

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA

Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos

Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente

Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente



Análisis y estimación de la evolución térmica del embalse de

Amadorio con un modelo hidrodinámico

TESINA DE MASTER

Presentada por:

Carolina Rubio López

Dirigida por:

Dr. Javier Paredes Arquiola

Valencia, marzo de 2009

AGRADECIMIENTOS

A mis padres por su apoyo incondicional en todos mis proyectos, por su amor y su fe.

A mi tutor Dr. Javier Paredes, por su ayuda y su dirección en el desarrollo de esta tesina.

Al Dr. Francisco J. Rueda-Valdivia y a Anna Arigosi, de la Universidad de Granada, por brindarme una gran herramienta para la ejecución del modelo.

A mis amigos del master, por sus risas, su compañía, sus enseñanzas; a Diana y a Juan y a todas las personas que hicieron parte de mi vida durante mi estadía en España.

A toda la gente que desde Colombia me apoyó en este proceso y esta etapa que me ha hecho madurar y crecer en tantos aspectos.

A Dios por darme todas las oportunidades para alcanzar las metas que quiero.

Carolina

RESUMEN

En la presente tesina se desarrolla la modelación de la distribución térmica del embalse de Amadorio con el modelo hidrodinámico y ecológico DYRESM-CAEDYM, modelo desarrollado por el *Centre for Water Research, University of Western Australia*.

Para el desarrollo del modelo hidrodinámico, DYRESM, se requiere el tratamiento e introducción de datos meteorológicos, batimétricos e hidrológicos, que permiten ejecutar los algoritmos de mezcla del modelo activados por las entradas y salidas de agua y por flujos de calor entre la atmósfera y la superficie del agua.

El modelo ecológico CAEDYM fue acoplado al modelo hidrodinámico, para evaluar la influencia de las variables de calidad, como el fitoplancton, en la distribución de la temperatura del embalse, tomando como partida los valores de los parámetros de un estudio previo al mismo embalse realizado por la UPV en el año 2006.

Los resultados fueron comparados con mediciones de temperatura realizadas en el embalse a través de una sonda multiparamétrica para la calibración de los parámetros hidrodinámicos y ecológicos más influyentes en la distribución térmica del agua.

RESUM

En la present tesina es desenrotlla la modelació de la distribució tèrmica de l'embassament d'Amadorio amb el model hidrodinàmic i ecològic DYRESM-CAEDYM, model desenrotllat pel *Centre for Water Research, University of Western Australia*.

Per al desenrotllament del model hidrodinàmic, DYRESM, es requerix el tractament i introducció de dades meteorològiques, batimètriques i hidrològiques, que permeten executar els algorismes de mescla del model activats per les entrades i eixides d'aigua i per fluxos de calor entre l'atmosfera i la superfície de l'aigua.

El model ecològic CAEDYM va ser adaptat al model hidrodinàmic, per a avaluar la influència de les variables de qualitat, com el fitoplàncton, en la distribució de la temperatura de l'embassament, prenent com partida els valors dels paràmetres d'un estudi previ al mateix embassament realitzat per la UPV l'any 2006.

Els resultats van ser comparats amb mides de temperatura realitzades en l'embassament a través d'una sonda multiparamètrica per al calibratge dels paràmetres hidrodinàmics i ecològics més influents en la distribució tèrmica de l'aigua.

ABSTRACT

The thesis simulates the thermal structure of the reservoir Amadorio using the hydrodynamic water quality model DYRESM-CAEDYM that was developed by the Centre for Water Research at the University of Western Australia.

The hydrodynamic model, DYRESM, requires the treatment and introduction of meteorological, morphology and hydrologic data, allowing the mixing algorithms to be executed through the dynamics of the inflow and outflow, and the heat flux between the atmosphere and the water surface.

The ecological component was coupled to the hydrodynamic component, to assess the influence of the water quality variables, such as phytoplankton, in the thermal distribution of the reservoir, taking as the departure point, the parameter values of a previous study made at the same reservoir by UPV in 2006.

The results were compared with actual temperature measurements obtained by a multi-parametric sensor. The model had been calibrated for the most influential hydrodynamic and ecological parameters in the thermal distribution of the water.

CONTENIDO

ÍNDICE DE FIGURAS.....III

ÍNDICE DE TABLAS.....VIII

1.	INTRODUCCIÓN	1
2.	DESCRIPCIÓN DEL SITIO DE ESTUDIO	4
2.1	Sistema de Explotación de La Marina Baja	4
2.2	Embalse de Amadorio	5
2.3	Clima	9
2.4	Usos del suelo	11
2.5	Demografía.....	12
2.6	Vertidos	13
2.7	Demandas	13
2.8	Problemática de la zona y del embalse	13
3.	MODELO DE CALIDAD DE AGUA DYRESM-CAEDYM.....	15
3.1	Generalidades	15
3.2	DYRESM	16
3.2.1	Escala de tiempo	16
3.2.2	Número de lago L_N	18
3.2.3	Mezclado de capas	19
3.2.4	Mezcla en hipolimnion	24
3.2.5	Entradas y salidas de agua	25
3.2.6	Flujo de calor	28
3.3	CAEDYM	31
3.3.1	Fitoplancton	31
3.3.2	Partículas inorgánicas	35
3.3.3	Nutrientes.....	36
3.3.4	Oxígeno disuelto	38
3.3.5	Sedimentos.....	42
3.3.6	Otras variables	43
4.	DESARROLLO DEL MODELO HIDRODINÁMICO	44
4.1	Radiación de onda corta	45
4.2	Radiación de onda larga o cobertura de nubes.....	47

4.2.1	Radiación extraterrestre H_0 :	47
4.2.2	Atenuación atmosférica	49
4.2.3	Cobertura de nubes	51
4.3	Velocidad del viento	53
4.4	Precipitación	55
4.5	Hidrología	55
4.6	Datos iniciales	58
4.6.1	Datos observados	58
4.7	Análisis de sensibilidad y calibración	61
4.7.1	Calibración	64
4.8	Resultados	79
5.	DESARROLLO DEL MODELO ECOLÓGICO	82
5.1	Datos disponibles	82
5.2	Estudios previos	83
5.2.1	ICA “Embalse de Amadorio”	84
5.2.2	Azud de Torres	88
5.2.3	Perfiles de OD del embalse	90
5.3	Análisis de sensibilidad y calibración	92
5.3.1	Temperatura	93
5.3.2	Fitoplancton	99
5.3.3	Amonio	102
5.3.4	Ortofosfatos	104
5.3.5	Oxígeno disuelto	108
5.4	Resultados	112
6.	CONCLUSIONES	117
7.	BIBLIOGRAFÍA	120

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Cuenca Hidrográfica del Júcar (fuente: www.chj.es).....	4
Figura 2. Sistema de explotación de La Marina Baja (fuente: UPV, 2006)	5
Figura 3. Unidades Hidrogeológicas de La Marina Baja (fuente: www.chj.es).....	5
Figura 4. Trasvase al embalse de Amadorio (fuente: www.chj.es).	6
Figura 5. Cuenca del Río Amadorio (fuente: www.chj.es).	7
Figura 6. Embalse de Amadorio (fuente: google earth).....	7
Figura 7. Precipitación mensual y temperatura media mensual.	10
Figura 8. Precipitación anual registrada en la estación Villajoyosa (IVIA).	11
Figura 9. Entradas de agua al embalse (fuente: Imerito, 2007; <i>DYRESM science manual</i>)	26
Figura 10. Esquema de modelo ecológico CAEDYM.....	31
Figura 11. Radiación de onda corta diaria	46
Figura 12. Radiación de onda corta media mensual para todo el período de simulación	46
Figura 13. Declinación solar	48
Figura 14. Porcentaje de ocurrencia cobertura de nubes calculadas por los métodos de Brass y del WRE.....	52
Figura 15. Radiación de onda corta diaria medida y calculada con a_i por el método del <i>WRE</i> y el método de <i>Brass</i>	53
Figura 16. Velocidad media mensual de viento.....	54
Figura 17. Probabilidad acumulada de la velocidad media diaria del viento.	54
Figura 18. Precipitación mensual registrada por la estación meteorológica de Villajoyosa.	55
Figura 19. Caudal de entradas y salidas de agua a lo largo del período de simulación. .	56
Figura 20. (A) Batimetría y (B) niveles simulado y real del embalse.	57
Figura 21. Error en nivel de embalse simulado.	58
Figura 22. Estratificación del embalse de Amadorio. Perfiles de temperatura.....	60
Figura 23. Valor medio, máximo y mínimo de temperatura en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo hidrodinámico.....	63
Figura 24. Temperatura simulada con (A) $\varepsilon = 0.60$, (B) $\varepsilon = 0.35$, y (C) $\varepsilon = 0.95$,	65
Figura 25. Error E^I en temperatura simulada con (A) $\varepsilon = 0.35$ y con (B) $\varepsilon = 0.95$	65

