in the model in order to make possible the comparison among them. Figure 4.24.a shows the Escoffier curves of Keulegan (1967), DiLorenzo (1988) and the numerical model for a M2 tide with an amplitude of 1.25 m. The area increase is achieved by keeping constant the width and increasing the inlet and the bay depth. The constant width is 16 m, which corresponds to the width given to the inlet when it is artificially opened. The typical shape of bell of the Escoffier curve appears in Zahara de los Atunes coastal lagoon for small cross-sectional areas, and thus, depths smaller than the tide amplitude have to be included. In this way, the hypothesis $h \gg \eta$ used by Keulegan and DiLorenzo is not satisfied. However, the velocities are low enough to make the quadratic terms of the respective equations small, and therefore, the results are valid. The dry and wet technique lets the numerical model compute the velocities when the inlet is located above mean sea-level as it is the case of the studied lagoon. This explains that for a null mean cross-sectional area it is not found a null velocity in the Escoffier curve obtained by the numerical model.

In figure 4.24.b, the Escoffier curve is computed holding the mean depth constant (0.75 m) while the inlet width varies from 5 to 40 m. The bay width remains constant. In this particular case, A_c can be zero if b is zero. The position of the current geometry in the curve is the same for both cases.

The inlet stability criteria for natural inlets are exposed in section 2.5.4. Most of them have been proposed for big permanently open coastal lagoons. Only Byrne *et al.* (1980) stability criterion could be used for the Zahara de los Atunes coastal lagoon. Following Van der Kreeke (1992) recommendations, the stable cross-sectional area for the lagoon is 30 m² which is equivalent to a depth of 1.82 m. It would be necessary to dredge not only the inlet, but all the coastal lagoon in order to get the stability.

A good management practice when opening the inlet would be to widen and deepen it until it reaches an area between 40 and 50 m². With this area, the tidal current is not able to remove the sediment deposited by waves and the longitudinal current in the outer part of the inlet. In this way, the inlet will begin to close, diminishing its cross-sectional area and ascending by the right part of the Escoffier curve. During this travel, the current becomes stronger and in some moment, it would be high enough to flush in or out the sand accumulated in the inlet, letting it be open for a longer period of time.

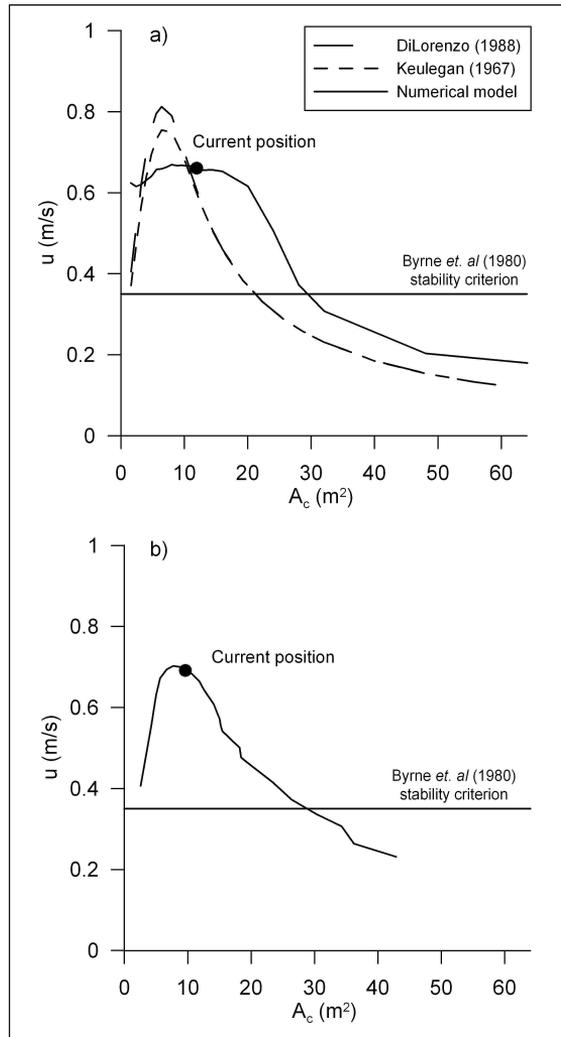


Figure 4.24: Inlet stability. a) Escoffier curve for DiLorenzo (1988), Keulegan (1967) and the numerical model solution. b is constant while h varies. b) Escoffier curve for the numerical model. h is constant while b varies. Byrne *et al.* (1980) stability criteria is also presented in both graphs. The actual configuration of the lagoon is unstable

To prove the validity of Byrne *et al.* criterion for small intermittent coastal lagoon of Andalusia another stability criterion based on the tidal current capacity to erode inlet sediments is applied to the studied lagoon. Losada *et al.* (1987) proposed a general equation defining different levels of sediment motion under rough turbulent oscillatory flow:

$$\frac{A_b}{D_{90}} = \alpha \left(\frac{Re^{2/3}}{D_*} \right)^{6/5} \quad (4.1)$$

A_b is the horizontal amplitude of near-bed fluid orbit, D the grain diameter (D_{90}), Re the Reynolds number ($Re = wA_b^2/\nu$) and D_* the particle parameter. α is an empirically adjusted coefficient obtained for incipient motion ($\alpha_1 = 1.38$), general motion ($\alpha_1 = 1.29$) and disappearance of ripples ($\alpha_1 = 0.64$). If it is assumed that

$$A_b = \frac{a_0}{\omega} \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (4.2)$$

where a_0 is the tidal amplitude, ω the angular flow frequency, g the gravity and h the mean depth, it is possible to compute α for several cross-sectional areas. The results for tides with amplitudes of 1.25, 1 and 0.75 m are offered in figure 4.25.

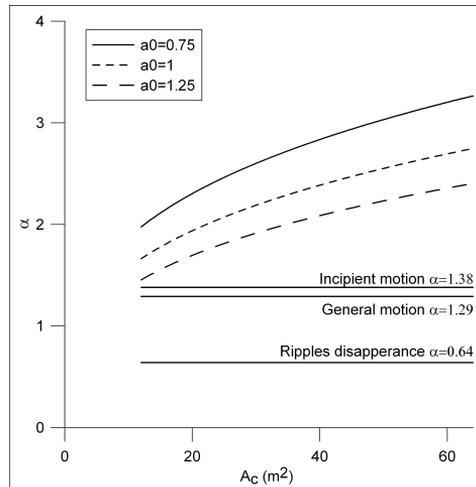


Figure 4.25: Inlet stability. α values for different cross-sectional areas and tidal amplitudes. The tidal currents seem to be not enough to move the inlet sediments

As it can be observed in figure 4.25, the astronomical tide of Zahara de los Atunes coastal region is not able by itself to initiate the sediment motion ($\alpha_1 < \alpha$) for any of the evaluated cross-sectional areas (inlet draught equal or greater than the tidal amplitude). It is important to remind that the Manning's roughness coefficient has been evaluated in a general way for the whole coastal lagoon. This means that sediment transport can occur inside the bay and the inlet in some particular areas with a smaller roughness coefficient. However, and based on the numerical model results, we conclude that Zahara de los Atunes coastal lagoon is unstable for the evaluated width independently of the inlet depth.

4.5.5. Sea-level rise

Losada *et al.* (2008) developed a study proposing a cyclic sea-level variability from ancient times to recent years and discussing the possible influence of this fact on the future coastal evolution. This work is mainly based on historical facts found at the Spanish coasts:

- Celtic *castros* (villages) in Galicia are close to the coast at the present time, while around the 6th century B.C. they were supposed to be on the top of a hill. Therefore, the sea-level should have been lower during their using time.
- In Roman times, sea-level should have been higher than now. Remains of two fishing factories are at least 4 m above present mean sea-level (see Baelo Claudia remains in figure 4.26) and also to find a pier foundation now emerged induced the authors to reach this conclusion.
- There are remains of tidal mills at the southern Spanish coast. These mills were operative in the 12th century and at present they are located at places without tidal influence. Thus, sea-level was higher during the medieval warm period than now.

From all these facts and according to the European historical background, these authors suggest that the named forced climate change has the same patterns observed during last 9000 years: over a constant or slightly increasing sea-level position reached after the last ice age, there exist climatic oscillations of different scales. These historical evidences show cyclic variability of the sea-level, being its amplitude between 2 and 3 m with respect to the present mean sea water level that stabilized around 7000 years ago. There are general difficulties in estimating those values properly, particularly due to the subsidence and the human activities that can be modifying (presently increasing) the climate variability. It is probable that the Earth began a warming period 50 years ago, and the

sea-level is rising due to the natural climatic variability. If the historical cycle repeats, the sea-level at the Spanish coast should be 2-3 m higher by ~ 2300 . Future coastline evolution should be affected by this trend. Applying the Bruun's rule (Bruun, 1962) occupation of estuaries, shoreline retreat and serious management problems will be a fact in the next centuries.

Zahara de los Atunes village is located between the shoreline and the coastal lagoon shore, in the same coastal region that the Roman fishing factories mentioned before. A sea-level rise like the one estimated by Losada *et al.* (2008) will have consequences not only for the coastal lagoon and its surroundings but also for the inhabitants of this village. Environmental and socio-economic problems will appear. Therefore, it results a very interesting exercise to know the hydrodynamic response of the lagoon for different sea-level rise scenarios, the flooded area and if the village will be affected.



Figure 4.26: Baelo Claudia ruins. A roman fishing village 8 km South from Zahara de los Atunes. Currently is 2 or 3 m above MSL

Three new initial conditions are proposed in order to accomplish this task: mean sea-level 1 m, 2 m and 3 m higher than the present one. The agent remains invariable for all of them: M2 astronomical tide with an amplitude of 1.25 m. The lagoon geometry used before is not adequate for the new scenarios and thus, a new one has to be built (section 4.3). The first consequence of the sea-level rise would be a change in the inlet location change. As shown in figure 4.11, the new inlet would be located closer to the village. The implemented geometry simplifications make hydrodynamics not fairly representative of the future one but, in return, a good estimation of the total flooded area (no its geographical location) and its evolution can be computed. Figure 4.27 provides the results computed for the maximum

flooded surface of the bay (A_b) for all the proposed scenarios. The maximum flooded area for any other sea-level rise lower than 3 m can be estimated adding a trend line to the known A_b values. The linear adjustment is the one that better fits the data (figure 4.28).

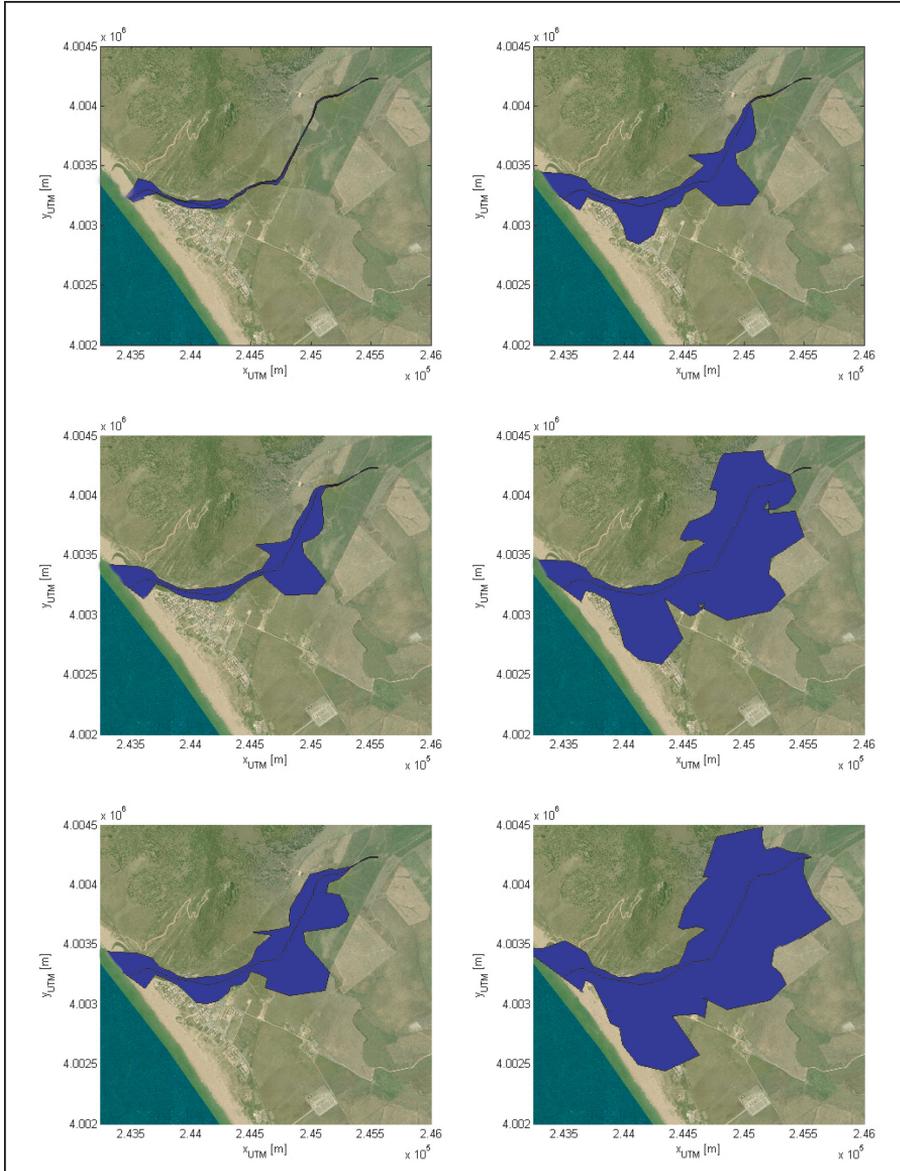


Figure 4.27: Minimum (left) and maximum (right) flooded area for sea-level rise of 1 m (top), 2 m and 3 m (down). Zahara de los Atunes village is partially flooded in all the scenarios

The consequences for Zahara de los Atunes village will be dramatic since its disappearance is very probable if the sea-level rises as predicted. Beaches, roads, agriculture lands and most of the village houses will be under water by 2300. Zahara inhabitants will have to move and land use changes around the coastal lagoon will be a fact. It is important to remind that only astronomical tide is considered as an input. Neither storm surge nor river flow are being taken into account. Thus, the maximum flooded area for the former scenarios is, in fact, the minimum one that will suffer from flood under extreme conditions. The magnitude of the problem increases considerably with this statement. Therefore, all these areas should be catalogued as vulnerable in the medium and long term and a preventive policy should be developed for them. This study is preliminary. A more detailed study, including a 2-D model and a DEM with a better resolution, should be carried out in order to determine the real flooding risk map.

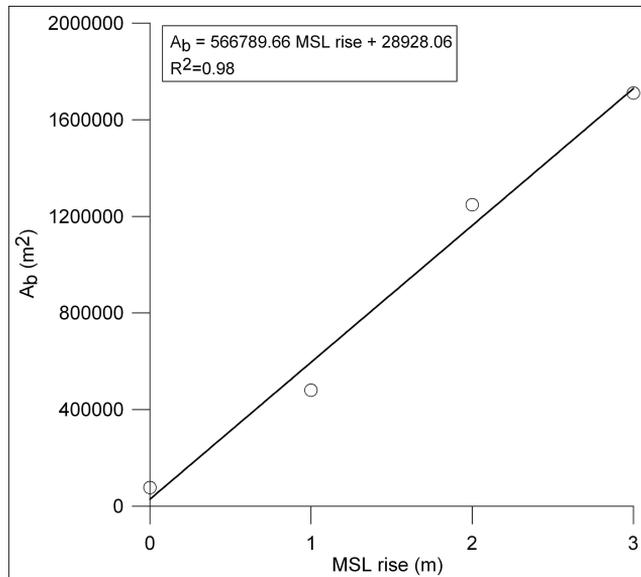


Figure 4.28: Trend line for flooded area depending on sea-level rise. A lineal relationship has been found between these variables

4.6. Extreme conditions

This section deals with the evaluation of the real possibilities of the closed lagoon to be opened due to natural agents working on extreme conditions. To accomplish this task, shear stress over the threshold of motion ($\tau - \tau_{cr}$) is computed for the simplified geometry and for different scenarios. Before this, it is necessary to analyze the wave climate and all the other agents intervening in the opening process in order to find representative floods, storms and events of Zahara de los Atunes coastal region.