Figura 26. Perfiles de otoño de los años 2004, 2005, 2006 y 2007 para simulaciones con (A) $\varepsilon=0.35$ y (B) 0.95.....	66
Figura 27. Temperatura simulada para el año 2005 con (A) $\varepsilon=0.35$ y (B) $\varepsilon=0.95$	69
Figura 28. Error residual de temperatura simulada del año 2005 con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$	70
Figura 29. Temperatura simulada para el año 2006 con (A) $\varepsilon=0.35$ y (B) $\varepsilon=0.95$	71
Figura 30. Error residual absoluto E^2 de temperatura simulada del año 2006 con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$	72
Figura 31. Temperatura simulada para el año 2007 con (A) $\varepsilon=0.35$ y (B) $\varepsilon=0.95$	73
Figura 32. Error residual absoluto E^2 de temperatura simulada del año 2007 con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$	74
Figura 33. Frecuencia del error para todo el período de simulación con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$	75
Figura 34. Error en temperatura simulada con radiación de onda corta calculada a partir de la atenuación atmosférica del método del (A) WRE y (B) Brass.	76
Figura 35. Error residual E^2 en la temperatura con factor multiplicativo de la velocidad del viento de 1.4 y 0.8.....	77
Figura 36. (A) Nivel de embalse modificado y real y (B) simulación de la temperatura con nivel modificado y $\varepsilon=0.35$	78
Figura 37. Promedio de temperatura simulada y observada los primeros 10 m (superior), y los últimos 17 m (inferior), con componente hidrodinámico.	80
Figura 38. Perfiles de temperatura simulada con componente hidrodinámico.....	81
Figura 39. Concentración de amonio. Datos ICA “Embalse de Amadorio”, datos consorcio, datos informe limnológico y valor límite permitido.	84
Figura 40. Concentración de nitratos. Datos ICA “Embalse de Amadorio”, datos consorcio, datos informe limnológico y valor límite permitido.	85
Figura 41. Concentración de fósforo total. Datos ICA “Embalse de Amadorio”, datos informe limnológico y valor límite permitido.	86
Figura 42. Concentración de fitoplancton. Datos de la Confederación Hidrográfica del Júcar y del USR	87
Figura 43. Clasificación trófica del embalse de Amadorio según el índice de Carlson. 88	
Figura 44. Concentración de nitratos en el azud de Torres.....	89

Figura 45. Concentración de amonio en el azud de Torres.....	89
Figura 46. Perfiles de oxígeno disuelto y oxígeno de saturación para el año 2007.....	91
Figura 47. Valor medio, máximo y mínimo de temperatura en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.	93
Figura 48. Error E^1 en temperatura con (A) modelo hidrodinámico y (B) modelo ecológico con $\varepsilon=0.60$	94
Figura 49. Temperaturas observada y simulada con $\varepsilon=0.60$, a 1, 5 m y 20 m de profundidad desde la superficie, con (A) simulación con CAEDYM ($P_{max}=1.9$, $I_{St}=160$, $k_{ep}=0.022$ y $k_r=0.07$) y con (B) simulación con DYRESM.	95
Figura 50. Error residual para simulación con componente hidrodinámico sólo y modelado junto con CAEDYM.	96
Figura 51. Error residual absoluto E^2 en la temperatura simulada con $P_{max}=1.9$ y 0.8. Parámetros en común: $\varepsilon=0.60$, $k_{ep}=0.022$, $k_r=0.07$	96
Figura 52. Temperatura simulada y observada con (A) $\varepsilon=0.35$, (B) $\varepsilon=0.60$ y (C) $\varepsilon=0.95$	98
Figura 53. Error residual absoluto E^2 ordenado de la temperatura simulada con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$	99
Figura 54. Valor medio, máximo y mínimo de fitoplancton en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.	100
Figura 55. Concentraciones medias de fitoplancton para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad (tabla 11).	101
Figura 56. Concentración de fitoplancton simulado en mg Cla/l en el embalse de Amadorio.	101
Figura 57. Valor medio, máximo y mínimo de amonio en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.	102
Figura 58. Concentraciones medias de amonio para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad. (A) simulaciones 14 y 16 y (B) simulaciones 2, 3, 7, 10, 18 y 19 (ver tabla 6).	103
Figura 59. Concentraciones medias de amonio simulado en (A) epilimnion y (B) hipolimnion, y valores medidos en estudios limnológicos del embalse.	104

Figura 60. Valor medio, máximo y mínimo de OD en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.	105
Figura 61. Concentraciones medias de ortofosfato para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad. (A) simulaciones 3,8 y 17 y (B) simulaciones 2 y 13 (ver tabla 6).	106
Figura 62. Error absoluto en temperatura simulada. Con modificación de parámetros más relevantes en las concentraciones de amonio y ortofosfatos.	106
Figura 63. Concentraciones medias de ortofosfatos simulado en (A) epilimnion y (B) hipolimnion, y valores medidos en estudios limnológicos del embalse.	107
Figura 64. Valor medio, máximo y mínimo de OD en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.	108
Figura 65. Concentraciones medias de oxígeno para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad (tabla 11).	109
Figura 66. Concentración de oxígeno disuelto observado y simulado a 3 y 15 m de profundidad con (A) $rSos=0.3$, (B) $rSos=1.0$ y (C) $rSos=5.0$	110
Figura 67. Oxígeno disuelto simulado y observado con series con (A) $DOP1_{max}=0.07 \text{ dia}^{-1}$, $DON1_{max}=0.03 \text{ dia}^{-1}$ y $koNH=0.05 \text{ dia}^{-1}$; y con (B) $DOP1_{max}=0.05 \text{ dia}^{-1}$, $DON1_{max}=0.01 \text{ dia}^{-1}$ y $koNH=0.12 \text{ dia}^{-1}$	111
Figura 68. Concentración de oxígeno disuelto simulado en mg/l.	111
Figura 69. Promedio de temperatura simulada y observada los primeros 10 m (superior), y los últimos 17 m (inferior), con componente hidrodinámico y ecológico.	113
Figura 70. Perfiles de temperatura simulada y observada. Eje X temperatura (°C), eje Y altura desde el fondo (m).	114
Figura 71. Temperatura observada, simulada y error E^l en temperatura simulada con modelo DYRESM-CAEDYM	115
Figura 72. Distribución de temperatura simulada en °C en el embalse de Amadorio con modelo (A) DYRESM y con (B) DYRESM-CAEDYM.	116

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de características del embalse de Amadorio (fuente: UPV, 2006).	9
Tabla 2. Población en los municipios de La Marina Baja (fuente: www.dip-alicante.es)	12
Tabla 3. Variables del fósforo que modela CAEDYM (fuente: Romero et al., 2004, <i>CAEDYM Science Manual</i>).	37
Tabla 4. Variables del nitrógeno que modela CAEDYM (fuente: Romero et al., 2004, <i>CAEDYM Science Manual</i>).	38
Tabla 5. Coeficiente para describir la reflexión solar o Albedo.	50
Tabla 6. Parámetros usados en análisis de sensibilidad del modelo hidrodinámico.....	62
Tabla 7. Profundidad de disco de Secchi y coeficiente de extinción lumínica correspondiente para el embalse de Amadorio.	67
Tabla 8. Valores de parámetros usados en el modelo hidrodinámico.....	79
Tabla 9. Clasificación trófica establecida por la OECD (1982) (fuente: Criterios OECD)	86
Tabla 10. Límite de eutrofia según índice de Carlson.	88
Tabla 11. Parámetros usados en análisis de sensibilidad del modelo ecológico.	92
Tabla 12. Parámetros del modelo de calidad CAEDYM usados en el embalse de Amadorio.	112

1. INTRODUCCIÓN

El aumento poblacional y social ha traído como consecuencia un incremento de nutrientes en el agua y por consiguiente un aumento de la eutrofización de los recursos hídricos. Responsable de este enriquecimiento de nutrientes son las diversas actividades humanas como la agricultura, la ganadería o simplemente el vertido de las aguas residuales.

El régimen de los ríos es bastante variable, con caudales muy bajos en verano, o incluso, sin caudal, lo cual pone en peligro el uso de este recurso una parte del año, probablemente cuando se hace más necesario. Por dichas razones, la construcción de embalses se hace necesaria para cumplir las funciones de laminación de caudales en períodos de avenidas y de almacenamiento de agua para los períodos en que los caudales de los ríos no satisfacen la demanda.

Con frecuencia se encuentra que las fuentes que aportan agua a los embalses no garantizan la calidad requerida para el uso solicitado y que además, pueden estar cargados de contaminantes o exceso de nutrientes.

Por la razón anteriormente expuesta, así como por la escasez que en este preciado recurso se ha ido incrementando, la modelación de la calidad de las aguas va tomando mayor importancia con el transcurrir de los años. Al ser los embalses la estructura contenedora de las aguas, su calidad debe permanecer en los estándares seleccionados para el consumo humano y agrícola, el ecosistema que allí se desarrolla, y la diversión, entre otros.

El embalse de Amadorio, objeto de estudio del presente proyecto, se encuentra en la comarca de La Marina Baja, la cual ha sufrido una importante transformación socioeconómica, trayendo un crecimiento demográfico, un cambio en los usos del suelo y como consecuencia, cambios en el uso y la demanda del agua. Dicho embalse presenta un estado alto de eutrofización, lo cual conlleva a serios desequilibrios ecológicos: exceso de nutrientes, generación de biomasa vegetal, sedimentación de materia orgánica

muerta, incremento de la DBO, condiciones anaeróbicas en el hipolimnion, y por consiguiente, mala calidad de agua para abastecimiento humano.