4.6.1. Agents

Agents can be characterized by theoretical or empirical expressions (exposed in chapter 3) or by an analysis of data measured in field. For Zahara de los Atunes coastal lagoon some measured records have been gathered:

- Waves. For waves analysis, some numerical data from the SIMAR-44 collection were requested to *Puertos del Estado*. The node closer to Zahara de los Atunes is the 1056044 one. Available time series lasts from 1958 to 2001, which equivaless to 41 meteorological years with 1 datum every 3 hours. (figure 4.29).
- Astronomical tide. A 7 month length record (1 datum every 5 minutes) from a tide gauge (Valeport model 740) located at Barbate port makes it possible to develop a harmonic analysis of the water level time series. T-tide software (Pawlowicz *et al.*, 2002) is used for this task. Known the harmonics, any other temporal series can be built by the software Tide Preview. Barbate is only 9 km far from Zahara de los Atunes, and thus, astronomical tide is supposed to be similar in both places.
- Storm surge. Differences between the water level registered with the tide gauge and the water level time series obtained with the Tide Preview software are the basis for storm surge calculation. These residues are correlated to atmospheric pressure data and wind data (1 datum every 10 min) of the meteorological station of Tarifa (20 km far from Zahara). It is only possible to find a relationship between residues and atmospheric pressure being the function used a 4th order polynomial (figure 4.30).
- Rainfall. Daily data from Zahara de los Atunes rainfall measurement station are available between 1992 and 2006 with some gaps inside in which rainfall is supposed to be null (figure 4.6).
- Fluvial flow. There are no measured data for the Cachón River flow. As a practical solution, it is estimated from daily rain. This variable

is supposed to be homogeneous along the day and all around the basin. The hypothesis of a runoff threshold of 27 mm (ALATEC-PROES, 2002) used as an input for the rational method enables the computation of the peak flood flow. Hourly flow is computed, supposing water volume conservation during a flood, by Ávila (2007) formulation. The ascendant part of the hydrograph is treated as a line while the descending part is a parabola. Peak flood time is also unknown, and it is always set to the third part of the total flood duration.

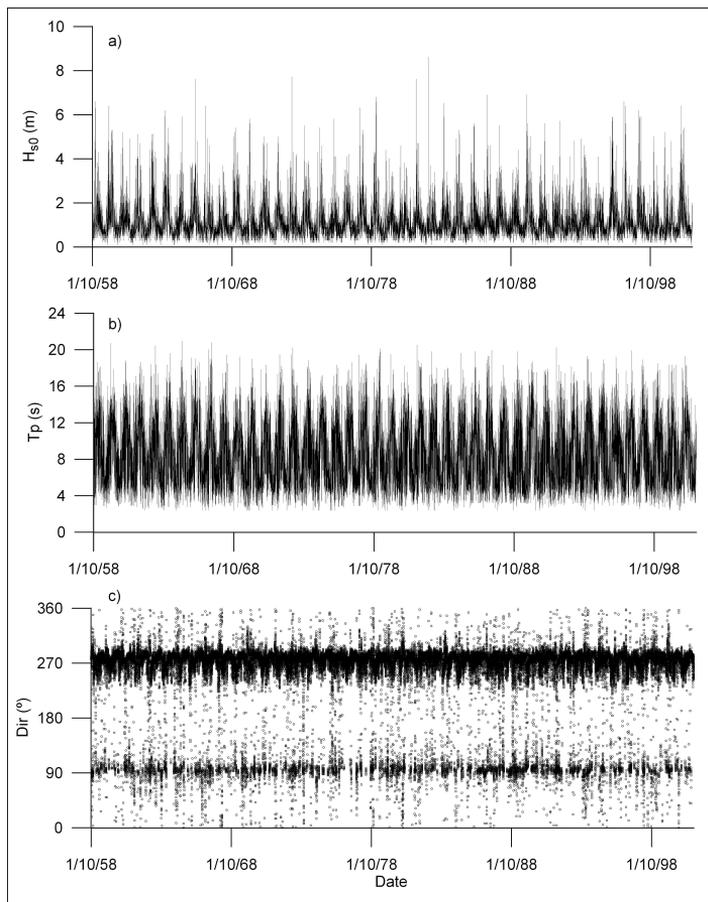


Figure 4.29: Time series of a) spectral significant wave height, b) peak period and c) wave direction of the SIMAR-44 data collection, node 1056044. Waves height shows a yearly cycle, increasing during the winter and decreasing during the summer. Waves come mainly from West and a few times from the East

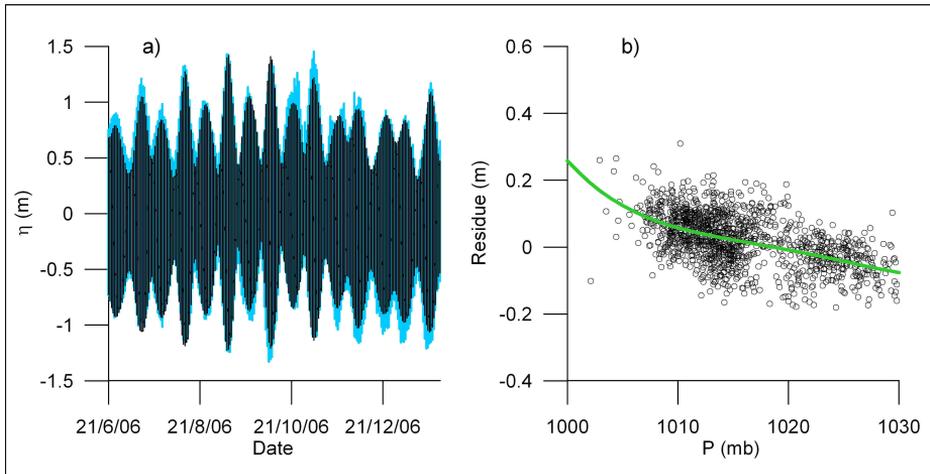


Figure 4.30: a) Sea surface elevation measured data (blue) and theoretical astronomical tide (black). b) 4th polynomial relationship between the tide residues and the atmospheric pressure

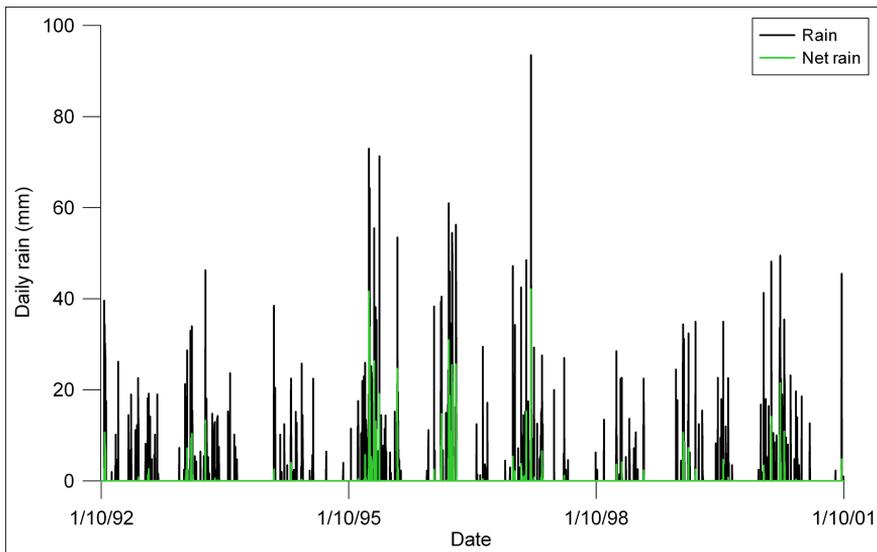


Figure 4.31: Daily rain and net rain due to runoff for Cachón River basin

4.6.2. Scenarios

The first step to define extreme conditions and to select the study scenarios is to establish the thresholds separating these conditions from the operational ones. For waves, the threshold is 2.5 m for H_{s0} . Operational conditions exceed 95% of the record length being its averaged H_{s0} equal to 0.98 m. 658 is the total number of storms identified with an average duration of 25 h. The average storm number per year is 15; the maximum is 32 in 1963 and the minimum 5 in 1994. Peak flow threshold for floods is 4 m³/s. From 1992 to 2006, 23 floods are identified with an average duration of 35 h. Probability distribution function for the number of storms and floods per year are shown in figure 4.33. This figure includes also a data adjustment to a non-parametric normal distribution, using a window parameter that it is a function of the number of data. For the joined analysis of storms and floods, that is events, data from 1992 to 2000 are used (meteorological years). During this period 138 storms and 19 floods took place, being 18 of the floods joined to a storm.

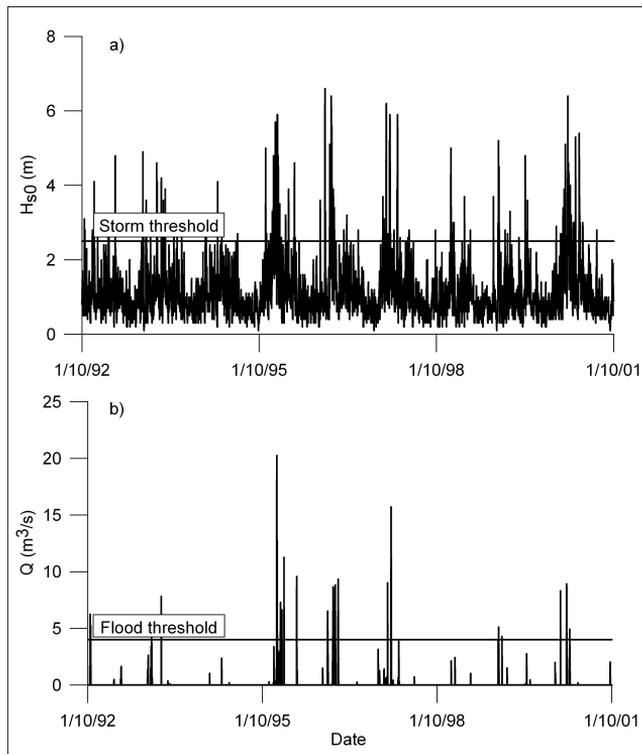


Figure 4.32: a) Storms and b) floods from 1992 to 2000. Storms are 7 times more frequent than floods during this period

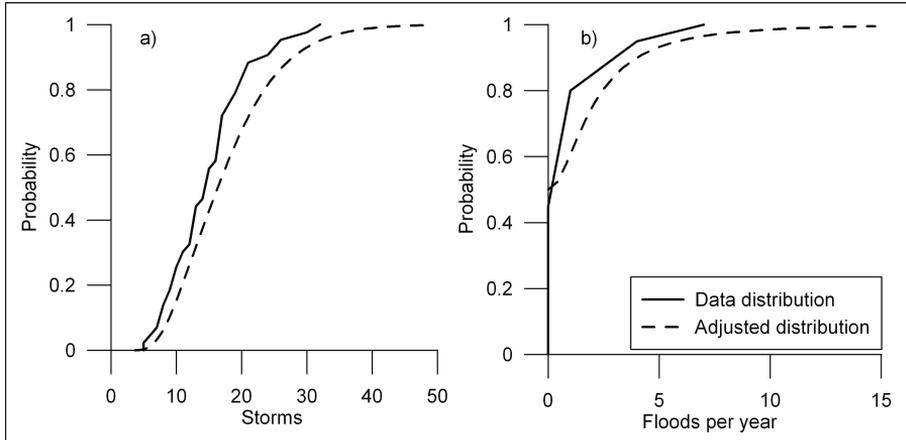


Figure 4.33: Probability distribution function of a) storms and b) floods per year. 5 storms are the minimum number of storms expected per year while the probability of no flood is around 0.5

The former analysis points the next scenarios as the representative ones for extreme conditions:

- Scenario 1. Flooding without storm.

Scenario	H_s (m)	T_p (s)	Dir ($^\circ$)	Q_p (m^3/s)
1.1	1.5	5.2	94	11.3

- Scenario 2. Storm without rainfall or scarce rainfall.

Scenario	H_s (m)	T_p (s)	Dir ($^\circ$)	Q_p (m^3/s)
2.1	2.9	6.9	277	0
2.2	7	19.8	261	0

- Scenario 3. Events.

Scenario	H_s (m)	T_p (s)	Dir ($^\circ$)	Q_p (m^3/s)
3.1	3	7	255	8.3
3.2	4	8.6	255	5
3.3	5.25	9.7	245	9.5
3.4	5.8	10.2	260	20.25

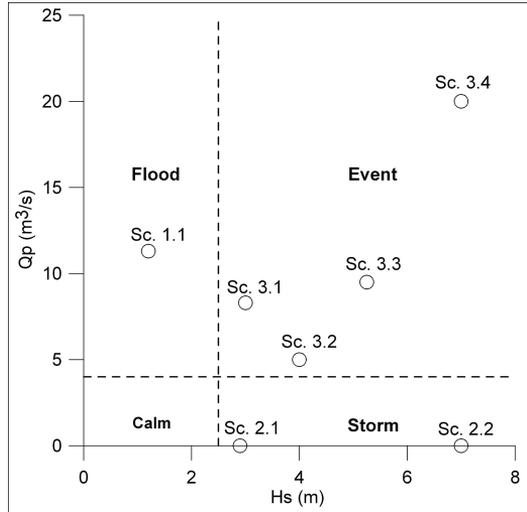


Figure 4.34: Extreme conditions scenarios. Two fictional lines can be plotted between the scenarios 1.1 and 2.2 and the scenarios 3.4 and 2.1

		$H_s \leq$														
		0.75	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25	5.75	6.25	6.75	7.25	
$Q_p \equiv$	1.5	2.75	6.07	5.91	5.55	5.30	2.47	1.58	2.35	0.97	0.49	0.40	0.00	0.00	0.00	
	2.5	1.70	3.24	3.28	2.96	2.02	1.78	1.90	1.98	0.61	0.32	0.20	0.00	0.00	0.00	
	3.5	1.05	1.42	2.71	2.27	1.34	1.38	1.30	0.89	0.65	0.49	0.24	0.00	0.00	0.00	
	4.5	0.65	0.40	1.70	2.47	1.05	1.09	0.20	0.77	0.45	0.16	0.61	0.12	0.00	0.00	
	5.5	0.20	0.32	1.46	1.21	0.65	0.45	0.20	0.45	0.32	0.61	0.24	0.36	0.00	0.00	
	6.5	0.00	0.36	1.05	0.45	0.85	0.61	0.36	0.32	0.40	0.28	0.40	0.08	0.00	0.00	
	7.5	0.00	0.40	0.28	0.77	0.53	0.97	0.08	0.28	0.36	0.28	0.16	0.00	0.00	0.00	
	8.5	0.00	0.16	0.32	0.89	0.00	0.65	0.24	0.45	0.20	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	
	9.5	0.00	0.16	0.20	0.24	0.00	0.00	0.04	0.04	0.20	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	
	10.5	0.00	0.08	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.16	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	
	11.5	0.00	0.04	0.16	0.00	0.00	0.00	0.04	0.16	0.08	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	
	12.5	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	13.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	14.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.20	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	15.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
16.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
17.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
18.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
19.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
20.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		

Figure 4.35: Table showing joint probability (frequency %) for H_s and Q_p . Different areas showing calm conditions (pale blue), storms (light aqua), floods (aqua) and events (dark blue) are distinguished. Calm scenarios are the most probable ones

Figure 4.35 shows a table in which the joint probability of H_s and Q_p has been computed. In this way, the frequency of appearance of each of the former scenarios can be predicted (table 4.1).