La importancia de dicho embalse radica en la misma escasez del recurso hídrico en la zona, siendo junto con el embalse de Guadalest, la fuente de abastecimiento de la comarca de La Marina Baja. Por lo tanto la modelación de su calidad es vital para la gestión de sus aguas.

La modelación se ha llevado a cabo usando el modelo hidrodinámico *Dynamic Reservoir Simulation Model* (DYRESM) junto con el modelo ecológico *Computational Aquatic Ecosystems Dynamic Model* (CAEDYM), y que ha sido usado previamente y con éxito en cierta cantidad de lagos (Shcladow y Hamilton, 1997; Trolle et al., 2008; Imberger et al., 2003; Hornung, 2002; entre otros).

DYRESM-CAEDYM fue desarrollado por el *Centre of Water Research* (CWR), *University of Western Australia* y como bien se ha dicho, es un modelo unidimensional multicapa, es decir, divide la columna de agua en varias capas horizontales, y usa distintos algoritmos para procesos de mezcla de dichas capas, así como para la entrada de agua por ríos o por acuíferos y para la salida de agua del embalse.

La hipótesis de unidimensionalidad es asumida pues la estratificación por densidad encontrada en lagos y embalses inhibe el movimiento vertical, mientras que las variaciones horizontales de densidad son rápidamente estabilizadas por advección o convección (Imerito, 2007).

Algunos procesos físicos, como la estratificación térmica, junto con transformaciones biológicas y químicas, son sensibles a la temperatura. El aumento de esta variable conduce a una disminución en la solubilidad del oxígeno en el agua, a un incremento del metabolismo microbiano y de la DBO.

La meteorología de la zona es determinante para el estado de calidad de agua de un embalse. Las variaciones de la temperatura del agua en superficie generadas por los cambios en la temperatura del aire o por la lluvia pueden acelerar las corrientes de

convección y provocar la rotura de la termoclina, provocando, por ejemplo, la aparición rápida de fitoplancton.

Por esta razón, la combinación de los procesos hidrodinámicos con los ecológicos permite tener una idea de la calidad del agua en el embalse, su evolución térmica y su estado de eutrofización.

En este estudio se realiza una modelación tanto hidrodinámica como ecológica del citado embalse, que permita conocer más la dinámica y evolución de la temperatura, y tener una magnitud de la influencia de los procesos ecológicos en la misma.

El objetivo de esta tesina es determinar la evolución térmica del embalse de Amadorio mediante el uso del modelo unidimensional hidrodinámico DYRESM y la influencia del componente ecológico CAEDYM sobre la distribución de las temperaturas en el embalse.

Este objetivo se llevará a cabo mediante el análisis de los datos meteorológicos y de otras variables de entrada del modelo; y la calibración y validación de parámetros ecológicos e hidrodinámicos para la estimación de las variables de calidad en el embalse.

2. DESCRIPCIÓN DEL SITIO DE ESTUDIO

2.1 Sistema de Explotación de La Marina Baja

El embalse de Amadorio pertenece a la Confederación Hidrográfica del Júcar, y al Sistema de Explotación de La Marina Baja, la cual se sitúa en la comarca con el mismo nombre ocupando una superficie total de 583 km². Es el sistema que menores recursos hídricos posee en toda la cuenca del río Júcar, con sólo 49 hm³.

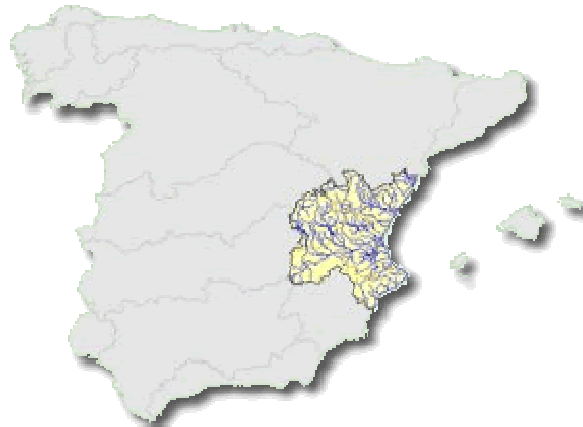


Figura 1. Cuenca Hidrográfica del Júcar (fuente: www.chj.es)

Como fuente de recursos hídricos cuenta con dos cuencas hidrográficas las cuales son: la cuenca del río Algar-Guadalest de 215.44 km² de superficie, y la del río Amadorio de 205 km². También cuenta con los acuíferos Barrancones-Carrasqueta con un área dentro del sistema de 13.19 km², Orcheta con 264.69 km², Peñon-Montgo-Bernia con 22.55 Km², Serrella-Aixorta-Algar con 99.57 km² y Sierra Aitana con 206.86 km².

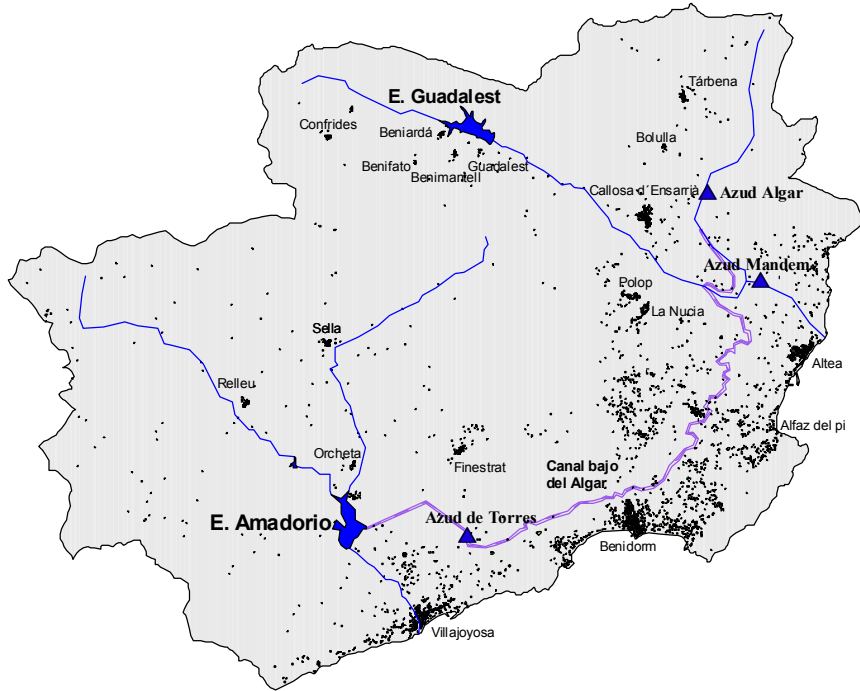


Figura 2. Sistema de explotación de La Marina Baja (fuente: UPV, 2006)

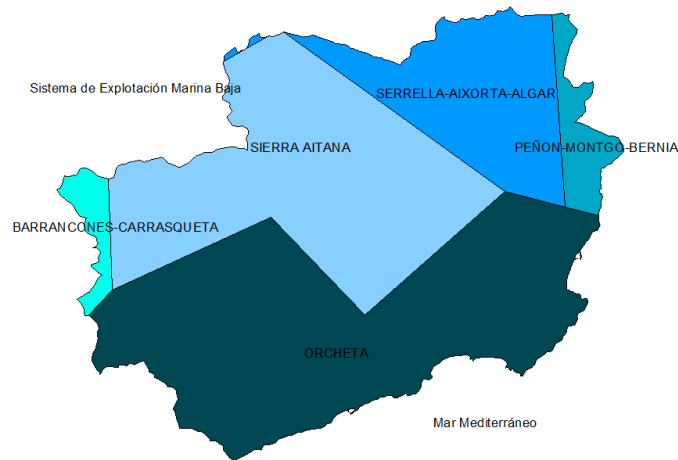


Figura 3. Unidades Hidrogeológicas de La Marina Baja (fuente: www.chj.es)

Los usos consuntivos de todo el recurso en la comarca son de $62.64 \text{ hm}^3/\text{año}$, de los cuales 30.49 representan la demanda urbana, 31.15 la agrícola y 1.00 la industrial.

2.2 Embalse de Amadorio

El embalse de Amadorio fue construido en 1957 a lo largo del cauce del río con el mismo nombre el cual tiene una longitud de 28,4 km. Dicho río nace en las sierras de Retamar, continúa su cauce hacia el sureste por las sierras de la Grana y del Aguilar,

donde se le unen los barrancos de la Surca y de los Bortolons por la izquierda, llega a la ciudad de Relleu donde recibe sus aguas residuales y donde existe un pequeño embalse destinado al riego que está previsto ser rehabilitado para mejorar la regulación del río. Aguas abajo de este embalse, el río recibe las aguas de los barrancos de la Pedrera y de la Cueva y finalmente se une al río Sella, su principal afluente, en el embalse de Amadorio. A partir de este punto, el caudal del río es mínimo. Finalmente desemboca en el mar mediterráneo luego de atravesar la ciudad de Villajoyosa y de recoger las aguas de la depuradora de dicha ciudad.