Scenario	1.1	2.1	2.2	3.1	3.2	3.3	3.4
Frequency (%)	0.16	2.47	<0.01	0.65	0.45	0.12	<0.01

Table 4.1: Probability of appearance of different scenarios in extreme conditions

4.6.3. Sediment transport capacity

The maximum sediment transport capacity (tc) has been computed for a closed inlet and for each of the former scenarios and for some cross-sectional areas. If this variable is positive there will be erosion over the barrier. tc is a function of the relationship between the shear stress (τ) induced by the flow to the bottom and the critical shear stress τ_{cr} offered by the bottom to the flow:

$$tc = f(\tau - \tau_{cr}) \quad (4.3)$$

$$\tau = \rho_w g Rh S f \quad (4.4)$$

$$\tau_{cr} = \theta_{cr} (\rho_w - \rho_s) g D_{50} \quad (4.5)$$

being the Shield critical parameter θ_{cr} a function of dimensionless particle parameter D_* :

$$\theta_{cr} = \begin{cases} 0.24D_* & \text{if } 1 < D_* \leq 4 \\ 0.14/D_*^{0.64} & \text{if } 4 < D_* \leq 10 \\ 0.04/D_*^{0.1} & \text{if } 10 < D_* \leq 20 \\ 0.013D_*^{0.29} & \text{if } 20 < D_* \leq 150 \\ 0.055 & \text{if } 150 < D_* \end{cases} \quad (4.6)$$

It is also interesting to evaluate the contribution of each of the considered agents to the transport capacity. The variables are transformed into dimensionless variables to account for the influence of the river and the waves:

$$Q^* = \frac{Q_p}{g A_c / T_t} \quad (4.7)$$

$$W^* = \frac{H_s^3 / T_p}{g A_c / T_t} \quad (4.8)$$

As the inlet is closed, the cross-sectional area can not be computed. Therefore, h is assumed to be 1. T_t is the tidal period, 44640 s for a semi-diurnal tide. This period is considered to be representative of the duration of the events.

The computed sediment transport capacity for each of the scenarios represented versus the dimensionless variables Q^* and W^* is shown in the figure 4.36.

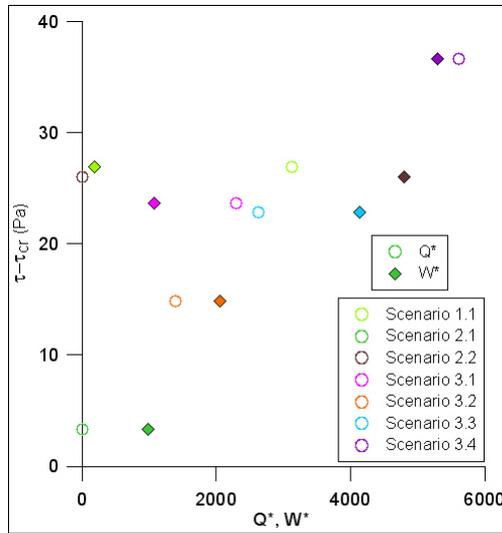


Figure 4.36: Maximum sediment transport capacity in function of dimensionless variables Q^* (diamonds) and W^* (circles) for an inlet width of 16 m

It is important to say that only maximum values are considered in this test. Neither the event duration nor the evolution of the variables H_s , T_p and Q_p within each event are being taken into account. Thus, only a qualitative study can be presented being not possible to state that any of these scenarios are able to breach the barrier. However, it is possible to come up to some interesting conclusions. As it can be seen in figure 4.36, all the scenarios are able to initiate sediment motion, being possible to classify them in function of their erosion power. Storm 2.1 is the scenario which has the minimum tc while event 3.4 is the one which has the maximum. In a specific scenario, the greater contribution to tc is provided by the agent with a higher dimensionless number. For instance, in scenario 3.3 waves have more influence than the continental flow while in scenario 3.1 the opposite happens. The closeness or remoteness between Q^* and W^* determines the main direction of the sediment transport and the morphology of the barrier

breach. The farther the dimensionless numbers, the higher the importance of one of them. This is the case of scenario 2.2. Fluvial flow is null, so all the erosion is due to waves. However, scenario 3.4 shows that both flow and waves have almost the same capacity to erode.

The scenarios have been selected to form two secant straight lines. In this way, and known the evolution of the agents, it can also be determined the evolution of the sediment transport capacity. For instance, supposing that scenario 1.1 is followed by scenario 3.1, 3.2 and 2.2, with or without calm conditions among them, the evolution of tc will be: the first scenario provides the highest value and then it diminishes during the next two events. However, in storm 2.2 ($H_s = 7$ m, $T_p = 19.8$ s) the erosion potentiality increases. In the other fictional line, when joining scenarios 3.4 and 2.1, sediment transport capacity always decreases. In this way, it is possible to know if tc experiences an augmentation or a reduction when moving from one scenario to another and interpolations can be done to account for other scenarios different from these.

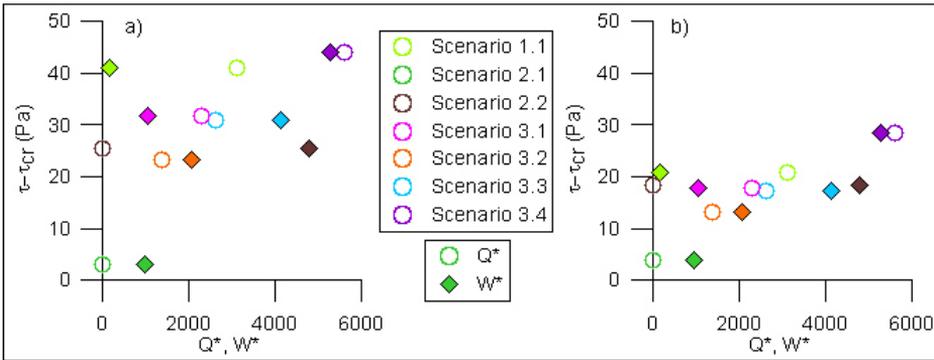


Figure 4.37: Maximum sediment transport capacity in function of dimensionless variables Q^* (diamonds) and W^* (circles) for an inlet width of a) 6 m and b) 26 m

tc varies when changing the inlet width. As expected, narrow inlets are more erodible than wider inlets (figure 4.37). If scenarios are sorted in regard to its erosion power, the sequence is the same for inlets with $b = 16$ and $b = 26$. However, scenario 2.2 changes its relative position when $b = 6$, decreasing tc . This is because the narrow cross-sectional area and friction damp the waves and they do not travel long distances along the inlet.

The global quantification of the erosion induced by waves results inadequate since the designed model does not computes the ocean sediment

transport. Nevertheless, and to check the implementation of the mobile bed, sediment transport and bottom evolution has been computed for scenario 1.1, in which sediment transport is from the bay to the sea. Van Rijn (1984a, 1984b) method, according to the formulation exposed by Maza Álvarez y García Flores (1996), has been used to determine the eroded sediment volume. This flood does not cause the breaching of the barrier, but it gets a reduction of its maximum height and a flattening of the sea slope. The evolution of the main variables as well as the initial and final profile is shown in figure 4.38.

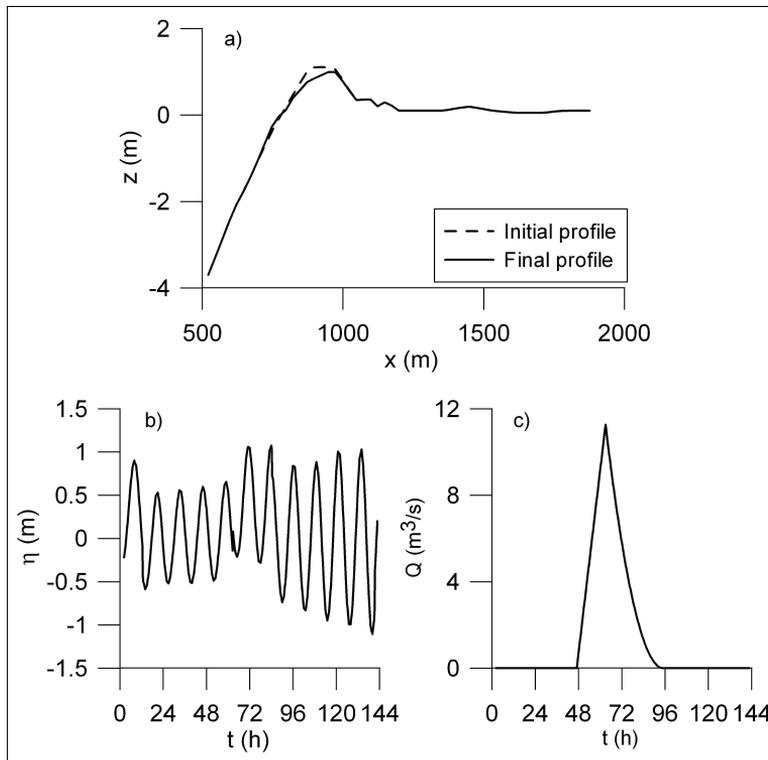


Figure 4.38: a) Initial and final profile, b) tide evolution and c) fluvial flow evolution for scenario 1.1. The main flow is directed towards the sea, and thus the barrier eroded sediments are deposited in the nearshore

4.7. Management recommendations

The diagnosis for Zahara de los Atunes coastal lagoon is that it tends to a permanent closure, being only sporadically interconnected with the sea due to storms, floods or events. Environmental problems related to water quality and decreasing of animal populations are present in this lagoon

currently. Some management actions are being accomplished to solve the problems, being the artificial opening of the lagoon the most important one. This lagoon management diminishes the magnitude of the problems, but they do not disappear.

Some management considerations could be extracted from the studied scenarios. In the short and medium term, the most significant recommendation would be to increase the inlet cross-sectional area, when the inlet is artificially opened, to values near the Escoffier curve stability point. In this way, the lagoon would remain open for a longer period of time and the tidal prism would be greater, facilitating water renewal and improving water quality. It would be also interesting to open the lagoon not only during the summer, but also during the winter. Events and mainly storms would remove sediments from the inlet as showed in section 4.6.3, contributing to the opening maintenance. A more detailed study of the inlet accretion rate should be carried out to confirm the validity of the proposed measurements.

In the long term, and if the predictions of sea-level rise become real, Zahara de los Atunes village will be flooded partially first or almost totally by the year 2300. Flood risk can be expected due to fluvial flow, but also because of the sea-level rise that has an important role for all the cities located at the shore of a lagoon or marsh. Therefore, preventive policies should be prepared to minimize the economical losses and the population migration.

4.8. Summary

Zahara de los Atunes is one of the most representative intermittent coastal lagoons of Andalusia. A small village is located in its shore, being both facing the Atlantic Ocean. The bay is approximately 1300 m long, 50 m wide and 0.60 m deep. The inlet when open is 16 m wide and 160 m long. The lagoon is fed by the Cachón River, a small wadi. Astronomical tide is semi-diurnal with approximate amplitude of 1.25 m during spring tide. Wave climate is characterized by prevailing W-NW waves. This lagoon suffers from some environmental problems being basically related to the water quality. Long periods of closure deteriorate water quality causing problems not only to the environment but also to the population. Every year, at the summer beginning, an inlet is artificially open in order to renovate the coastal lagoon water and to improve its quality. The inlet mainly closes due to sediment deposition by wind and marine currents.

The numerical model described in chapter 3 is used to simulate the

targeted system behavior for both, operational and extreme conditions. Some tests are proposed from which some management recommendations can be derived. Before facing this task, lagoon geometry is defined and the model calibration is performed. Regarding the geometry, a DEM was created with GIS tools, based on a DEM of 10x10 m (Junta de Andalucía, 2005), but calibrated with elevation data obtained in the field survey. Some cross-sectional profiles were plotted and interpolated to create a 2.5 m spacing mesh. This resolution is necessary for the dry and wet technique to work properly but it generates a large amount of data which makes the code highly time-consuming. A simplified regular geometry with trapezoidal cross-sections is also derived. Once the lagoon was open by the coastal authorities, a field survey was carried out. A meteorological station, an ADCP and 2 vectors were deployed to record pressure and velocities during flood and ebb tide. Tidal range was 2.32 m the day of the measurements. Manning's roughness coefficient is chosen as the calibration parameter, being the value that better fits the measured data $0.05 \text{ s/m}^{1/3}$ for the simplified geometry. The same scenario is also run for the irregular geometry concluding that the calibration is acceptable for the selected input data.

Operational conditions are characterized by a semi-diurnal spring tide with an amplitude of 1.25 m. Nevertheless, the ocean water only enters the lagoon when it reaches values higher than 0.35 m. The bay tide is damped with respect to the ocean tide. Moreover, the bay response is asymmetrical (flood-dominated) which means that the lagoon is a sink for marine sediment. Water surface within the basin executes a spatially uniform oscillation, so a pumping mode or Helmholtz response can be assigned to the studied lagoon. Tidal prism represents 76% of the total volume of the lagoon which gives an idea of its water renewal rate. But it is important to remark that the velocities and the net particles movement in the inner part of the lagoon are almost zero. Water remains almost in the same position for long periods of time inducing the water quality degradation. Freshwater can contribute in these cases to improve the water quality.

The Escoffier curves are computed using the numerical model and DiLorenzo (1988) and Keulegan (1967) analytical solutions to determine the inlet stability. Byrne *et al.* (1980) criterion as well as a method based on the evaluation of the sediment transport capacity (Losada *et al.*, 1987) point out that the inlet is unstable. It should be desirable to open the inlet until it reaches an area of at least 40 m^2 to look for the stability.

Sea-level is expected to rise in the next few centuries. Losada *et al.* (2008) predict a rise of 2-3 m at the Spanish coasts by ~ 2300 . Maximum

flooded area is computed for a sea-level rise of 1, 2 and 3 m and a trend line to estimate the flooded area for any other possible rise is provided. These maximum flooded areas are, in fact, the minimum ones that will suffer from flood under extreme conditions. The consequences for Zahara de los Atunes village could be dramatic since its disappearance is very probable. Future management problems are, therefore, evident.

For extreme conditions, the maximum capacity of the natural agents to produce sediment transport is evaluated. Representative scenarios of flood, storm and event are selected after analyzing wave climate and estimating fluvial flows. These scenarios are sorted in function of its ability to erode inlet sediments. Therefore, knowing the evolution of the wave climate, it is possible to predict if the identified events are able to start the sediment motion and to erode the barrier. A mobile bed case is also run to determine the modifications of the vertical profile under strong currents.

Chapter 5

Conclusions and future work

5.1. Conclusions

Coastal lagoons are significantly important ecosystems for planetary health since they represent a bidirectional union between the ocean and the land. Moreover, they are habitats with high productivity and diversity. These systems also supply the permanent or seasonal population living around it with some benefits (cultural, educational, economical, etc.). For this reason, they should be conserved and managed with the premises of sustainable development.

In West Andalusia, the majority of the coastal lagoons are characterized by its intermittence, a one dimensional morphology and being fed by rivers. Furthermore, they are influenced by different intensities of marine and atmospheric agents. The system's responses are mainly conditioned by astronomical tide, waves and rivers in this region. In East Andalusia, where tide is micro-tidal, the main agents are waves and rivers.

The intermittence determines the system behavior and its functions. It is worth noting that this property can be found at different temporal scales. The event scale is the smallest one. At this scale, storms, floods or both of them erode the sediments deposited during the calm periods in the inlet by the marine currents and the wind. On an annual scale, the inlet opening and closure alternates depending on the relationship between the intensity and duration of events and the annual accretion rate in the inlet. On a scale of several years, the succession of dry and wet years conditions the duration of each of the fundamental states (open and closed) and, therefore, the biology of the system. On the geological time scale, the coastal lagoon evolution is governed by the balance between the sea-level rise/fall rate and the accretion/erosion rate of sediment in the inlet, which is related to the climate variability.