El río Sella nace de la unión de los barrancos de Tangarina y El Seguro en la sierra de Retamar. Sus aguas fluyen por la población de Sella donde recibe las aguas de la EDAR de esta población y del barranco de Arch por la margen izquierda. Aguas abajo se le unen, también por la margen izquierda, los barrancos de Charquer y el arroyo Salado. Luego toma la dirección sureste, dejando la población de Orcheta en su margen derecha y desembocando en el embalse de Amadorio.

Dicho embalse recibe también una importante aportación de los sobrantes y escorrentías de los ríos Algar y Guadalest en el azud del Mandem, a través del Canal bajo del Algar (figura 4), cuya capacidad de transporte es de $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$, hasta el azud del río Torres, donde se unen a las aportaciones de esta cuenca y a los vertidos de la EDAR de Finestrat, para finalmente ser impulsadas hasta el embalse de Amadorio, con una capacidad de $1.5 \text{ m}^3/\text{s}$.



Figura 4. Trasvase al embalse de Amadorio (fuente: www.chj.es).

Los municipios más afectados por la cuenca del Río Amadorio son Relleu, Sella, Orcheta y Villajoyosa. Otros menos afectados, son Torre de les Maçanes (l'Alacantí), Penàguila y Alcoleja (l'Alcoiá) por el Noroeste, Benimantell por el Noreste y Finestrat por el Este.

El territorio dentro de la cuenca es quebrado, con pendientes pronunciadas, barrancos profundos y con pocas zonas boscosas sobre todo en Sella.



Figura 5. Cuenca del Río Amadorio (fuente: www.chj.es).

La capacidad del embalse es de 16 hm^3 , tiene una presa de gravedad de 63 m de altura y 333 m de longitud de coronación y un aliviadero de compuertas de $400 \text{ m}^3/\text{s}$ de capacidad. Su superficie de lámina de agua es de 103 has y su profundidad es de 41 m.

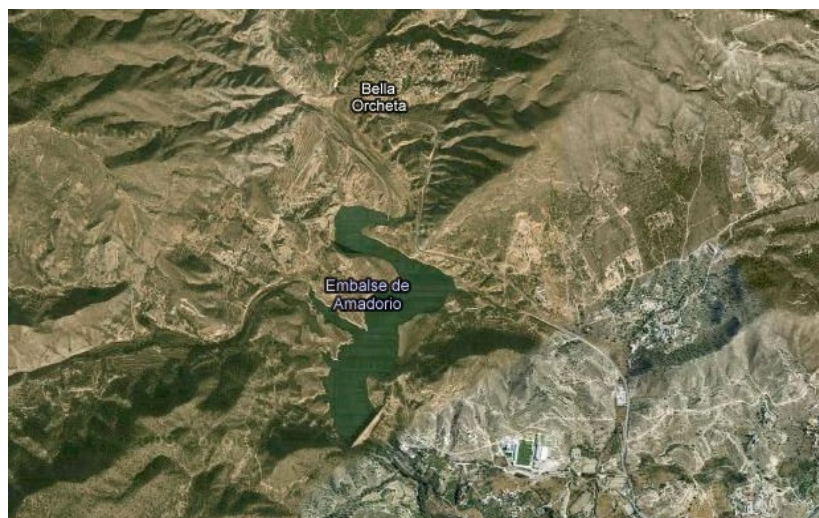


Figura 6. Embalse de Amadorio (fuente: google earth)

El embalse está destinado a abastecer las ciudades de Benidorm y Villajoyosa en situaciones extraordinarias especialmente en verano, cuando el aumento de población es muy grande, ya que normalmente estas ciudades son abastecidas por el embalse de Guadalest, el cual se encuentra cercano a la población con el mismo nombre y también en la provincia de Alicante, a unos 17 km al noreste del embalse de Amadorio.

Datos administrativos	Datos geográficos
Nombre de la presa: AMADORIO Fase según RTSPYE: Explotación Titular de la presa: ESTADO Proyectista: J. Aura Candela Categoría en función del riesgo potencial: A Fecha de finalización de las obras: 01-01-1957 Coordenadas en UTM 30: 738390 - 4272435	Río en el que se encuentra la presa: AMADORIO Municipio: VILLAJOSYOSA Cuenca hidrográfica: JÚCAR Provincia: ALICANTE
	Datos Hidrológicos
	Superficie de la cuenca hidrográfica (km ²): 205,00 Aportación media anual (hm ³): 6,00 Precipitación media anual (mm): 360,00 Caudal punta avenida de proyecto (m ³ /s): 400,00
Usos del embalse	Datos de la Presa
Usuarios: Consorcio abast. y san. Marina Baja de Alicante, C.R. de las huertas DFE Villajoyosa Tipos: Abastecimiento, Riego	Tipo de presa: Gravedad Cota coronación (m): 130,00 Altura desde cimientos (m): 64,00 Longitud de coronación (m): 333,00
Datos del embalse	Cota cimentación (m): 66,00 Cota del cauce en la presa (m): 72,00 Volumen del cuerpo presa (1000 m ³): 268,00 Cota tomas (m): Margen derecha: 90,00 Margen izquierda: 108,50
Superficie del embalse a NMN (ha): 103,00 Capacidad a NMN (hm ³): 16,00 Cota del NMN (m): 127,00	
Datos del aliviadero	Datos del desagüe
Número total de aliviaderos en la presa: 1 Capacidad (m ³ /s): 520,00 Regulación: Compuertas	Número total de desagües en la presa: 1 Capacidad (m ³ /s): 68,00 Cota de desagüe (m): 80,00

Tabla 1. Resumen de características del embalse de Amadorio (fuente: UPV, 2006).

2.3 Clima

El clima de la región es mediterráneo semiárido, presentándose los valores más bajos de precipitación en la desembocadura del río Amadorio, aumentando en sentido Norte-

Oeste hasta alcanzar casi los 600 mm/año en Callosa d'Ensarria. La precipitación media anual es de 400 mm/año, se caracteriza por ser bastante irregular en el espacio y el tiempo. Las precipitaciones se concentran en la época de lluvias torrenciales (septiembre y octubre) causadas por la gota fría, las cuales pueden llegar a 200 mm en 24 horas y causar severas inundaciones.

Las temperaturas medias anuales están alrededor de los 17 °C, con tendencia a aumentar desde el interior hacia la costa. Su orografía provoca contrastes termométricos fuertes entre las llanuras o valles litorales y las cimas y valles más altos e interiores (elevaciones sobre los 1000 msnm), caracterizados los primeros por una temperatura cálida y por un dominio continental los segundos.

La gráfica a continuación, muestra la precipitación a lo largo de 8 años y la temperatura media del aire, tomadas por la estación meteorológica de Villajoyosa (IVIA).

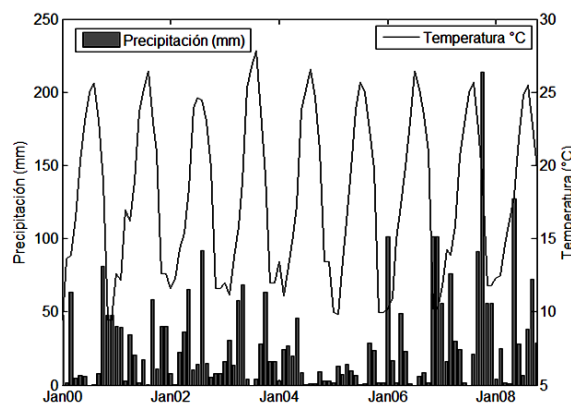


Figura 7. Precipitación mensual y temperatura media mensual.

Claramente puede apreciarse que las altas temperaturas coinciden con los meses secos y viceversa. De igual forma, en la gráfica siguiente puede apreciarse la precipitación anual, cuyo valor medio alcanza los 329 mm. Los años 2007 y 2005 presentaron lluvias salidas de la media, con precipitaciones de casi 600 mm en el primero y por debajo de los 200 mm en el segundo.

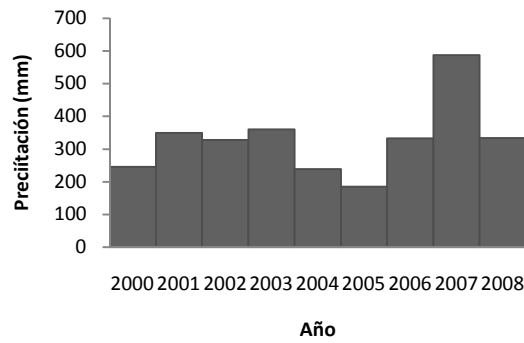


Figura 8. Precipitación anual registrada en la estación Villajoyosa (IVIA).

2.4 Usos del suelo

El uso del suelo en la comarca de La Marina Baja está marcado por una intervención antrópica intensiva.

En el año 1956, los cultivos de secano ocupaban una superficie del 35% de la cuenca, que actualmente sufren un progresivo abandono. En el año 1978 estos cultivos habían descendido a un 23% y en la actualidad se encuentran en un 14% de la superficie de la cuenca. La transformación de estos cultivos ha sido en regadío (cítricos y frutales) aumentando su superficie hacia el año 1978, que luego, para el año 2000 había disminuido debido al aumento poblacional y al asentamiento de un sector turístico bastante marcado en la zona, principal poder económico.