To acquire a deep knowledge of the targeted systems and to identify the environmental problems that more frequently appear on them, it is necessary to characterize qualitatively and quantitatively the system responses at several scales and also for different working conditions.

The global objective of this thesis is to generate a general diagnostic of the Andalusian intermittent coastal lagoons and to develop a tool to predict the magnitude of the system's responses in the short and medium term. It will help to manage the system properly and to make decisions based on risks.

Attending to this justification, a mathematical model has been designed and implemented. The model, one dimensional, comprises a general vision of the system where accuracy and speed have to be harmonized. The number of hypotheses assumed by the model is smaller than the analytical solutions of Keulegan (1967) and DiLorenzo (1988), and thus, more accurate results are expected. Some model advantages above the analytical solutions are that it can deal with real geometries, several agents (not only tide) and several mass or momentum sources or sinks can be taken into account. It can also be highlighted that the model requires a small number of input data, that the computational cost for simple regular geometries is low (which makes it possible to compute long periods of time) and that it can be used to simulate the behavior of both, Mediterranean and Atlantic coastal lagoons. Some of the variables of interest to the managers that can be computed with the model are the closure tendency of an inlet, its stability, the tidal prism, the current's symmetry or if the lagoon acts as a sediment source or sink.

Within the model disadvantages, a high computational cost for irregular cross-sections can be found and there are some difficulties in evaluating the energy balance and the transport of a conservative substance when dry cells are present. Computed results for these variables are less accurate since the selected numerical technique generates small instabilities which suffer from amplification in the energy computation. The fact that the mass conservation is not totally perfect (common in these numerical schemes) also contributes to lowering the accuracy of the results in water quality parameters.

The numerical model is applied to Zahara de los Atunes coastal lagoon, a small intermittent lagoon located in Barbate (Cádiz). After a calibration with data measured in the field, the model is used to analyze the system behavior when working in operational and extreme conditions. During the calm periods, it is considered that the unique agent influencing the system is a M_2 tide. If the inlet is open, the bay tide shows a pumping-mode response

and a damped asymmetrical oscillation. The lagoon is flood-dominated, which means that it is a sink for marine sediments and that the inlet tends towards closure. This hypothesis has also been checked with the Escoffier curve and the stability criterion of Byrne *et al.* (1980). This makes it possible to estimate the minimum area that the inlet should have to achieve stability.

The tidal prism entering the lagoon in spring tide represents around 75% of the total volume of the lagoon while in medium-neap tide (0.75 m of amplitude) it is only 32%. This gives an idea of the lagoon water renewal rate. The velocities and the net particles movement for a tidal cycle in the inner part of the lagoon are near zero. Water remains almost in the same position for a long time inducing water quality degradation, which is currently one of the main environmental problems of this lagoon. Therefore, it can be said that this lagoon is in a failure mode. To diminish the magnitude of the problem, the inlet cross-sectional area should be increased. This action will allow a greater volume of oceanic water into the lagoon.

Sea-level rise is thought to be a serious problem for the Spanish coast in the next centuries. In order to evaluate the coastal lagoon response to climate variability and to estimate the vulnerability of the Zahara de los Atunes village, the maximum flooded area for a sea-level rise of 1, 2 and 3 m has been computed. Operational conditions are supposed to be present. For each of the scenarios some part of the village is flooded. Therefore, the coastal lagoon management should be joined with the management of the village in the medium and long term. Preventive policies should be established to minimize the risks for the population in the future.

Wave climate and river flow evolution is analyzed to characterize the extreme conditions for the Zahara region. Due to the wide range of possible maritime and meteorological conditions, some scenarios are chosen as representative and the model is run for them. All of these scenarios, classified as storms, floods or events, are able to erode the barrier that separates the bay from the sea. The most influential agent (river or waves) indicates the direction of the transport, and it is identified for each of the scenarios. The global quantification of the induced erosion can be improved since the designed model does not compute the ocean sediment transport. A case in which only currents from bay to sea are taken into account is run to check if the mobile bed implementation works properly. The results are graphically provided, being highly satisfactory.

The management strategy for Zahara de los Atunes coastal lagoon

should be integrated, taking into account the lagoon, the river and its basin, the ocean and the village. It should assess the benefits and the impacts on the global environment and the local habitat and population for the short and the long term. The village vulnerability due to sea-level rise should also be included. Hydrodynamics, sediment budget and biogeochemistry have to be assessed when designing the management alternatives and discussed during the decision making process. The actions developed so far do solve some environmental problems, but not all of them. Water quality seems to be the unresolved question. The tests carried out show that if the inlet were deeper the tidal prism would be greater and the lagoon would remain open for a longer period of time. This would improve water quality. These results are preliminary. More specific studies should be carried out accounting for the nutrient load of the system and its biology.

As a final conclusion, it is worth remarking that due to the fragility and vulnerability of the Andalusian coastal lagoons it is essential to develop preventive management for them. Special attention should be paid to those places in which a village is located on the shore of coastal lagoons or marshes.

5.2. Future work

Some of the several activities to be completed in the future to gain knowledge and to improve the management of the intermittent lagoons of Andalusia are:

Model formulation and implementation

1. To improve the water volume balance by including more sources and sinks (infiltration/exfiltration).
2. To include wind influence on inlet closure and water mixture.
3. To integrate a biogeochemical model to evaluate the water column properties.
4. To complete the energy balance incorporating turbulence and a formulation to account for variable water albedo.
5. To include the balances of energy and conservative substances when the inlet gets wet and dries alternatively.
6. To allow variable mesh spacing to shorten the computing time.
7. To join the lagoon model with models accounting for shore evolution: One-line and two-line models.
8. To implement bottom evolution (Exner equation) for real cross-sections due to sediment transport.
9. To transform the 1D model into a 2D model to account for complex geometries.

Model application. Zahara de los Atunes coastal lagoon

1. To gain a better knowledge of the coastal lagoon bathymetry and its surrounding topography.
2. To improve the characterization of friction and turbulence.
3. To monitor the Cachón River and its basin in order to have input data for the river submodel.
4. To use the Montecarlo technique to evaluate the coastal lagoon evolution in the long term and to set long term management strategies.
5. To test the model performance in other coastal lagoons of Andalusia or other regions with similar characteristics.

Anexo A

Conceptos preliminares

A.1. Interacciones en los sistemas: Agente, estado, respuesta

Para simplificar el estudio de los complejos ecosistemas existentes en la naturaleza, éstos se idealizan y simplifican, suponiendo que todos ellos tienen un comportamiento similar. Esto se realiza mediante la definición de una serie de elementos del sistema y describiendo la relación que existe entre ellos.

Los elementos identificables comunes a todos los sistemas son agentes forzadores, estado del sistema, y acciones o respuestas. Se considera agente forzador a todo aquel factor con capacidad para originar cambios en los sistemas. El sistema inicialmente, tendrá unas características concretas, es decir, se encontrará en un determinado estado. Las consecuencias de la interacción que se produce entre el sistema y el agente se denominan acciones o respuesta del estado al agente. Éstas determinarán que el sistema pase a un nuevo estado, o que permanezca en el mismo en el que se encontraba. De forma resumida, se puede decir que el sistema evoluciona porque sobre el estado inicial del sistema actúan unos determinados agentes forzadores provocando variaciones en el mismo a través de una serie de acciones que vendrán determinadas por la interacción agente-estado.

Los agentes forzadores son fuerzas naturales de carácter climático, geológico, etc. o de origen humano que actúan sobre los ecosistemas. Mientras que las fuerzas naturales son independientes generalmente del sistema, aleatorias y generadas para compensar gradientes buscando estados más estables, las fuerzas humanas suelen estar acotadas, son previsibles y están dirigidas a provocar intencionadamente unos determinados cambios en un sistema. Cuando no sucede así, se consideran daños colaterales. Los agentes forzadores se caracterizan generalmente por su intensidad y

duración jugando ambas un papel igualmente importante en el resultado final de su manifestación. Además se pueden emplear otra serie de variables cuantitativas, individualmente o combinadas, para obtener una descripción más detallada de la evolución temporal y espacial de los agentes forzadores y que dependerá de su naturaleza. También hay fuerzas que tienen su ámbito de actuación restringido al propio sistema y que poseen capacidad para originar gradientes internos, provocando también modificaciones en el estado del sistema.

Cada estado del sistema se define mediante una serie concreta de variables de estado y parámetros, que conjuntamente se denominan descriptores de estado. Los parámetros presentan un valor constante en el tiempo para cada punto espacial del sistema y son característicos de cada sistema en particular. Las variables, como su nombre indica, modifican su valor en el tiempo y en el espacio, bien por la intervención de los agentes forzadores o por la evolución dinámica interna de los sistemas. Las variables y parámetros más representativos para cada sistema se elige en función del objetivo del estudio que se va a llevar a cabo, de la parte del sistema que sea capaz de explicar cada variable y de la información adicional que puedan aportar.

La interacción entre los agentes forzadores y el estado del sistema da lugar a una serie de procesos y modificaciones en el sistema que se conocen como acciones y respuestas respectivamente. Tanto las acciones como las respuestas del estado al agente puede ser inmediatas y alcanzar un estado estacionario mientras actúa el agente, o bien pueden estar desfasadas en el tiempo, observándose los efectos del agente cuando éste lleva un cierto tiempo interviniendo sobre el sistema. El tiempo que transcurre entre que se produce la actuación del agente y la manifestación de la respuesta se denomina tiempo de relajación. Si la relación que se establece entre el agente forzador y la respuesta es de tipo lineal, ésta tendrá el mismo periodo que la del agente que ocasiona la perturbación, y la relación de amplitudes entre ambos marcará la intensidad de la respuesta. Si la relación es cuadrática se generará una respuesta del mismo periodo y otra de periodo mitad, es decir, que cuando el sistema no es lineal, en la respuesta se observarán armónicos.

Un evento se define como el proceso que produce en el sistema un cambio en sus descriptores de estado, con respecto a los que tiene en régimen de normal funcionamiento. Generalmente, en los eventos actúan varios agentes forzadores simultánea y conjuntamente, de tal forma que los cambios en los sistemas son más apreciables que si actuaran cada uno de los agentes por separado. La respuesta del sistema al evento es el conjunto de procesos que llevan al sistema de un estado a otro, cada uno de ellos dado por unos valores concretos de las variables de estado. Para

definir los requisitos mínimos de un evento para ser considerado como tal ha de establecerse un criterio umbral que dependerá de la distribución estadística de los valores de las variables de cada uno de los agentes a la escala espacial considerada. Los periodos entre eventos se denominan calmas.

Los agentes forzadores pueden manifestarse y ejercer su influencia a distintas escalas espaciales y temporales. Asimismo, para describir el estado en el que se encuentra un sistema es necesario definir las dimensiones que el mismo presenta y el tiempo en el que se encuentra. La escala de acciones y de respuestas vendrá determinada por la interacción entre las escalas de los agentes y el estado del sistema. Para poder abarcar toda la variabilidad que muestran los sistemas la escala temporal de estudio no puede ser única. Asociada a esta variabilidad y a la enorme complejidad que demuestran los ecosistemas, así como a la aleatoriedad que se observa en la presentación de determinados agentes, aparece la incertidumbre, que será un factor que acompañará siempre a la interpretación que se hace del funcionamiento real de los ecosistemas.

A.2. Escalas naturales

A.2.1. Escala temporal

La escala temporal se divide de forma general en tres intervalos, y, en función de la recurrencia y velocidad del proceso o agente de interés, cualquiera de ellos puede ser enmarcado dentro del corto, medio o largo plazo. Esto proporciona una idea relativa de la periodicidad de un proceso en relación a otro de referencia. Convencionalmente, el corto plazo engloba un periodo de horas o días, el medio plazo supone años o décadas y el largo plazo abarca de cientos a millones de años.

La vida útil de los distintos proyectos y obras que el hombre realiza, incluida la gestión de ecosistemas, suele encuadrarse dentro del corto y medio plazo. Dentro de estas se pueden distinguir a su vez dos escalas de evolución temporal, una del orden de los segundos o minutos, y otra de horas, días o meses. Las variables que presentan la primera de las escalas temporales se denominarán rápidas, mientras que las segundas se designarán como lentas. Si se estudia un periodo temporal menor que el necesario para que una variable lenta modifique su valor, ésta puede considerarse constante en todo el intervalo de estudio, pasando a formar parte de la lista de parámetros.

La evolución de las distintas variables en el tiempo propiciará la aparición de estados. Un estado puede ser definido como el intervalo de tiempo en el que se puede admitir que las manifestaciones que se producen en un sistema, debido a la acción de uno o varios agentes, son estacionarias en sentido estadístico. Si se hace mención al agente, entonces un estado es una manifestación del agente durante un intervalo de tiempo acotado, en el que (ROM 1.1, en redacción):

- El agente es un proceso aleatorio ergódico.
- Las variables que cuantifican la manifestación del proceso son aleatorias.
- Una muestra temporal de ellas representa el proceso en la escala espacial y temporal considerada.
- Su variabilidad se describe mediante modelos de probabilidad cuyos parámetros estadísticos son descriptores de estado.
- El valor de éstos, por la hipótesis de estacionaridad estadística, se puede admitir que son constantes en el estado. Dejan por tanto de ser variables y se convierten en parámetros.
- Las manifestaciones de otros agentes con diferente escala están acotados y no influyen significativamente en la aleatoriedad del agente.

Estas mismas características correspondientes a los agentes son también válidas para los estados y las respuestas.

Los estados tendrán, por tanto, una duración diferente dependiendo de las variables que se utilicen para definirlo y del comportamiento que las mismas muestren en el tiempo. Las variables instantáneas son aquellas que se manifiestan en un instante concreto de tiempo, y que evolucionan en respuesta a los agentes forzadores y a su grado de confinamiento. Ejemplos de variables instantáneas son la variación de la superficie libre y la concentración de oxígeno disuelto o cualquier nutriente en un punto del sistema en cada instante de tiempo. Las variables básicas permiten caracterizar el comportamiento de las variables instantáneas en un ciclo. El tiempo que transcurre desde que se inicia la oscilación de la variable instantánea hasta que termina, retornando, aproximadamente a la situación inicial, define su tasa de variabilidad temporal y se denomina periodo de ciclo.

La descripción de un estado se puede hacer mediante un análisis estadístico de una serie temporal de las variables básicas, de sus modelos de probabilidad y de sus parámetros estadísticos, o bien mediante un análisis frecuencial de dicha serie de datos, su espectro frecuencial y direccional y

sus momentos espectrales. Serían ejemplos de descriptores estadísticos el valor medio de la variación de la superficie libre o la concentración media de un nutriente en el intervalo de tiempo considerado.

Se denomina episodio a una secuencia temporal de estados. Esta evolución puede ser representada mediante una curva de estados, que muestra la variabilidad de los descriptores de estado en el tiempo. La evolución del episodio estará habitualmente relacionada con la duración del estado, que para que resulte más fácil su tratamiento estadístico, y una vez analizada la variabilidad instantánea de la variable, suele tomarse como constante.

Los ciclos que definen la periodicidad de las distintas variables básicas y las curvas de estado se presentan a distintas escalas. Así, generalmente se distingue una escala en la que los estados tienen una duración de varias horas, como por ejemplo sucede para los estados meteorológicos o los de mar. Otros procesos presentan ciclos de frecuencia diaria como pueda ser la fijación de carbono por el fitoplancton o los procesos de circulación dentro de una laguna debidos a la alternancia día-noche. Con carácter mensual asociado a los ciclos lunares se definen algunas componentes de la marea. Como consecuencia de la circulación anual atmosférica se generan en las latitudes medias la sucesión, aleatoria, de altas y bajas presiones. El ciclo de algunos procesos abarca las décadas, estando asociados normalmente a los hiper ciclos solares. A escala secular y geológica se identifican procesos relacionados con los ciclos de Milankovich, de transgresión, regresión, subsidencia y de compresión y distensión de la corteza continental u oceánica.