Las zonas herbáceas y arbustivas siguen ocupando la misma superficie a lo largo del tiempo, pero han sufrido un desplazamiento desde la costa hacia el interior, consecuencia del abandono de las zonas cultivadas del interior y a la creciente urbanización en las zonas más cercanas a la costa, fruto de la intensa actividad antropogénica.

La superficie arbórea (pinares básicamente) ha experimentado un crecimiento sustancial. En el año 1956 ocupaba el 18% de la superficie, aumentando luego al 23% en el año 1978. Actualmente ocupa una extensión del 30% del suelo de la cuenca.

Para el año 2000, las coberturas artificiales (suelo urbano e infraestructuras de transporte) habían pasado de 2 km² a 42 km² en 44 años. Su porcentaje es bajo pero creciente, respecto a la superficie total de la cuenca.

Finalmente los espacios abiertos como playas y dunas no han variado significativamente.

2.5 Demografía

La Marina Baja está integrada por 18 municipios y tiene una población censada de 187.711 habitantes, según los datos del año 2008. En temporada estival y debido al flujo turístico, se registra un incremento muy importante de la población, en torno al 200% (UPV, 2006).

MUNICIPIOS (Población en habitantes).	2003	2004	2005	2008
ALFÀS DEL PI (L')	16164	14656	16843	20939
ALTEA	18976	19514	21154	23532
BENIARDÀ	215	199	235	258
BENIDORM	64267	64956	67492	70280
BENIFATO	168	173	165	194
BENIMANTELL	443	447	487	472
BOLULLA	357	364	392	415
CALLOSA D'EN SARRIÀ	8060	7957	8179	8224
CONFRIDES	325	301	286	279
FINESTRAT	2858	3377	3797	5844
CASTELL DE GUADALEST (EL)	194	204	207	217
NUCIA (LA)	11522	10672	12573	16958
ORXETA	285	675	718	830
POLOP	2489	2934	3353	4112
RELLEU	856	925	1022	1205
SELLA	591	620	633	646
TÀRBENA	736	721	736	772
VILLAJOSYOSA/VILA JOIOSA (LA)	26433	26792	27983	32534

Tabla 2. Población en los municipios de La Marina Baja (fuente: www.dip-alicante.es)

Los núcleos más importantes son Benidorm y Villajoyosa, que engloban más del 50% de la población, ambos núcleos se encuentran aguas abajo del embalse. Junto con Altea y Alfás del Pi representan el 80% de la población total del sistema.

2.6 Vertidos

Al embalse de Amadorio llegan los vertidos de las EDAR de las poblaciones de Relleu y Sella, que en ambos casos eliminan nitrógeno y fósforo, a través de los cauces del río Amadorio y el río Sella. El embalse puede alcanzar las aguas residuales de otros municipios a través de los bombeos que se realizan en el azud del Mandem (municipios de Bolulla y Tárben y la EDAR “Cuenca del Guadalest”) y en el azud de Torres (EDAR de Finestrat).

2.7 Demandas

El agua demandada al embalse de Amadorio se clasifica en agrícola y urbana, ya que el uso industrial es casi nulo. La demanda agrícola es aquella que no se satisface con la reutilización de las aguas de las EDAR de Altea, Benidorm y Villajoyosa. Entre los años 2003 y 2005 la media anual del volumen suministrado para este fin es algo mayor de 1 hm³/año (UPV, 2006).

El volumen medio suministrado desde el embalse de Amadorio es de 6.34 hm³/año, para los últimos 8 años. Este valor está casi destinado a aumentar como consecuencia del aumento de la población en los centros urbanos.

2.8 Problemática de la zona y del embalse

La Marina Baja es una zona de alto riesgo en lo referente a las sequías, lo que genera un impacto socioeconómico grave al tratarse de una zona con bastante extensión del regadío y ser un polo turístico.

Para mitigar la escasez de agua y optimizar el recurso, se han realizado diversas actuaciones mediante infraestructuras de captación y regulación y aprovechamiento de sobrantes, que han alcanzado un buen nivel de servicio (trasvases del azud de Mandem y del azud de Torres, por ejemplo).

El déficit previsto para el año horizonte es de unos 6 hm³, lo que conlleva al aumento en la utilización de aguas depuradas generadas por el propio proceso de urbanización. La principal fuente de aportación del embalse de Amadorio son los excedentes de la cuenca del Guadalest y Algar, que son transportadas por el Canal bajo del Algar, y las aportaciones del río Torres, retornos de riego principalmente, y vertidos de las depuradoras especificados en el apartado 2.6. Por lo tanto, la presión urbanística a la que está sometida su cuenca receptora hace que este embalse sufra un proceso de deterioro, reflejado en un incremento de la eutrofización de sus aguas.

3. MODELO DE CALIDAD DE AGUA DYRESM-CAEDYM

Los modelos hidrodinámicos y de calidad de los ecosistemas acuáticos se han vuelto más abundantes y atractivos desde los primeros modelos desarrollados en la década de los 70.

Generalmente, los modelos hidrodinámicos se encuentran en cualquiera de estas dos categorías: la primera, son los modelos simples de advección-difusión que requieren pocos datos de entrada, como por ejemplo MINLAKE y AQUASIM la segunda, incluye los modelos basados en esquemas de mezcla en profundidad a través de la producción de energía cinética turbulenta, como DYRESM y una nueva versión del AQUASIM (Imberger et al., 2003).

La diferencia entre modelos es básicamente la forma en que se produce la mezcla con la energía cinética turbulenta. Por ejemplo, a través de un solo parámetro, o dos componentes, o como el caso de DYRESM, calculando dicha energía cinética en tres procesos, que se describen más adelante en el apartado 3.2.3.

3.1 Generalidades

DYRESM es un modelo unidimensional que simula la distribución vertical de la temperatura, salinidad y densidad del agua en embalses y lagos. Junto con CAEDYM, combina procesos hidrodinámicos y ecológicos como la producción de fitoplancton, ciclos de nutrientes y concentraciones de oxígeno, además de dinámica de partículas.

Teóricamente el modelo hidrodinámico no necesita calibración (Hamilton y Schladow, 1997), sin embargo en la realidad la evolución de la temperatura depende de algunos parámetros y configuraciones del modelo que hacen necesario un proceso de calibración. El componente ecológico, por otro lado, si necesita ser calibrado, ajustando los numerosos parámetros biológicos y químicos incluidos en el modelo.

3.2 DYRESM

Como se aclaró previamente, el modelo DYRESM es unidimensional, ya que los cambios en la dirección vertical juegan un papel más importante que los ocurridos en la dirección horizontal. Esto conlleva a la construcción de las capas horizontales Lagrangianas, que representan el perfil vertical del lago o embalse y pueden contraerse y expandirse en respuesta a las entradas o salidas de agua dentro del embalse. La formulación Lagrangiana, evita la necesidad del cálculo de velocidades verticales, minimizando así el tiempo computacional (Hamilton y Schladow, 1997). La distribución vertical es representada por la diferencia de propiedades entre capas. El espesor de las mismas es ajustado en el modelo de acuerdo a la resolución requerida para representar el gradiente de densidad vertical.

Las capas se fusionan y sus propiedades son promediadas volumétricamente a la vez que el número total de capas decrece de acuerdo a esto y de acuerdo a los límites de espesor de las mismas establecidos por el usuario. De esta forma, las capas fusionadas serán partidas siguiendo el criterio de máximo espesor de capas. Así mismo, cuando una capa tiene un espesor menor que el mínimo especificado, entonces dicha capa es fusionada con la más pequeña de sus vecinas, lo cual puede ocurrir cuando hay una salida de agua del embalse.

3.2.1 Escala de tiempo

Como las entradas y salidas de agua no varían apreciablemente en escalas de tiempo pequeñas, el modelo usa una escala diaria para éstas; pero el proceso de mezcla de capas con los subprocesos que éste conlleva (hidrodinámico y ecológico), es ejecutado en una escala sub-diaria. Esta escala sub-diaria está ligada a las dos fuerzas externas mayores, que son la transferencia térmica y la fuerza del viento (Hamilton y Schladow, 1997).

3.2.1.1 Componente térmica

Para definir la escala de tiempo ligada a la componente térmica, se determina el fotoperiodo según Kreith y Kreider (1978):

$$T_p = \frac{86400}{\pi} \cos^{-1} \left[\tan \left(\pm \frac{\pi L}{180} \right) \tan \left[-23.45 \frac{\pi}{180} \operatorname{sen} \left[\frac{2\pi(284+N_d)}{365} \right] \right] \right] \quad (1)$$

Donde N_d es el número de días desde el comienzo del año y L es la latitud en grados, positivo para el hemisferio norte y negativo para el sur.

Los flujos de energía a través de la superficie del agua debidos a las transferencias de calor sensible y latente también son tenidos en cuenta. De esta forma, comenzando con el mediodía solar (comienzo del día en el modelo), la longitud de tiempo requerida para producir un cambio de 3°C de temperatura en la capa más superficial del modelo es definida como (Hamilton y Schladow, 1997):

$$\Delta t_{th} = 3\rho_s V_s C_p / \left[A_s \left(LW_{net} - E - H + \int_{t_1}^{t_2} \frac{q_0 dt}{t_2 - t_1} \right) - A_{s-1} \int_{t_1}^{t_2} \frac{q_0 e^{-\varepsilon h} dt}{t_2 - t_1} \right] \quad (2)$$

Donde δ es la densidad del agua, V y A son el volumen y el área de la superficie de la capa respectivamente, C_p es el calor específico, LW_{net} la radiación de onda larga neta medida, E y H la evaporación y el calor sensible calculados, q_0 es la radiación de onda corta, ε es el coeficiente de extinción lumínica y h es la profundidad de la capa, s y $s-1$ son la capa de interés y la inmediatamente debajo de ella.