Para la descripción de la larga duración, desde el punto de vista de gestión de sistemas, se suele emplear el año meteorológico como unidad de tiempo. Para periodos de tiempo menores, se usan los conceptos de ciclo de sollicitación y operatividad. Un ciclo de operatividad es aquel en el que los criterios establecidos para las distintas variables que definen un evento no son superados por los agentes implicados. La duración de este ciclo es el tiempo que transcurre entre dos ciclos continuos de sollicitación, siendo identificado como el lapso comprendido entre un paso descendente por el umbral y el siguiente paso ascendente. Son considerados como periodos de calma, donde la manifestación de los agentes muestra unos valores no superiores a los umbrales especificados. El ciclo de sollicitación es complementario al ciclo de operatividad, y se define como el periodo de tiempo comprendido desde el paso ascendente por el umbral hasta el siguiente paso descendente, donde los agentes poseen la suficiente entidad como para provocar cambios rápidos, de cierta entidad en el sistema.

Los objetivos del proyecto marcarán la escala temporal a la que es conveniente trabajar y permitirá definir los agentes forzadores, así como sus correspondientes variables instantáneas, básicas y parámetros. A partir de ellos podrán identificarse los estados y los episodios, y determinar, en base a análisis estadísticos y criterios de umbral, la presencia de periodos de eventos o calmas, de ciclos de sollicitación y ciclos de operatividad. También facilitará la identificación de las variables relacionadas con el estado del sistema y acotará el intervalo temporal en el que las respuestas son de interés. Todo lo explicado en esta sección se resume en la figura A.1.

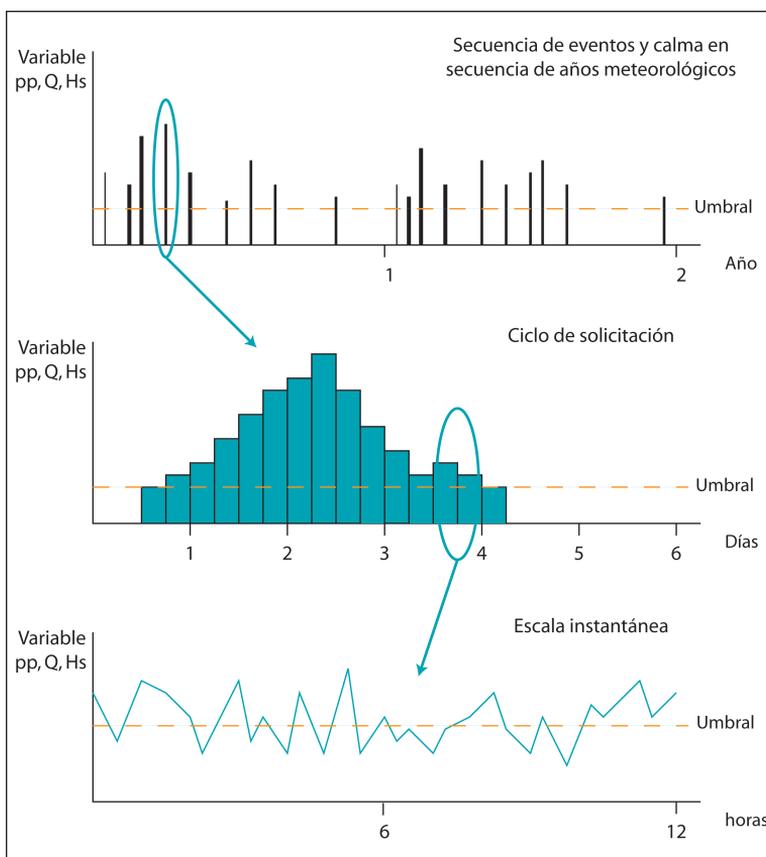


Figura A.1: Relación entre las distintas escalas temporales

A.2.2. Escala espacial

La escala espacial determina la región de estudio en la que las acciones y respuestas son relevantes para los objetivos del proyecto. Aquellas regiones en las que las variables de estudio muestran un comportamiento uniforme para un periodo de estudio concreto se denominan tramos. Dada la complejidad del medio natural y la interacción que existe entre los distintos ecosistemas, es muy difícil definir una serie de escalas estándar que resulten aplicables a todos los sistemas. Los términos pequeña, media y gran escala son frecuentemente utilizados en la literatura, pero, al igual que sucedía con las escalas temporales, no son más que términos relativos que tendrán un significado u otro en función del contexto. Es por ello más conveniente emplear los términos local, regional y global.

Existen una serie de unidades espaciales utilizadas convencionalmente cuando los proyectos están relacionados con la hidráulica fluvial o la ingeniería marítima. Son la cuenca hidrográfica y la unidad litoral respectivamente. La Directiva Marco del Agua (2000) establece que todo aquello que suceda en la cuenca vertiente de un río influenciará las características de éste y su comportamiento, por lo tanto, nada que ocurra en su dominio puede ser despreciado. En ingeniería costera se define unidad litoral como el tramo de costa, en planta y en perfil, en el que todos los procesos capaces de inducir transporte de sedimentos están relacionados (Kamphius, 2000). En esta región oceánica los agentes marítimos (oleaje, mareas, corrientes, etc.) se desarrollan y modifican básicamente en el dominio del océano abierto, la plataforma continental y el litoral. Las dimensiones de estas áreas no están predeterminadas, sino que dependen del sistema de estudio y de los agentes a tener en cuenta. Tanto las cuencas hidrográficas como las unidades litorales pueden ocupar desde pocos km² hasta miles de km². Para estudios de detalle, conviene escoger extensiones de terreno más pequeñas, y más adecuadas al objetivo que se persigue.

A.2.3. Escala espacial y temporal

Las escalas espaciales y temporales suelen estar relacionadas. Es decir, hay ciertos agentes forzadores y ciertas acciones en los sistemas que se presentan con frecuencia a una escala espacial y temporal dada. Esto se representa, para procesos relacionados con la ingeniería costera en la figura A.2.

Este tipo de esquemas facilita mucho el trabajo a la hora de fijar las escalas espaciales y temporales de los agentes, estados y respuestas, particularmente cuando el investigador o gestor se enfrenta por primera vez a un tipo de sistema concreto.

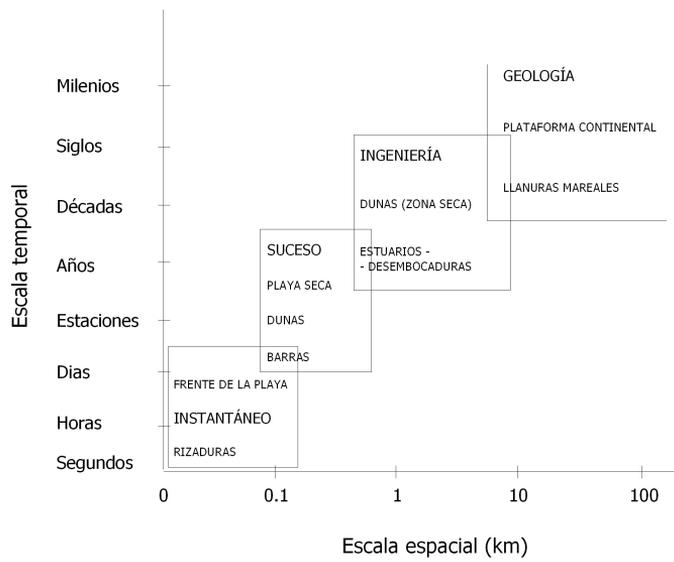


Figura A.2: Escalas espaciales y temporales típicas

Anexo B

Verificación del esquema numérico

Para justificar la elección del esquema numérico utilizado, se realiza en este anexo la comparación de los resultados obtenidos de la simulación numérica con las soluciones analíticas de las ecuaciones de flujo de lámina libre. Los casos de estudio utilizados para comprobar la bondad del esquema numérico seleccionado son García-Navarro *et al.* (1992), Tseng (2003), Tseng (2004), Bladé (2005), Burguete (2005), Ávila (2007). Para ellos se analiza la evolución de la superficie libre con el esquema de MacCormak y MacCormak con alternancia de dirección en la derivación numérica, TDV con los limitadores de flujo Superbee, Minmod, Van Leer, MC y Yee y las mejoras aportadas por el método mejorado del gradiente de superficie (ISGM). Además se analizan los casos propuestos por Ippen (1966), que contemplan la propagación de ondas de marea en canales sin fricción rectangulares (sección B.4) y canales en los que varía la sección gradualmente (secciones B.5, B.6 y B.7).

B.1. Resalto hidráulico

Tanto García Navarro *et al.* (1992) como Tseng (2003) estudian el comportamiento del flujo en un canal rectangular de ancho constante cuando el fondo presenta un bajo con forma de campana (figura B.1). Las condiciones de contorno impuestas por ambos autores son diferentes: el primero fija la carga de agua en ambos extremos (10 m y 6 m), el segundo fija un caudal aguas arriba ($20 \text{ m}^2/\text{s}$) y una profundidad aguas abajo (7 m). El perfil seleccionado provoca que el flujo subcrítico acelere antes de llegar al obstáculo, transformándose en crítico sobre la cima de éste y convirtiéndose en supercrítico cuando lo sobrepasa. Esto da lugar a la aparición de un resalto hidráulico que conecta el flujo supercrítico con el subcrítico impuesto por las

condiciones de contorno especificadas. Las condiciones iniciales suponen una altura inicial de agua de 10 m y un caudal nulo. Los resultados obtenidos para mallas de 600 y 50 puntos con y sin tratamiento de términos fuente se analizan cuando se alcanza el estado estacionario. Se comprueba así que los limitadores de flujo no consiguen inhibir la capacidad del esquema para representar adecuadamente los gradientes.

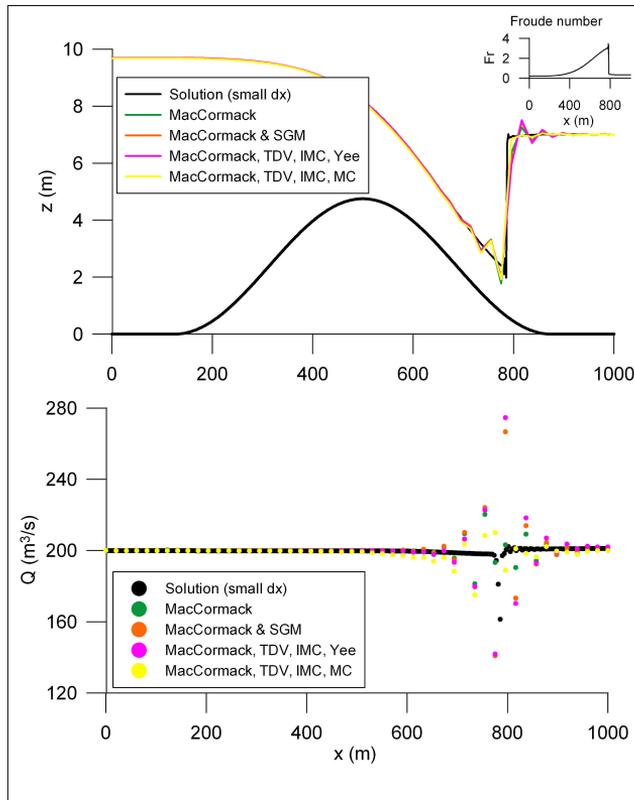


Figura B.1: Solución numérica para un resalto hidráulico

De todos los esquemas analizados, el que mejor comportamiento presenta es aquél que incluye el tratamiento de los términos fuente y el limitador de flujo MC. Se incluye también en la figura el limitador que peores resultados presenta (Yee), mostrando los demás un desempeño intermedio.

B.2. Canal de Tseng

Tseng (2003) propone un canal de 1600 m de longitud, con elevación del fondo irregular y sección transversal rectangular de anchura constante (10 m). El número de Manning empleado es de 0.033. El caudal específico de

entrada es de 0.59 m/s y la profundidad de agua en el último punto del dominio es 0.42 m. La discretización espacial contempla un Δx de 8 m, lo que supone tener que emplear una malla de 200 puntos. En la figura B.2 se muestra el perfil topográfico y los resultados obtenidos con y sin tratamiento de términos fuente después de una simulación de 40 min de duración. Se prueba con este canal la capacidad para conservar la masa cuando se cambia de régimen (subcrítico a supercrítico y viceversa).

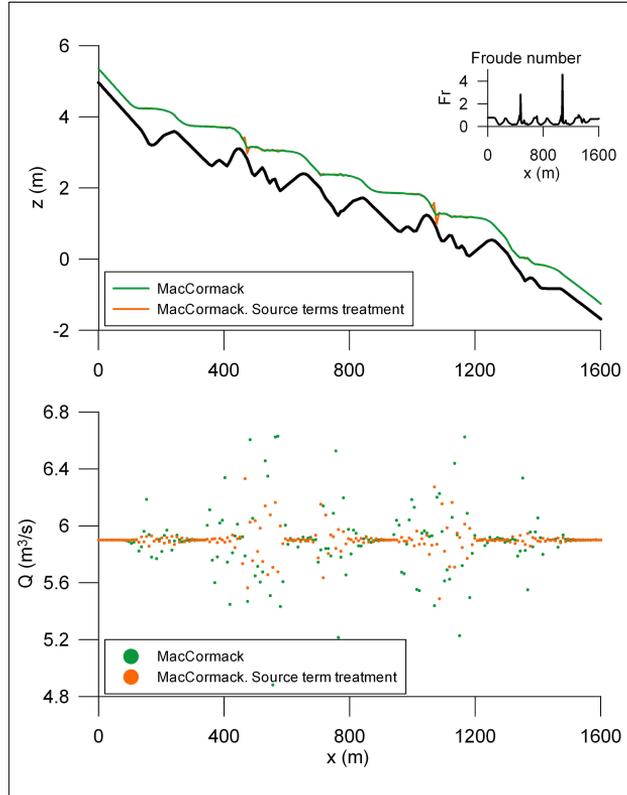


Figura B.2: Solución numérica para el canal de Tseng

Teóricamente, el caudal debe ser constante e igual al caudal inicial a lo largo de todo el canal. Sin embargo, los cambios bruscos de pendiente en el perfil generan inestabilidades importantes. Éstas se ven ampliamente reducidas cuando se usa el esquema de MacCormack con tratamiento de los términos fuente. La utilización del ISGM es determinante en este caso, siendo el resultado prácticamente similar para todos los limitadores de flujo, de ahí que sólo se representen dos casos en la figura.

B.3. Canal de Goutal y Maurel

El canal propuesto por estos autores en 1997 se emplea para evaluar la capacidad de un esquema numérico de converger hacia el equilibrio estático. Es rectangular y altamente irregular, de anchura y fondo variable (figura B.3). Se estudia la evolución en el tiempo de un perfil inicial en equilibrio hidrostático con una altura de 12 m, un coeficiente de Manning de 0.01 y una malla de 600 celdas. El tiempo necesario para la llegar a una situación estacionaria se estima en 10 min.