Ahora, Δt_{th} es comparado con el final del tiempo del fotoperiodo. Si el primero es menor que el segundo, entonces éste es usado como el intervalo de tiempo térmico, si lo excede, se usa el segundo (Hamilton y Schladow, 1997).

3.2.1.2 Fuerza del viento

La escala del tiempo ligada a la fuerza ejercida por el viento se calcula como el tiempo requerido para limitar el incremento en la velocidad de corte de la superficie de la capa a 0.1 m/s (Hamilton y Schladow, 1997).

$$\Delta t_s = \frac{0.1h}{u_*^2} \quad (3)$$

Donde u_*^2/h , es la aceleración de la capa, u_* es la escala de velocidad de corte del viento y h es el espesor de la capa.

Finalmente, la escala de tiempo usada en el modelo es el menor de los valores entre la componente térmica y la presión del viento ($\Delta t = \min\{\Delta t_{th}, \Delta t_s\}$). La longitud de tiempo mínima son 15 min y la máxima es el total de horas de oscuridad de un día particular. Esta longitud se recalcula al completarse cada escala de tiempo, debido a las variaciones a lo largo del día de la radiación de onda corta y de las propiedades de la superficie de capas (Hamilton y Schladow, 1997).

3.2.2 Número de lago L_N

Para entender el proceso interno de mezclado es importante definir el número de lago, L_N , el cual, valida la hipótesis de un modelo unidimensional (Imberger y Patterson, 1990). Dicho L_N está definido en términos de la estabilidad de la estratificación y en la influencia de perturbación del viento.

Considerando un embalse con una estratificación $r(z)$ sobre el cual actúa la fuerza del viento con una velocidad de fricción sobre la superficie del mismo u_* (ecuación 10), se encuentra operando una red de fuerzas que tienden a invertir la estructura de densidades de la columna de agua.

Tomando momentos en el centro del volumen localizado en z_g se obtiene por equilibrio:

$$(z_H - z_g) \int_{A(z_H)} \rho_0 u_*^2 dA = (z_g - z_0) Mg\beta \quad (4)$$

Donde z_H es la altura de la columna de agua, z_0 el centro de gravedad de la masa de agua con estratificación por densidades $r(z)$ a una altura z sobre el fondo del lago, A es el área sobre la cual actúa la tensión del viento, M es la masa total de agua y β la inclinación de la termoclina, lo que conduce al número de lago:

$$L_N = \frac{(z_g - z_0)Mg\beta}{\int_{A(z_H)} \rho_0 u_*^2 dA(z_H - z_g)} \quad (5)$$

Finalmente, si se asume una tensión del viento τ (ecuación 11) constante sobre la superficie, L_N se define así:

$$L_N = \frac{(z_g - z_0)Mg\beta}{A\tau(z_H - z_g)} \quad (6)$$

Si $L_N \gg 1$, entonces la estratificación es mayor que las fuerzas perturbadoras del viento y la hipótesis de unidimensionalidad es válida. Bajo estas circunstancias se espera estratificación horizontal con pocas seiches y poca mezcla turbulenta en el metalimnion o hipolimnion.

3.2.3 Mezclado de capas

La mezcla de las capas está basada en la cantidad de energía cinética y potencial disponible. Dicha mezcla se realiza por conservación de masa, energía y momento, capa por capa, comenzando en la superficie libre. De esta forma, se compara la energía disponible para la mezcla de dos capas con la energía requerida para ello. Si hay suficiente energía disponible, entonces las dos capas son mezcladas. La energía restante quedará disponible para otras mezclas en capas más profundas y para el siguiente Δt . El mezclado se detiene cuando la energía restante no es suficiente. Los parámetros para la eficiencia de los procesos de mezclado se fijan a valores derivados de consideraciones teóricas, experimentos de laboratorio y observaciones de campo (Hamilton y Schladow, 1997).

Existen tres mecanismos por los que se genera la energía cinética turbulenta (ECT), estos son: procesos convectivos, agitación del viento y flujo de corte entre capas (Imerito, 2007). En cada escala de tiempo, estos mecanismos de mezcla son modelados separadamente uno tras otro (Hornung, 2002) y se describen a continuación.

3.2.3.1 Procesos convectivos

Debido al enfriamiento de la superficie pueden presentarse inestabilidades en las capas (Hornung, 2002). Cuando esto sucede las capas se fusionarán y una fracción de la energía potencial liberada estará disponible. La eficiencia de esta conversión se determina con el término η_p . Luego, cuando dos capas son fusionadas, de las cuales al menos una tiene una velocidad media diferente de cero, debida a la aceleración por acción del viento en el anterior Δt , se libera una fracción de la energía cinética inherente a la velocidad media de las capas, la cual estará disponible para futuras mezclas, con una eficiencia η_K .

$$EC_{conv} = \eta_p \rho_N A_{N-1} w_*^3 \Delta t \quad (7)$$

Donde N representa la capa superficial y decrece hasta 1 en la capa del fondo y A es el área de la capa. La velocidad de penetración convectiva w_* se define así (Imberger y Patterson, 1981):

$$w_*^3 = \frac{g}{\rho_N \Delta t} \left\{ \frac{\sum_{i=K}^N \rho_i (h_i - h_{i-1})(h_i + h_{i-1})}{2} - \frac{(h_N - h_{K-1})}{2} \sum_{i=K}^N \rho_i (h_i - h_{i-1}) \right\} \quad (8)$$

Donde h es la altura de la capa, y K representa la última capa arrastrada dentro del proceso de mezcla de capas durante la estabilización de densidades.

3.2.3.2 Agitación del viento

La energía producida por agitación del viento en la capa superficial de la masa de agua liberada en el actual Δt , mas cualquier energía cinética restante del anterior Δt , mas la liberada por los procesos convectivos, forman la ECT_{dis} disponible para siguientes mezclas (Hornung, 2002).

Es aquí cuando, comenzando por la superficie libre, la energía requerida para la mezcla de una capa con una debajo de ella (que no es más que el incremento en la energía potencial), es comparada con la disponible, si la primera es menor que la segunda, se

mezclarán las dos capas y la energía restante se usará para la mezcla de las siguientes capas, hasta que la ECT_{dis} sea insuficiente para ello (Hornung, 2002).

$$EC_{stirr} = \eta_S \rho_N A_{N-1} u_*^3 \Delta t \quad (9)$$

Donde η_S es la eficiencia de agitación del viento y u_* es velocidad de corte del viento:

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_w} \quad (10)$$

El flujo de momento en superficie τ se calcula en función de la velocidad del viento U :

$$\tau = C_M \rho_a U^2 \quad (11)$$

Donde C_M , es el coeficiente de transferencia de momento y ρ_a y ρ_w son las densidades del aire y de la capa superficial del embalse, respectivamente. El coeficiente C_M se determina con un procedimiento iterativo (Hicks, 1975) en el caso de asumirse estabilidad atmosférica no neutra, de lo contrario, el algoritmo toma el valor de C_M como un valor constante (1.3×10^{-3}).

3.2.3.3 Flujo cortante

Los dos mecanismos descritos anteriormente básicamente mezclan las capas superficiales, por el contrario, éste último mecanismo puede ser interpretado como la profundización por corte en las capas más profundas (Hornung, 2002). Esto se hace calculando la velocidad media horizontal U_N , que la capa de la superficie alcanzó al final del Δt por la aceleración del viento.

$$U_N(t + \Delta t) = U_N(t) + \frac{u_*^2}{\Delta Z_N} \Delta t \quad (12)$$

Donde $U_N(t)$ es la velocidad media de la capa del Δt previo luego de posibles ajustes por mezclas con los mecanismos anteriores. Cabe anotar, que la aceleración sólo comienza cuando la velocidad del viento U excede la velocidad crítica del viento U_{crit} (antes de que esto ocurra, la velocidad de las capas es cero) y hasta que se alcanza el periodo de

corte T_{sp} (tiempo sobre el cual se produce el corte en la capa superficial) aunque pueda ser que la U sea menor para cuando esto suceda. Cuando se alcanza dicho periodo, la velocidad de la capa se restablece a cero y el algoritmo comienza de nuevo chequeando el criterio de la velocidad crítica del viento. T_{sp} se define como se muestra a continuación:

$$T_{sp} = \min\left(\frac{T_i}{4}, T_{\max.sp}\right) \quad (13)$$

Donde $T_{\max.sp}$ es:

$$T_{\max.sp} = \min(7 \text{ dias}, T_{cor}) \quad (14)$$

Donde T_{cor} es el período basado en el efecto de Coriolis y T_i es el período de la seiche.

$$T_{cor} = \frac{Nd}{\sin \phi} \quad (15)$$

Donde ϕ la latitud del embalse.

$$T_i = \frac{\sqrt{A_N}}{2c} \quad (16)$$

Donde $A_N^{1/2}$ es la longitud de la cuenca y c se define según Fisher et al, 1979:

$$c = \sqrt{\frac{g}{\rho_{hipo}} (\rho_{hipo} - \rho_{epi}) \left(\frac{\Delta z_{epi} \Delta z_{hipo}}{\Delta z_{epi} + \Delta z_{hipo}} \right)} \quad (17)$$

Donde ρ_{epi} y ρ_{hipo} es la densidad promediada del epilimnion e hipolimnion, respectivamente, y Δz el espesor de la capa.