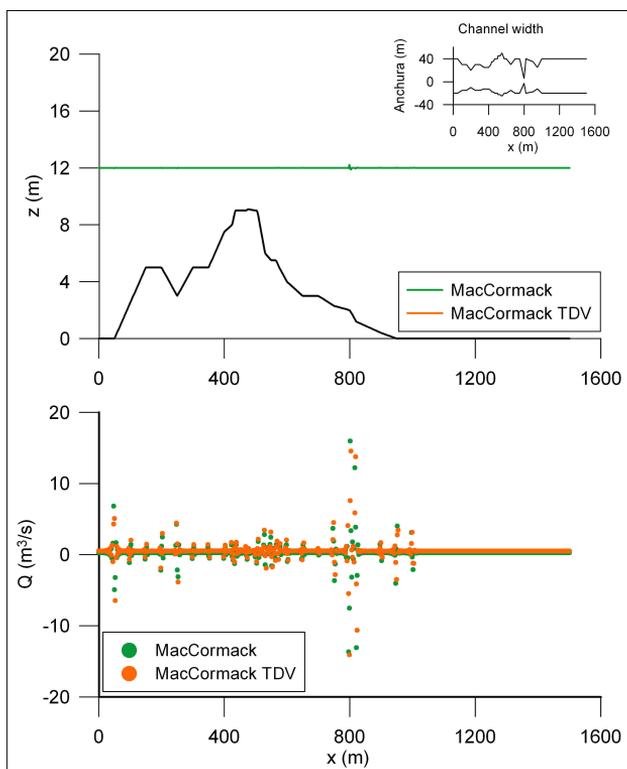


Figura B.3: Solución numérica para el canal de Goutal y Maurel

Este ejemplo está específicamente diseñado para que tanto el caudal como la superficie libre se mantengan estacionarias en el tiempo. El esquema de MacCormack consigue con éxito reproducir el comportamiento de la superficie libre, pero en el caso del caudal, los resultados no son tan buenos. En la figura se puede observar la comparación entre este esquema y su versión mejorada, empleando el limitador de flujo MC, que fue el que mejor resultados proporcionó para el primer caso estudiado (sección B.1).

B.4. Propagación de una onda de marea por un canal cerrado por un extremo.

Este es el primero de los casos extraídos de Ippen (1966), en el que una onda de marea se propaga a través de un canal rectangular de 4375 km de longitud y una anchura y calado de 100 m. La onda de marea tiene un periodo de 44700 s (12.41 h). La longitud de onda se calcula en función de la profundidad por un método iterativo empleando la teoría lineal de ondas.

$$L = g \frac{T^2}{2\Pi} \tanh \frac{2\Pi h}{L} \quad (\text{B.1})$$

La onda de marea penetra en el canal por el contorno izquierdo, mientras produce la reflexión completa de la onda en el extremo contrario. Por tanto, dos ondas de marea de igual amplitud y periodo se superponen, cada una viajando en sentidos opuestos. Se crea una onda estacionaria de amplitud doble en el extremo cerrado y en las distancia múltiplo de $L/2$, siendo L la longitud de onda de la marea. Los nodos, de amplitud 0 y velocidades máximas, se observan a distancias múltiplo de $L/4$. La solución analítica para la superficie libre es:

$$\eta = 2a_0 \cos \sigma t \cos kx \quad (\text{B.2})$$

y para la velocidad:

$$U = 2 \frac{a_0}{h} c_0 \sin \sigma t \sin kx \quad (\text{B.3})$$

La figura B.4 muestra la comparación entre la solución analítica y la solución numérica obtenida utilizando los métodos de mejora del balance de términos fuente y el limitador de flujo MC después de 6 ciclos de marea completos, no estando aún todo el canal afectado por la reflexión. Se puede ver cómo el modelo reproduce adecuadamente la fase de la onda reflejada, mientras que las amplitudes calculadas numéricamente son menores que las proporcionadas por la solución analítica.

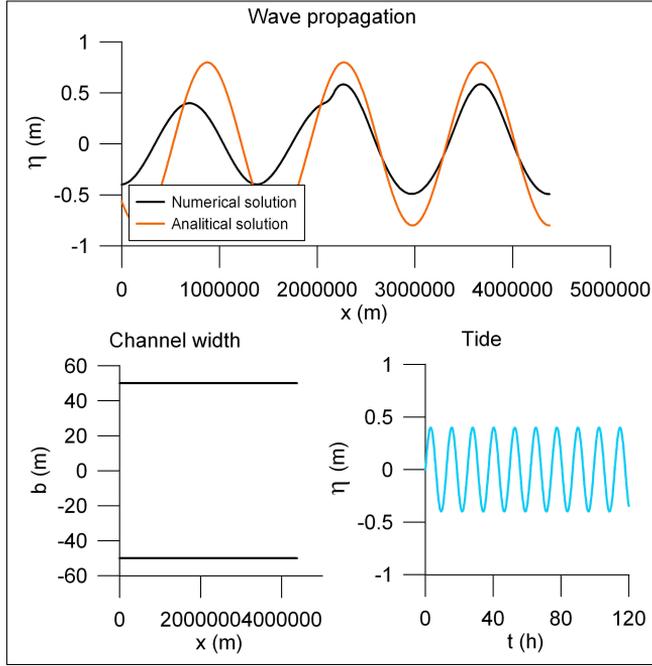


Figura B.4: Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica para un canal rectangular reflejante

B.5. Propagación de una onda de marea en un canal con variación lineal de su anchura.

Este caso es similar al anterior tanto en las dimensiones del canal como en la onda de marea elegida para realizar la propagación, con diferencias únicamente en la anchura, que varía linealmente siguiendo la ley de Green (ecuación B.5), y que el contorno derecho, que se encuentra abierto. Para este tipo de canales la evolución de la superficie libre viene regida por la ecuación:

$$\eta = a_0 \left(\frac{l}{x} \right) \cos(\sigma t - k(l - x)) \quad (\text{B.4})$$

$$\frac{a_x}{a_0} = \left(\frac{b_0}{b_x} \right)^{1/2} \left(\frac{h_0}{h_x} \right)^{1/4} \quad (\text{B.5})$$

La comparación entre la solución analítica y la solución numérica después de 5 ciclos de marea se presenta en la figura B.5

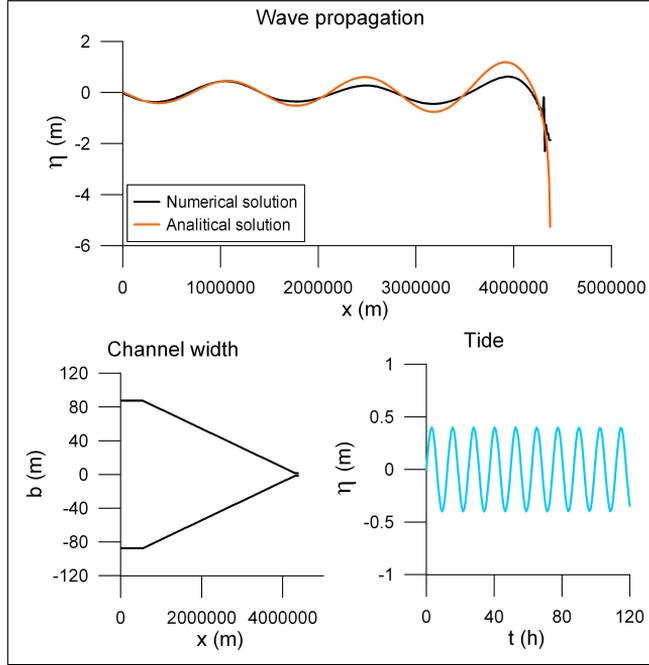


Figura B.5: Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica en un canal con planta triangular

El modelo numérico consigue simular adecuadamente el periodo de la onda, y se consideran aceptables las diferencias que existen en la amplitud. Éstas, al final del canal, pueden deberse en parte a que, para reducir los problemas de inestabilidad y permitir que el contorno izquierdo sea abierto se han modificado la geometría teórica al inicio y final del canal con dos pequeños tramos rectos, tal y como puede observarse en la figura B.5.

B.6. Propagación de una onda de marea en un canal con variación exponencial de su anchura.

Utilizando la ley de Green, se define un canal de profundidad constante y anchura:

$$b = b_0 \exp\left(-\delta \frac{l-x}{l}\right) \quad (\text{B.6})$$

La evolución de la superficie libre de la onda queda descrita por la ecuación:

$$\eta = a_0 \exp\left(\frac{\delta l-x}{2l}\right) \cos(\sigma t - k(l-x)) \quad (\text{B.7})$$

estando representada en la gráfica B.6 junto a la solución numérica.

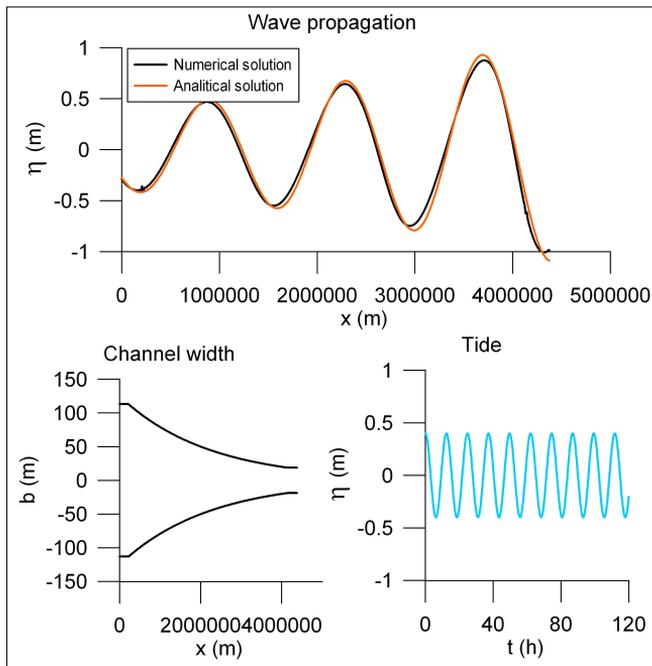


Figura B.6: Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica en un canal con forma de embudo

En este caso, la reproducción de la solución analítica por el método numérico se puede considerar casi perfecta.

B.7. Propagación de una onda de marea en un canal con variación lineal de su profundidad.

En este caso se produce un cambio en la celeridad de la onda cuando se propaga por el canal de ancho constante e igual a 800 m y profundidad máxima de 200 m, lo que lleva a que la superficie libre presente la expresión

$$\eta = a_0(l/x)^{1/4} \cos \left(\sigma t - 2k_0 l \left(1 - \sqrt{\frac{h}{h_0}} \right) \right) \quad (\text{B.8})$$

Tal y como cabría esperar, a medida que disminuye la profundidad (calculada también a partir de la ecuación de Green) se produce una disminución de la longitud de onda y un aumento de su amplitud (figura B.7, que representa un instante 5 ciclos de marea después del comienzo de la

simulación). En este caso, y cuando el canal alcanza una profundidad de 10 m, ésta se mantiene constante, por lo que en la zona final del canal, la solución numérica no es comparable a la solución analítica. En el tramo intermedio se vuelve a observar, como en casos anteriores, pequeñas diferencias en la amplitud de la onda, siendo el error considerado como aceptable.

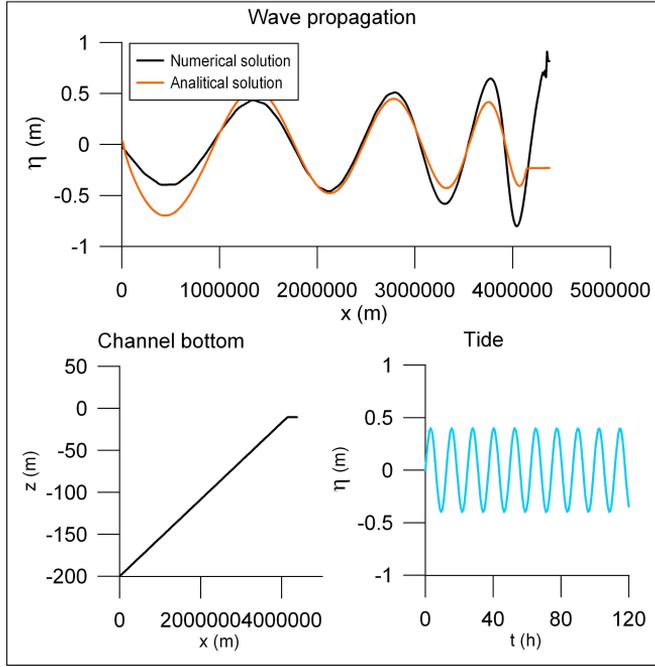


Figura B.7: Comparación de la solución analítica de Ippen (1966) con la solución numérica en un canal con pendiente constante

Anexo C

Transporte de sedimentos por flujo combinado ola-corriente

C.1. Perfil de velocidades y tensiones tangenciales

Se denomina flujo ola-corriente al resultado de dos movimientos de agua superpuestos: un flujo oscilatorio generado por el oleaje y un flujo uniforme y estacionario, que se propaga en una única dirección. La combinación de ambos altera las características que poseen cuando actúan por separado. Así la presencia de oleaje hace que disminuya significativamente la velocidad de la corriente en las proximidades del lecho, y la corriente transporta al tren de ondas, incrementando o decreciendo (corriente en sentido de las olas o en sentido contrario) la velocidad de propagación del movimiento oscilatorio. Además la presencia de las olas altera el perfil de velocidad de la corriente, así como la resistencia al flujo de la misma (López, 1995).

Existen en la bibliografía muchos trabajos que abordan el comportamiento de estas variables, es decir, el perfil de velocidades y las tensiones tangenciales en una corriente en presencia del oleaje, unos basados en datos experimentales, otros en métodos numéricos y otros en métodos ingenieriles. Buena parte de estas referencias pueden ser consultadas en Van Rijn (1993). Uno de los métodos más empleados es el método ingenieril propuesto por Van Rijn (1989), que se basa en la utilización de un perfil de velocidades logarítmico. Para la definición del mismo se utiliza un perfil de dos capas:

- Capa de mezcla cercana al fondo, donde el perfil de velocidad se ve afectado por la rugosidad de las formas de lecho (k_s) que existen dentro de la capa de mezcla (δ_m) y que se asume que tiene tres veces el grosor de la capa límite oscilatoria (δ_w)
- Región exterior, en la que el perfil logarítmico está afectado por una

rugosidad aparente (k_a). Esta región se extiende desde $3\delta_w$ hasta la superficie libre.

Las expresiones para cada una de estas capas, respectivamente son:

$$u_r(y) = \frac{U_c \ln(30y/k_a)}{-1 + \ln(30y/k_a)} \quad (\text{C.1})$$

$$u_{r,\delta}(y) = u_{r,\delta} \frac{\ln(30y/k_{sw})}{\ln(30\delta_m/k_{sw})} \quad (\text{C.2})$$

siendo

$$u_{r,\delta}(y) = \frac{U_c \ln(30\delta_m/k_a)}{-1 + \ln(30h/k_a)} \quad (\text{C.3})$$

La nomenclatura empleada en estas ecuaciones es la siguiente: u_r es la velocidad modificada de la corriente a la altura y sobre el lecho, U_c magnitud del vector velocidad promediada en la vertical, $u_{r,\delta}$ es la velocidad de la corriente a la profundidad δ , k_s es la rugosidad del lecho.

La rugosidad aparente se estima experimentalmente, ajustando los perfiles logarítmicos a los perfiles de velocidad promediados (fuera de la capa límite) medidos en presencia de olas. Básicamente, el cociente k_a/k_s debe ser una función de la ratio entre la velocidad orbital de pico (U_b) y la velocidad promediada en la vertical, el ángulo entre la corriente y la dirección del oleaje (ϕ) y el recorrido orbital de pico y la rugosidad de fondo. Para un lecho en el que las formas de fondo son ripples, se utiliza la expresión:

$$\frac{k_a}{k_s} = \exp(\gamma U_b/U_c) \quad (\text{C.4})$$

donde el coeficiente γ depende de ϕ y puede ser estimado:

$$\gamma = 0.8 + \phi - 0.3\phi^2 \quad (\text{C.5})$$

La tensión tangencial sobre el fondo se ve reducida debido a que las velocidades de la corriente son menores como consecuencia de la interacción ola-corriente.

$$\tau_{0,cr} = \alpha_r \tau_{0,c} \quad (\text{C.6})$$

siendo α_r menor o igual a 1:

$$\alpha_r = \left(\frac{\ln 30 \delta_m k_a}{\ln 30 \delta_m k_s w} \right)^2 \left(\frac{-1 + \ln 30 \delta_m k_s w}{-1 + \ln 30 \delta_m k_a} \right) \quad (\text{C.7})$$

La tensión tangencial media total ($|\tau_{0,cw}|$) que actúa sobre las partículas es:

$$|\tau_{0,cw}| = \alpha_r \tau_{0,c} + |\tau_{0,w}| \quad (\text{C.8})$$

donde $|\tau_{0,w}|$ es la tensión tangencial media debida a la ola calculada como si la corriente no existiese.