Luego, se repite la comparación de la energía requerida y la ECT_{dis} . Ésta última sería la disponible después de la realización de los dos primeros mecanismos.

$$EC_{shear} = \frac{\eta_k}{2} \frac{M_N M_{N-1}}{M_N + M_{N-1}} (U_N U_{N-1})^2 \quad (18)$$

Donde M es la masa de la capa y la velocidad de la capa U_N sufre una modificación:

$$U_N(t + \Delta t) = U_N(t) + \frac{u_*^2 A_E}{V_N} \Delta t \quad (19)$$

Donde A_E es la corrección del área por características topográficas, lo cual reduce la superficie de acción de la tensión del viento cerca a las fronteras del lago:

$$A_E = A_N \tanh\left(\frac{A_N}{A_C}\right) \quad (20)$$

Donde A_C tiene un valor de 107 m^2 (Xenopoulos y Schindler, 2001).

Finalmente, las alturas y densidades del epilimnion e hipolimnion son guardadas para posibles usos en los siguientes Δt , para el cálculo del T_{sp} . Dichos valores son tomados de la capa superficial recién mezclada para el epilimnion, y para el hipolimnion de la inmediatamente debajo de dicha capa.

3.2.3.4 Tensiones en el fondo

Los algoritmos de resuspensión de CAEDYM requieren el cálculo de la tensión en el fondo del embalse. Para esto es necesario conocer las velocidades del epilimnion e hipolimnion, U_E y U_H , respectivamente.

$$U_H = \frac{U_E h_E}{h_H} \quad ; \quad h_E < h_H \quad (21)$$

$$U_H = U_E \quad ; \quad h_E \geq h_H$$

U_E es igual al valor de U_N , la velocidad de la capa superficial, y h_E y h_H las alturas del epilimnion e hipolimnion. Las tensiones en el fondo del embalse se determinan, finalmente así:

$$\tau_E = C_{D,bot} \rho_E U_E^2 \quad (22)$$

$$\tau_H = C_{D,bot} \rho_H U_H^2 \quad (23)$$

3.2.4 Mezcla en hipolimnion

Dos mecanismos de mezcla son invocados una vez al día, el de mezcla interna y el de capa de frontera béntica (BBL). El primero agrupa la difusión molecular y la mezcla por corte. El segundo se parametriza de una forma similar a la mezcla por agitación del viento en la superficie. La energía cinética disponible para mezclar el agua adyacente a la frontera es determinada por velocidades de corte en el sedimento (Yeates e Imberger, 2003).

Para determinar la cantidad de agua a mezclar de una capa a otra, DYRESM usa el número de lago L_N y la frecuencia de oscilación N^2 (ecuación 36). El primero se calcula una vez al día, y el segundo es calculado en todas las fronteras entre capas de la columna de agua. El volumen de agua transferido de capa a capa, comenzando desde el fondo del embalse hasta la capa superficial N , es:

$$F_i^T = \frac{200 N_i^2 A_i K_M \Delta t}{L_N N_{MAX}^2 \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right)} \quad (24)$$

Este volumen se fracciona entre intercambio interno F_i^I e intercambio en la frontera béntica F_i^B .

$$F_i^I = \frac{F_i^T \tanh(B_N)(L_N - 1)}{L_N}, \quad L_N > 1 \quad (25)$$

$$F_i^I = 0, \quad L_N \leq 1 \quad (26)$$

$$F_i^B = F_i^T - F_i^I$$

La estructura de este modelo es semi bidimensional (Imerito, 2007), pues cada capa posee una fracción de mezcla béntica (BC) y otra de mezcla interna (IC). Al inicio de cada día, la altura de la capa béntica es calculada y los volúmenes de las celdas BC e IC son determinados por batimetría. Si la altura de la capa béntica se incrementa, entonces se presenta arrastre de agua desde la celda IC a la BC y viceversa. Cuando una capa es arrastrada hasta la capa de mezcla en superficie por este modelo, el espesor de la capa béntica es restablecido a cero y el volumen de la celda BC_N es transferido a la celda IC_N , esto hace que la capa de mezcla en superficie no se altere por este modelo.

3.2.5 Entradas y salidas de agua

Como anteriormente se aclaró, el número de lago L_N es un indicativo del dominio de las fuerzas perturbadoras del viento sobre las de la estratificación (Imerito, 2007). Un criterio similar es usado con las fuerzas perturbadoras debido a las entradas de agua:

$$L_N = \frac{(z_g - z_0)Mg\beta}{uQ(z_g - z_i)} \quad (27)$$

Donde z_i y u son la profundidad y la velocidad de entrada del agua, respectivamente y Q el volumen de entrada de agua. De igual forma, si $L_N \gg 1$, la estratificación dominará rápidamente los disturbios ocasionados por las entradas.

La modelación de las entradas de agua de los ríos se da en tres etapas, descritas a continuación (Hamilton y Schladow, 1997):

1. El agua del río entrante fluirá por el embalse o lago empujando agua estancada, hasta que las fuerzas de flotabilidad detienen el flujo debido a diferencias de densidad entre el embalse y el río.

El coeficiente de arrastre está dado por la siguiente ecuación:

$$E = \frac{C_K C_D^{3/2} + C_S}{R_m + 10(C_K C_D^{3/2} + C_S)} \quad (28)$$

Donde C_K y C_S son valores constantes fijados a 2.2 y 1×10^{-4} respectivamente.

R_{in} está dado por (Fischer et al, 1979; ec 6.105):

$$R_{in} = \frac{4E + \frac{5C_D}{\sin \alpha}}{5 \tan \phi - \frac{8E}{3}} \quad (29)$$

Donde ϕ es la pendiente del lecho del río, C_D el coeficiente de dragado, α el ángulo medio de la sección transversal del río.

La siguiente gráfica muestra los posibles patrones de entrada de agua al embalse.

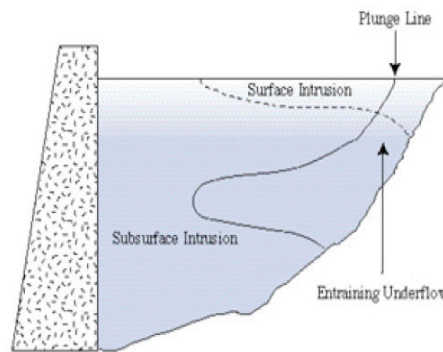


Figura 9. Entradas de agua al embalse (fuente: Imerito, 2007; *DYRESM science manual*)

- El río fluirá por la superficie o se hundirá debajo de la misma, dependiendo de su densidad. El espesor inicial de la entrada h_0 se define con la siguiente ecuación:

$$h_0 = \left(\frac{2Q^2 R_{in}}{g' \tan^2 \alpha} \right)^{1/5} \quad (30)$$

$$g' = \frac{\rho_{ent} - \rho_w}{\rho_{ent}} g \quad (31)$$

- Una vez sumergido, el río fluirá aguas abajo, arrastrando agua del ambiente y cambiando sus propiedades hasta alcanzar el nivel en el cual su densidad es

igual a la del agua del embalse. La cantidad de agua arrastrada es determinada por el espesor frontal de la capa entrante y su volumen.

$$\Delta Q = Q \left[\left(\frac{h}{h_{prev}} \right)^{5/3} - 1 \right] \quad (\text{Imberger y Patterson, 1981}) \quad (32)$$

Donde h_{prev} es el espesor frontal de la capa anterior y h el de la actual después de ser arrastrada.

$$h = 1.2s + h_0 \quad (33)$$

Donde s es la distancia inclinada desde la superficie.

En este nivel de flotabilidad neutra, el espesor de las capas del río y su flujo arrastrado está gobernado por un balance gravitacional-inercial o gravitacional-viscoso que depende del número de Grashof y de Froude (Imberger et al., 1976) definidos a continuación:

$$F = \frac{Q}{NL^2} \quad , \quad Gr = \frac{N^2 L^4}{\nu^2} \quad , \quad N^2 = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (34), (35), (36)$$

Donde L es la longitud del embalse a la altura de la entrada del río, ν la viscosidad cinemática, N el número de frecuencia de oscilación, ρ la densidad del agua y z la coordenada vertical. Cuando $F < 1$, la hipótesis de unidimensionalidad es justificada.

Las entradas de agua desde acuíferos son modeladas de igual forma que los ríos, pero sin arrastre (Casamitjana y Schladow, 1993).

Con las salidas, la modelación se realiza por ajuste de los volúmenes de las capas que son afectadas por dichas salidas. Para tomas sumergidas, como normalmente ocurre para abastecimiento, el agua que sale viene de una delgada capa del nivel de salida de la misma, y su espesor es determinado por la estratificación, la descarga y la naturaleza de la toma (Imberger y Patterson, 1990).