C.2. Transporte de sedimentos por fondo y en suspensión

El transporte total de sedimentos originado por el flujo combinado ola corriente puede dividirse en transporte por corriente, que se define como el transporte de partículas originado por la velocidad media de la corriente modificada por el oleaje, y transporte por oleaje, que es aquél originado por el movimiento oscilatorio del fluido. Cuando existe un flujo combinado es normalmente el transporte producido por la corriente el que predomina, pudiendo ser calculado a partir de las variables hidrodinámicas promediadas en el tiempo (Van Rijn, 1993).

Para evaluar el transporte instantáneo por fondo originado por el flujo combinado tanto para oleaje rompiente como no-rompiente, Van Rijn propone la siguiente fórmula:

$$q_{b,cw}(t) = 0.25 \alpha D_{50} D_*^{0.3} \left(\frac{\tau'_{0,cw}}{\rho_w} \right)^{0.5} \left(\frac{\tau'_{0,cw} - \tau_{cr}}{\tau_{cr}} \right)^{1.5} \quad (\text{C.9})$$

donde $q_{b,cw}$ es la tasa unitaria de transporte instantáneo, $\tau'_{0,cw}$ es la tensión tangencial de grano debido al flujo ola-corriente, τ_{cr} es la tensión tangencial crítica utilizando el concepto de Shields, D_* es el parámetro adimensional de partícula, D_{50} es la mediana de una muestra de tamaños del sedimento y α es un factor de calibración, que se expresa como:

$$\alpha = 1 - \left(\frac{H_s}{h} \right)^{0.5} \quad (\text{C.10})$$

El transporte neto en un ciclo de onda se obtiene promediando $q_{b,cw}$ para ese periodo.

El transporte en suspensión debido a la corriente se calcula a partir de la integración sobre la profundidad total de los productos de la concentración media y la velocidad de la corriente media:

$$q_{s,cw,c} = \rho_s \int_a^h uc(y)dy \quad (C.11)$$

Para el transporte en suspensión debido al oleaje, la ecuación es:

$$q_{s,cw,w} = \rho_s \int_a^h vc(y)dy \quad (C.12)$$

donde u es velocidad de la corriente en la dirección del vector velocidad a la altura y y v representa la velocidad inducida por el oleaje a la altura y en la dirección del oleaje (velocidad de retorno debido al transporte de masa entre la cresta de la ola y su valle). En general, ésta última velocidad suele ser mucho menor que la de la corriente, por lo que suele ser habitual despreciar esta contribución. Las concentraciones medias se obtienen mediante la integración de la ecuación de difusión, teniendo en cuenta que el coeficiente de difusión turbulenta a emplear es el correspondiente al flujo ola-corriente $\varepsilon_{s,cw}$:

$$\varepsilon_{s,cw} = (\varepsilon_{s,c}^2 + \varepsilon_{s,w}^2)^{0.5} \quad (C.13)$$

donde el coeficiente de difusión para corriente $\varepsilon_{s,c}$ viene dado por:

Para $y < 0.5h$

$$\varepsilon_{s,c} = K\beta_{cs}u_{*c}y \left(1 - \frac{y}{h}\right) \quad (C.14)$$

Para $y > 0.5h$

$$\varepsilon_{s,c} = 0.25K\beta_{cs}u_{*c}h \quad (C.15)$$

siendo β_{cs} función de la velocidad de caída de grano w_f y de la velocidad de corte u_{*c} :

$$\beta_{cs} = 1 + 2 \left(\frac{w_f}{u_{*c}} \right)^2 \quad (\text{C.16})$$

y el coeficiente de difusión para oleaje $\varepsilon_{s,w}$ se expresa como:

Para $y < \delta_s$

$$\varepsilon_{s,w} = \varepsilon_{s,b} = 0.004 D_* \delta_s U_b \quad (\text{C.17})$$

Para $y > 0.5h$

$$\varepsilon_{s,w} = \varepsilon_{s,max} = 0.035 h \frac{H_s}{T_p} \quad (\text{C.18})$$

Para $\delta_s < y < 0.5h$

$$\varepsilon_{s,w} = \varepsilon_{s,lecho} + (\varepsilon_{s,max} - \varepsilon_{s,lecho}) \frac{y - \delta_s}{0.5h - \delta_s} \quad (\text{C.19})$$

donde δ_s se define como

$$\delta_s = 0.3h \frac{H_s^{0.5}}{h} \quad (\text{C.20})$$

Para la altura $y = a$, la concentración de sedimentos $c(y)$ será igual a su concentración de referencia c_a , que viene dada por:

$$c_a = 0.015 \frac{D_{50}}{a} \frac{T_a^{1.5}}{D_*^{0.3}} \quad (\text{C.21})$$

siendo a la altura de referencia, que se calcula como el valor máximo entre k_{sc} y k_{sw} . T_a es la tensión tangencial adimensional a la altura de referencia, que se calcula en función de las tensiones tangenciales debido a la corriente y a la ola ($\tau_{0,c}$, $\tau_{0,w}$)

$$T_a = \frac{(\alpha_{cw} \mu_c \tau_{0,c} + \mu_{wa} \tau_{0,w}) - \tau_{0,cr}}{\tau_{0,cr}} \quad (\text{C.22})$$

Los coeficientes empleados son:

$$\alpha_{cw} = \left(\frac{\ln(90\delta_w/k_a)}{\ln(90\delta_w/k_a)} \right)^2 \left(\frac{-1 + \ln(30h/k_{sc})}{-1 + \ln(30h/k_a)} \right)^2 \quad (\text{C.23})$$

$$\mu_c = \frac{f'_c}{f_c} \quad (\text{C.24})$$

$$\mu_{wa} = \frac{0.6}{D_*} \quad (\text{C.25})$$

donde f'_c es el factor de fricción por el grano y f_c el factor de fricción total, que incluye tanto al factor de fricción por los granos como por las formas de fondo.

El transporte total viene dado por la suma del transporte de fondo más el transporte en suspensión.

Appendix D

Images of Zahara de los Atunes coastal lagoon

This appendix includes some pictures taken during the two field trips to Zahara de los Atunes coastal lagoon. The main goal of this image collection is to facilitate the understanding of the chapter 4 through the reader familiarization with the study site and to show the equipment used for the model calibration. Some pictures has been supplied by the *Demarcación de Costas de Andalucía-Atlántico* and for this reason we thank them.



Figure D.1: Zahara de los Atunes coastal lagoon and beach

D.1. General overview



1. Open inlet (Source: DG Costas)



2. Closed inlet



3. Flood tide. Closed inlet



4. Dunes

Figure D.2: General overview of Zahara de los Atunes inlet



5. Flood plain



6. Medium stretch.
Canalization



7. Final stretch.
Flood plain



8. Río Cachón mouth



9. General view

Figure D.3: General overview of the inner stretch of Zahara de los Atunes coastal lagoon

D.2. Field work



1. Vector 1 (ebb tide)



2. Vector 1 (flood tide)



3. Anemometer



4. ADCP

Figure D.4: Field work equipment I



5. Vector 2 (ebb tide)



6. Vector 2 (from the bridge)



DGPS



Measuring depth with leveled sticks



Grain size distribution: Samples and equipment



Grain size distribution: Sieves

Figure D.5: Field work equipment II



1. Inlet sediments



2. Closed inlet ripples



3. Ripples due to waves



4. Lateral sediment variability

Figure D.6: Sediment samples



5. Medium stretch shore sediments



6. Coastal lagoon vegetation



7. Detail



8. Coastal lagoon vegetation



9. Algae detail



10. Final stretch shore vegetation

Figure D.7: Sediment and vegetation samples

Bibliografía

- Ávila, A. (2007), Procesos de múltiple escala en la evolución de la línea de costa, Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- ALATEC-PROES (2002), Proyecto de defensa contra avenidas del río Cachón en Zahara de los Atunes, Ministerio de Medio Ambiente.
- Balas, L., and Ozhan, E. (2002), Three-dimensional modelling of stratified coastal waters, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 75-87.
- Basco, D. R., and Shin, C. S. (1999), A one-dimensional numerical model for storm-breaching of barrier islands, *Journal of Coastal Research*, 15, 241-260.
- Battalio, B., Danmeier, D., and Williams, P. (2007), Predicting closure and breaches frequencies of small tidal inlets. A quantified conceptual model. *Proceedings of the 30th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, San Diego.
- Battjes, J. A. (1974), Computation of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves, in Communications on Hydraulics, Report 74-2, Dept. of Civil Engineering, Delft University of Technology.
- Bladé, E. (2005), Modelación del flujo en lámina libre sobre cauces naturales. Análisis integrado con esquemas en volúmenes finitos en una y dos dimensiones, Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Bodge, K. R. (2003), Sediment management at inlets/harbors, in Coastal Engineering Manual, Part V, Coastal Project Planning And Design, Chapter V-6, edited by D. L. Ward, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Brando, V. E., Ceccarelli, R., Libralato, S., and Ravagnan, G. (2004), Assessment of environmental management effects in a shallow water basin using mass-balance models, *Ecological Modelling*, 172, 213-232.

- Brown, E. I. (1928), Inlet on sandy coasts, *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 56, 505-533.
- Brutsaert, W. (1975), On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Resources Research*, 11, 742-744.
- Brutsaert, W. (1982), Evaporation into the atmosphere. Theory, history and application, Kluvert Academic Publishers.
- Bruun, P. (1962), Sea-level rise as a cause of shore erosion, *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 88, 117-130.
- Bruun, P. (1978), Stability of tidal inlets: Theory and engineering, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Bruun, P. (1991), Coastal inlets, in Handbook of Coastal and Ocean Engineering, edited by J. B. Herbich, pp. 829-866, Gulf Publishing, Texas.
- Bruun, P., and Gerritsen, F. (1959), Natural bypassing of sand at coastal inlets, *Journal of Waterways and Harbour Division*, 85, 75-107.
- Burguete, J. (2005), Modelos unidimensionales de flujos de superficie libre y transporte en geometrías irregulares: aplicación al flujo en ríos, Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.
- Byrne, R. J., Gammisch, R. A., and Thomas, G. R. (1980), Tidal prism-inlet area relations for small tidal inlets, *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Sydney.
- Carter, R. W. G., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J. D., Shaw, J., and Taylor, R. B. (1989), Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia, *Marine Geology*, 88, 221-242.
- Casado, S., and Montes, C. (1995), Guía de los lagos y humedales de España, 255 pp., J.M. Reyero, Madrid.
- Castillo, C. (1998), Desarrollo de una metodología para la obtención de un atlas de cota de inundación en playas en el litoral español, Tesina de Magister. Universidad de Cantabria.
- Castillo, C. (2004), Apuntes de Ingeniería Oceanografía: Agentes, Apuntes sin publicar.
- Censolar (1997), Instalaciones de energía solar. Tomo 2: Energética solar, Progenza.

- Consejería de Medio Ambiente (2004), Plan Andaluz de Humedales, Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, Sevilla.
- Consejería de Medio Ambiente (2005), Caracterización ambiental de los humedales de Andalucía, Junta de Andalucía, Sevilla.
- Consejería de Obras Públicas y Transporte (2003), Ortofotografía digital de Andalucía (Color), Junta de Andalucía, Sevilla.
- Consejería de Obras Públicas y Transporte (2004), Ortofotografía digital de Andalucía (ByN), Junta de Andalucía, Sevilla.
- Consejería de Obras Públicas y Transportes, Consejería de Agricultura y Pesca, y Consejería de Medio Ambiente (2005), Modelo digital del terreno de Andalucía generado a partir de fotografías aéreas a escala 1:20.000, Junta de Andalucía, Sevilla.
- Chapman, S. (1923), A note on the fluctuation of water level in a tidal power reservoir, *Phil. Mag. J. Sci.*, XLVI, 101-108.
- Cheng, R. T., Casulli, V., and Gartner, J. W. (1993), Tidal, residual, intertidal mudflat (TRIM) model and its applications to San Francisco Bay, California, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 36, 235-280.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., and Mays, L. W. (1994), Hidrología aplicada, McGraw-Hill, Bogotá.
- Dabrio, C. (1989), Playas e islas-barrera-lagoon, in Sedimentología, vol I, edited by A. Arche, pp. 349-394, CSIC, Madrid.
- Dalrymple, R. A., Zaitlin, B. A., and Boyd, R. (1992), Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications, *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
- Danovaro, R., and Pusceddu, A. (2007), Biodiversity and ecosystem functioning in coastal lagoons: Does microbial diversity play any role?, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 75, 4-12.
- De Pippo, T., Donadio, C., Grottola, D., and Pennetta, M. (2004), Geomorphological evolution and environmental reclamation of Fusaro Lagoon (Campania Province, southern Italy), *Environment International*, 30, 199-208.
- Dean, R. G. (1971), Hydraulics of inlets. COEL/UFL-71/019, Gainesville, University of Florida.
- Dean, R. G., and Dalrymple, R. (1991), Water wave mechanics for engineers and scientists, 353 pp., World Scientific.

- Dean, R. G., and Dalrymple, R. A. (2002), Coastal processes with engineering applications, Cambridge University Press.
- DiLorenzo, J. L. (1988), The overtide and filtering response of small inlet/bay systems, in Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets, edited by D. G. Aubrey and L. Weishar, Springer-Verlag, Berlin.
- Dingman, S. L. (2002), Physical hydrology, Prentice Hall.
- Dirección General de Obras Hidráulicas (1991), Estudio de las zonas húmedas de la España peninsular. Tipificación e inventario.
- Directiva 2000/60/CEE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política del agua.
- Duarte, P. (1995), A mechanistic model of the effects of light and temperature on algal primary productivity, *Ecological Modelling*, 82, 151-160.
- Eitner, V. (1996), Geomorphological response of the East Frisian barrier islands to sea-level rise: an investigation of past and future evolution, *Geomorphology*, 15, 57-65.
- Escoffier, F. (1940), The stability of tidal inlets, *Shore and Beach*, 8, 114-115.
- Escoffier, F., and Walton, J. M. (1979), Inlet stability solutions for tributary inflows, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 105, 341-355.
- Fano, E. A., Mistri, M., and Rossi, R. (2003), The ecofunctional quality index (EQI): a new tool for assessing lagoonal ecosystem impairment, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 56, 709-716.
- Fisher, K., and Dawson, H. (2003), Reducing uncertainty in river flood conveyance: Roughness review, 218 pp., DEFRA/Environmental Agency.
- FitzGerald, D. M., Buynevich, I. V., and Argow, B. (2006), Model of tidal inlet and barrier island dynamics in a regime of accelerated sea level rise, *Journal of Coastal Research*, SI 39, 789-795.
- FitzGerald, D. M., Buynevich, I. V., Davis, J. R. A., and Fenster, M. S. (2002), New England tidal inlets with special reference to riverine-associated inlet systems, *Geomorphology*, 48, 179-208.

- García-Navarro, P., Alcrudo, F., and Savirón, J. M. (1992), 1-D open-channel flow simulation using TDV-MacCormack scheme, *Journal of Hydraulic Engineering*, 118, 1360-1372.
- GIOC (Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas) (2004), Impactos en la costa española por efecto del cambio climático. Fase III. Estrategias frente al cambio climático en la costa, Ministerio de Medio Ambiente y Observatorio Español para el Cambio Climático.
- González, M. P., Chica, M. C., and Polo, M. J. (2003), Modelo topográfico de radiación solar para Andalucía, *XXI Congreso Nacional de Riegos*, Mérida.
- Goutal, N., and Maurel, F., (Eds) (1997), Proceedings of the second workshop on dam-break wave simulation, HE-43/97/016/B, Département Laboratoire National d'Hydraulique, Groupe Hydraulique Fluviale, Electricité de France.
- Green, J. C. (2005), Modelling flow resistance in vegetated streams: review and development of new theory, *Hydrological Processes*, 19, 1245-1259.
- Guza, R. T., and Thornton, E. B. (1981), Wave set-up on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, 86, 4133-4137.
- Haines, P. E., Tomlinson, R. B., and Thom, B. G. (2006), Morphometric assessment of intermittently open/closed coastal lagoons in New South Wales, Australia, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67, 321-332.
- Harten, A., and Hyman, J. M. (1983), Self adjusting grid methods for one-dimensional hyperbolic conservation laws, *Journal of Computational Physics*, 50, 235-269.
- Haslett, S. K. (2000), Coastal systems, Routledge, London and New York.
- Hedges, T. S., and Mase, H. (2004), Modified Hunt's equation incorporating wave setup, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 130, 109-113.
- Herrera, A., Torres, J. M., Fages, L., Gómez-Pina, G., and Muñoz-Pérez, J. J. (2005), Recuperación ambiental de una laguna litoral en Cádiz, *VIII Jornadas Españolas de Ingeniería de Puertos y Costas*, Sitges.
- Herrero, J. (2007), Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve, Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Hodgkin, E. P. (1998), The future of estuaries of South-Western Australia, *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 81, 225-228.

- Holman, R. A. (1986), Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach, *Coastal Engineering*, 9, 527-544.
- Hubbard, D. K., Oertel, G., and Nummedal, D. (1979), The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: Examples from North Carolina, South Carolina and Georgia, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 1073-1092.
- Hubbard, M. E., and Garcia-Navarro, P. (2000), Flux difference splitting and the balancing of source terms and flux gradients, *Journal of Computational Physics*, 165, 89-125.
- Hudson, J. H. (2001), Numerical techniques for morphodynamic modelling, University of Reading.
- Hume, T. M., and Herdendorf, C. E. (1990), Morphologic and hydrologic characteristics of tidal inlets on a headland dominated, low littoral drift, *Northeastern New Zealand Journal of Coastal Research*, Special Issue 9, 527-563.
- Hunt, I. A. (1959), Design of seawalls and breakwaters, *Journal of the Waterways and Harbours Division*, 85, 123-152.
- Ippen, A. T., and Harleman, D. R. F. (1966), Tidal dynamics in estuaries, in *Estuarine and coastline hydrodynamics*, edited by A. T. Ippen, McGraw-Hill.
- Jarrett, J. T. (1976), Tidal prism-inlet relationships. GITI Report 3, U.S. Army Engineers Experimentation Station, Vicksburg, MS.
- Jorgensen, S. V., and Bendoricchio, G. (2001), Fundamentals of ecological modelling, 544 pp., Elsevier.
- Kalivas, D. P., Kollias, V. J., and Karantounias, G. (2003), A GIS for the assessment of the spatio-temporal changes of the Kotychi Lagoon, Western Peloponnese, Greece, *Water Resources Management*, 17, 19-36.
- Kamphius, J. W. (2000), Introduction to coastal engineering and management, World Scientific Publications.
- Keulegan, G. H. (1967), Tidal flow in entrances: Water level fluctuations of basins in communication with seas, U.S. Army Corps of Engineers, Committee on Tidal Hydraulics, Tech. Bull., 14.

- Kim, T. W., Cho, Y. K., and Dever, E. P. (2007), An evaluation of the thermal properties and albedo of a macrotidal flat, *Journal of Geophysical Research*, 112, C12009.
- King, D. (1974), The dynamics of inlets and bays. Technical report n. 22, 86 pp., Coastal and Oceanographic Engineering Laboratory, University of Florida.
- Kirby, J. T., and Dalrymple, R. A. (1994), Combined refraction/diffraction model. Documentation and user manual, Research report n° CACR-02-02, Center for Applied Coastal Research. University of Delaware.
- Kjerfve, B. (1986), Comparative oceanography of coastal lagoons, in *Estuarine variability*, edited by D. A. Wolfe, pp. 63-81, Academic Press, New York.
- Kragtwijk, N. G., Zitman, T. J., Stive, M. J. F., and Wang, Z. B. (2004), Morphological response of tidal basins to human interventions, *Coastal Engineering*, 51, 207-221.
- Kraus, N. C. (1998), Inlet cross-sectional area calculated by process-based model, *Proceedings of the 26th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Copenhagen.
- Kraus, N. C., Militello, A., and Todoroff, G. (2002), Barrier breaching processes and barrier spit breach, Stone Lagoon, California, *Shore and Beach*, 70, 21-28.
- Kraus, N. C., Munger, S., and Patsch, K. (2008), Barrier beach breaching from the lagoon side, with reference to Northern California, *Shore and Beach*, 76, 33-43.
- Kraus, N. C., and Wamsley, R. V. (2003), Coastal barrier breaching, Part 1: Overview of breaching processes, ERDC/CHL CHETNIV-56, US Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg.
- Kwei, E. A. (1977), Biological, chemical and hydrological characters of coastal lagoons of Ghana, West Africa, *Hydrobiologia*, 56, 157-174.
- Le Dissez, A., Sous, D., Vincent, S., Caltagirone, J. P., and Sottolichio, A. (2005), A novel implicit method for coastal hydrodynamics modeling: application to the Arcachon lagoon, *Comptes Rendus Mecanique*, 333, 796-803.
- LeVeque, R. J. (1998), Balancing source terms and flux gradients in high-resolution Godunov methods: The Quasi-Steady Wave-Propagation Algorithm, *Journal of Computational Physics*, 146, 346-365.

- Levin, L. A., Boesch, D. F., Covich, A., Dahm, C., Erséus, C., Ewel, K. C., Kneib, R. T., Moldenke, A., Palmer, M. A., Snelgrove, P., Strayer, D., and Weslawski, J. M. (2001), The function of marine critical transition zones and the importance of sediment biodiversity, *Ecosystems*, 4, 430-451.
- Lin, J. (1996), Coastal modification due to human influence in south-western Taiwan, *Quaternary Science Reviews*, 15, 895-900.
- López Arias, C. (1995), Modelo de transporte de sedimentos de ola-corriente. Aplicación a la Ensenada de Salinas y Ría de Avilés (Asturias), Tesina de Magister. Universidad de Cantabria.
- Losada, M. A., Baquerizo, A., Santiago, J. M., Ávila, A., Moreno, I. M., and Ortega Sánchez, M. (2008), Sea level variability and coastal evolution, *Proceedings of the 31st International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Hamburg.
- Losada, M. A., Desiré, J. M., and Merino, J. (1987), An energy approach to non-breaking wave-induced motion of bottom sediment particles, *Coastal Engineering*, 11, 159-173.
- Losada, M. A., Ortega Sánchez, M., Baquerizo, A., Sánchez Badorrey, E., and Santiago, J. M. (en prensa), Los cambios de morfología en la costa andaluza, in Proyecto Andalucía (Tomo II. Capítulo 9), edited by X. Niell Castanera (Universidad de Málaga), Publicaciones Comunitarias, S.L.
- Luyten, P. J., Jones, J.E., Proctor, R., Tabor, A., Tett, P. and Wild-Allen, K (1999), COHERENS - A coupled hydrodynamical-ecological model for regional and shelf seas: User documentation. MUMM Report, Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea, 911 pp.
- Maza Álvarez, J. A., and García Flores, M. (1996), Transporte de sedimentos, 531 pp., Instituto de Ingeniería UNAM, México.
- McCowan (1981), On the solitary wave, *Philosophical Magazine*, 32, 45-58.
- Miranda, R., Braunschweig, F., Leitao, P., Neves, R., Martins, F., and Santos, A. (2000), MOHID 2000, A coastal integrated object oriented model, *Water Studies*, 7, 393-401.
- Moreno, I. M. (2005), Lagunas litorales de Andalucía. Recopilación. Investigación tutelada, Grupo de Puertos y Costas. Universidad de Granada.

- Mota-Oliveira, I. B. (1970), Natural flushing ability of tidal inlets, *Proceedings of the 12th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Washington, D.C.
- Mouillot, D., Gaillard, S., Aliaume, C., Verlaque, M., Belsher, T., Troussellier, M., and Do Chi, T. (2005), Ability of taxonomic diversity indices to discriminate coastal lagoon environments based on macrophyte communities, *Ecological Indicators*, 5, 1-17.
- Nichols, M. M. (1989), Sediment accumulation rates and relative sea-level rise in lagoons, *Marine Geology*, 88, 201-219.
- Nielsen, P., and Hanslow, D. J. (1991), Wave run-up distribution on natural beaches, *Journal of Coastal Research*, 7, 1139-1152.
- O'Brien, M. P. (1931), Estuary tidal prism related to entrance areas, *Civil Engineering*, 1, 738-739.
- O'Brien, M. P., and Dean, R. G. (1972), Hydraulics and sedimentary stability of coastal inlets, *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Vancouver.
- O'Brien, M. P. (1969), Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 95, 43-52.
- O'Brien, M. P. (1971), Notes on tidal inlets on sandy shores. GITI Report 5, 26 pp., Vicksburg.
- Ortega, M., Velasco, J., Millán, A., and Guerrero, C. (2004), An ecological integrity index for littoral wetlands in agricultural catchments of semiarid mediterranean regions, *Environmental Management*, 33, 412-430.
- Pardo, L. (1948), Catálogo de los lagos de España, Ministerio de Agricultura, Instituto Forestal de Investigaciones y Experiencias, Madrid.
- Payne, R. E. (1972) Albedo of the sea surface, *Journal of Atmospheric Science*, 29, 959-970
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., and Lentz, S. (2002), Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE, *Computers and Geosciences*, 28, 929-937.
- Pierce, J. W. (1970), Tidal inlets and washover fans, *Journal of Geology*, 78, 230-234.

- Ponce, V. M. (1994), Engineering hydrology. Principles and practices, Prentice Hall.
- Postma, H. (1967), Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment, in *Estuaries*, vol. 83, edited by E. Lau, pp. 158-184, American Association of Adv Science Publishers.
- Price, W. A. (1947), Equilibrium of form and forces in tidal basins of coast of Texas and Louisiana, *Bull. Am. Assoc. Pet. Geo.*, 31, 1619-1663.
- Ranasinghe, J. A., Frithsen, J. B., Kutz, F. W., Paul, J. F., Russell, D. E., Batiuk, R. A., Hyland, J. L., Scott, J., and Dauer, D. M. (2002), Application of two indices of benthic community condition in Chesapeake Bay, *Environmetrics*, 13, 499-511.
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C., and Masselink, G. (1999), A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets, *Coastal Engineering*, 37, 1-36.
- Reineck, H., and Singh, I. (1980), Depositional sedimentary environments, 439 pp., Springer-Verlag.
- Riedel, H. P., and Gourlay, M. R. (1980), Inlets/estuaries discharging into sheltered waters, *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Sydney.
- Roe, P. L. (1981), Approximate Riemann solvers, parameter vectors, and difference schemes, *Journal of Computational Physics*, 43, 357-372.
- ROM 1.1. Recomendaciones para el proyecto y construcción de obras de abrigo (en redacción), Puertos del Estado.
- Ruiz-Luna, A., and Berlanga-Robles, C. A. (1999), Modifications in coverage patterns and land use around the Huizache-Caimanero lagoon system, Sinaloa, Mexico: A multi-temporal analysis using LANDSAT images, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 37-44.
- Saint-Venant, B. (1871), Theory of unsteady water flow, with application to river floods and to propagation of tides in river channels, French Academy of Science, 73, 148-154.
- Seabergh, W. C. (2003), Hydrodynamics of tidal inlets, in *Coastal Engineering Manual, Part II*, Coastal Hydrodynamics, Chapter 6, edited by Z. Demirbilek, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.

- Seeling, W. N., Harris, D. L., and Herchenroder, B. E. (1997), A spacially integrated numerical model of inlet hydraulics, GITI Report 14 U.S. Army Coastal Engineering Research Center, Fort Belvoir, Va.
- Smith, J. M. (2003), Surf zone hydrodynamics, in Coastal Engineering Manual, Part II, Coastal Hydrodynamics, Chapter 4, edited by Z. Demirbilek, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Sobey, R. J. (2002), Analytical solution of non-homogeneous wave equation, *Coastal Engineering Journal*, 44, 1-23.
- Stull, R. (2000), Meteorology for scientists and engineers, 2nd edition, 502 pp., Brooks/Cole Thomson Learning (paperback).
- Suprijo, T., and Mano, A. (2006), Maximum flow velocity in equilibrium tidal inlets, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39, 406-409.
- Swain, E.D. (2005), A model for simulation of surface-water integrated flow and transport in two dimensions: User's guide for application to coastal wetlands, U. S. Geological Survey, Open-File Report 2005-1033, 88 p.
- The Overseas Coastal Area Development Institute of Japan (2002), Technical standards and commentaries for port and harbour facilities in Japan, Daikousha Printing Co., Ltd.
- Tseng, M. H. (2003), The improved surface gradient method for flows simulation in variable bed topography channel using TDV-MacCormack scheme, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 43, 71-91.
- Tseng, M. H. (2004), Improved treatment of source terms in TVD scheme for shallow water equations, *Advances in Water Resources*, 27, 617-629.
- Umgiesser, G., and Zampato, L. (2001), Hydrodynamic and salinity modeling of the Venice channel network with coupled 1-D-2-D mathematical models, *Ecological Modelling*, 138, 75-85.
- UNESCO (1980), Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards, Paris.
- van Aalst, W. (Ed.) (1984), The closure of tidal basins, Delft University Press.
- van de Kreeke, J. (1967), Water level fluctuations and flows in tidal inlets, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Division*, 93, 97-106.

- van de Kreeke, J. (1988), Hydrodynamics of tidal inlets, in *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*, edited by D. G. Aubrey and L. Weishar, Springer-Verlag, Berlin.
- van de Kreeke, J. (1992), Stability of tidal inlets: Escoffier analysis, *Shore and Beach*, 60, 9-12.
- van Goor, M. A., Zitman, T. J., Wang, Z. B., and Stive, M. J. F. (2003), Impact of sea-level rise on the morphological equilibrium state of tidal inlets, *Marine Geology*, 202, 211-227.
- van Rijn, L. C. (1989), Handbook of sediment transport by currents and waves, Delft Hydraulics, Report H461.
- van Rijn, L. C. (1993), Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas, Aqua publications.
- van Rijn, L. C. (1984a), Sediment transport, Part I: Bedload transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, 110, 1431-1456.
- van Rijn, L. C. (1984b), Sediment transport, Part II: Suspended load transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, 110, 1613-1641.
- van Rijn, L. C. (1986), Sedimentation of dredged channels by currents and waves, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Division*, 112, 541-559.
- Viaroli, P., and Christian, R. R. (2004), Description of trophic status, hyperautotrophy and dystrophy of a coastal lagoon through a potential oxygen production and consumption index TOSI: Trophic Oxygen Status Index, *Ecological Indicators*, 3, 237-250.
- Walton, T. J., and Adams, W. D. (1976), Capacity of inlet outer bars to store sand, *Proceedings of the 15th International Conference on Coastal Engineering* ASCE, Honolulu.
- Walton, T. L. (2002), Tidal velocity asymmetry at inlets, ERDC/CHL CHETN, IV-47.
- Walton, T. L. (2004a), Escoffier curves and inlet stability, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 130, 54-57.
- Walton, T. L. (2004b), Linear systems analysis approach to inlet-bay systems, *Ocean Engineering*, 31, 513-522.
- Walton, T. L., and Escoffier, F. (1981), Linearized solution to the inlet equation with inertia, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 107, 191-195.

- Ward, L. G., and Ashley, G. M. (1989), Introduction: Coastal lagoonal systems, *Marine Geology*, 88, 181-185.
- Zhou, J. G., Causon, D. M., Mingham, C. G., and Ingram, D. M. (2001), The surface gradient method for the treatment of source terms in the shallow-water equations, *Journal of Computational Physics*, 168, 1-25.