Para modelar apropiadamente la región de las salidas, la velocidad de las mismas, u , debe variar longitudinalmente (Imerito, 2007).

$$u = 0.5u_0 \left(1 - \frac{x}{L}\right) \left[1 + \cos \pi \frac{(z-z_0)}{\delta_w}\right] \quad (37)$$

Donde u_0 es la velocidad máxima de salida, x y z son las distancias relativas vertical y horizontal respectivamente, al centro del punto de salida con altura z_0 y δ_w es el espesor de la capa de salida.

3.2.6 Flujo de calor

El componente hidrodinámico requiere la modelación de la temperatura, a través de los flujos de calor. Estos flujos son la radiación de onda corta y larga, el de calor sensible y el de calor latente debido a la evaporación y condensación.

3.2.6.1 Radiación de onda corta

La magnitud de la radiación solar que alcanza la superficie del agua depende de la posición del sol, la hora del día, el día del año, la ubicación de la masa de agua y la atenuación atmosférica.

La cantidad de energía emitida en la superficie del sol es llamada constante solar y tiene un valor aproximado de 1390 W/m^2 . Esta radiación nunca alcanza la superficie terrestre porque el haz de luz se encuentra con nubes, polvo y otras partículas al atravesar la atmósfera. Gran parte de esta radiación pasa a través de la atmósfera sin encontrarse con algún elemento difusivo, alcanzando la superficie como radiación directa, pero rara vez dicha radiación excede el 75% de la constante solar.

Una vez alcanzada la superficie del agua, una fracción de la radiación de onda corta es reflejada hacia la atmósfera. La restante, atraviesa la superficie del agua donde es absorbida, cambiando el contenido de calor en la columna de agua. Cerca del 55% de la radiación de onda corta (de 700 a 2800 nm) es absorbida por la capa superficial de la

masa de agua. El otro 45% (de 280 a 700 nm) penetra en la columna de agua y es absorbida siguiendo la ley de Beer (Hornung, 2002):

$$q_{sw} = 0.45(1 - A_0)q_0e^{-\varepsilon h} \quad (38)$$

Donde A_0 es la corrección por albedo:

$$A_0 = 0.08 + 0.02 \sin \left[\frac{2\pi N_d}{365} \pm \frac{\pi}{2} \right] \quad (39)$$

El término $\pi/2$ se suma para el hemisferio norte y se resta para el sur.

La radiación de onda corta se distribuye sinusoidalmente sobre el fotoperiodo (ecuación 1), y su amplitud varía de tal forma que el valor diario integrado iguale la radiación medida. Esta amplitud es menor en los días nublados y mayor en los despejados (Hamilton y Schladow, 1997).

3.2.6.2 Radiación de onda larga

La radiación de onda larga se asume como totalmente absorbida y emitida por la capa superficial. Si no es medida, se calcula de acuerdo a la ecuación Stefan-Boltzmann con los ajustes hechos para la emisividad de la superficie del agua en el caso de la radiación saliente, y para la cobertura de nubes y constituyentes atmosféricos para la radiación entrante.

$$q_{lw,s} = \epsilon_w \sigma T_w^4 \quad (40)$$

Donde $q_{lw,s}$ es el flujo de radiación de onda larga emitida por el agua, ϵ_w es la emisividad del agua, σ es una constante física equivalente a $5.6696 \times 10^{-8} \text{ Wm}^2/\text{K}^4$, y T_w es la temperatura del agua en grados Kelvin.

$$q_{lw,e} = (1 - r_L)(1 + 0.17C_L^2)\epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (41)$$

Donde $q_{lw,e}$ es la radiación de onda larga entrante a la masa de agua, r_L es el coeficiente de refracción de onda larga (0.03), C_L es la fracción cubierta de nubes, T_a la temperatura del aire en grados Kelvin y ϵ_a la emisividad de la atmósfera ($\epsilon_a = C_\epsilon T_a^2$), C_ϵ es una constante de proporcionalidad cuyo valor es $9.37 \times 10^{-6} \text{ K}^{-2}$.

3.2.6.3 Calor sensible y latente

El calor sensible (q_S) es la energía calorífica que aumenta la temperatura del agua, pero no se aprecia el efecto que tiene sobre ésta.

$$q_S = C_S C_p \rho_a U (T_a - T_w) \quad (42)$$

El calor latente (q_L) es el asociado a la evaporación pues es la energía absorbida debido al cambio de estado, proceso durante el cual no cambia la temperatura del agua.

$$q_L = \min \left\{ 0, \frac{0.622}{P} C_L \rho_a C_{eva} U (e_a - e_s) \right\} \quad (43)$$

Donde C_S y C_L son coeficientes de transferencia, P es la presión atmosférica, C_{eva} el calor latente de evaporación del agua cuyo valor es $2.453 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, e_a y e_s son la presión de vapor del aire y la presión de saturación respectivamente. La condición $q_L \leq 0$ es cuando no ocurre condensación.

La presión de saturación se calcula con la fórmula de *Magnus-Tetens* (TVA 1972, ec 4.1):

$$e_s = \exp \left[2.3026 \left(\frac{7.5 T_w}{T_w + 237.3} + 0.7858 \right) \right] \quad (44)$$

Con T_w en grados Celsius y e_s en hPa.

Finalmente, el flujo de energía que no penetra en la columna de agua es:

$$q_{no-pen} = q_{lw,e} + q_S + q_L \quad (45)$$

3.3 CAEDYM

El modelo ecológico CAEDYM (*Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model*) está diseñado para trabajar junto con el modelo hidrodinámico DYRESM, con las implicaciones que el primero genera en la estructura térmica de la masa de agua.

Las subrutinas del modelo ecológico comprenden los procesos de producción y pérdida de fitoplancton y las dinámicas del oxígeno disuelto y los ciclos de los nutrientes. Dichas subrutinas son ejecutadas en cada Δt y en cada capa. En un mismo Δt , se pueden alterar las concentraciones de las variables en cada capa debido a los procesos de mezclado, difusión, sedimentación y los cambios de temperatura y luz, así como también, las entradas y salidas pueden cambiar las concentraciones de algunas capas por adición o remoción de agua.

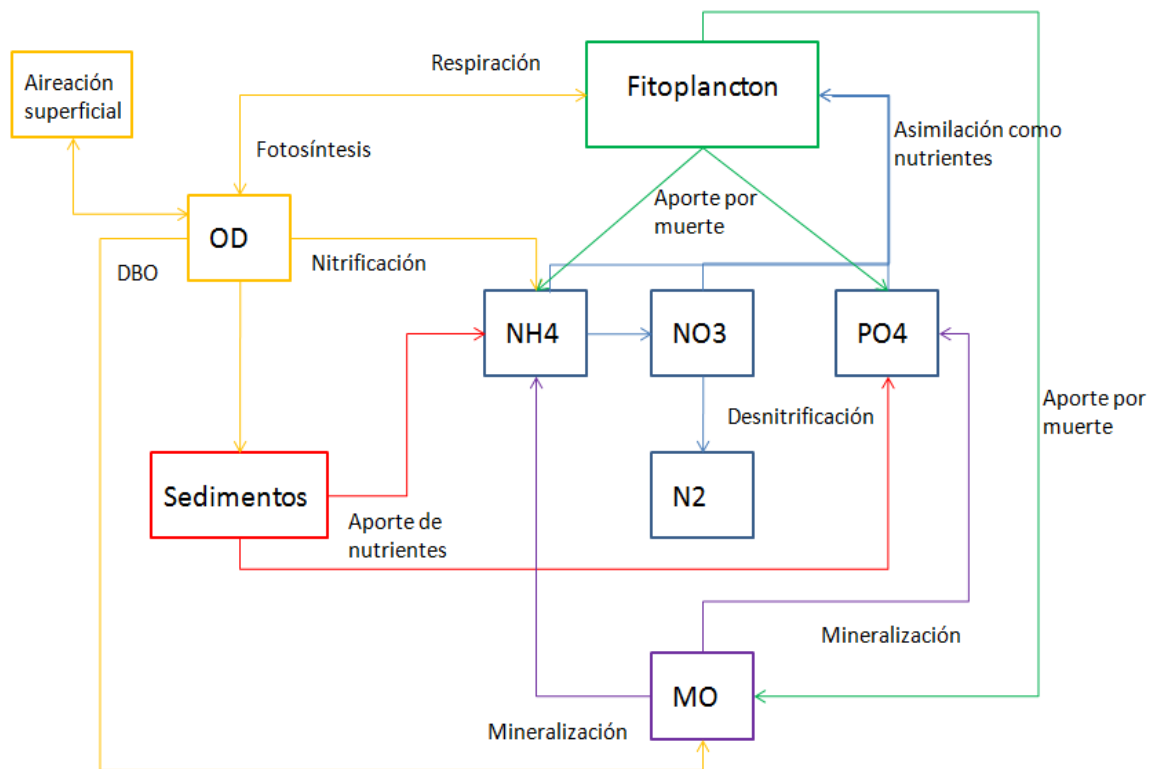


Figura 10. Esquema de modelo ecológico CAEDYM

3.3.1 Fitoplancton

CAEDYM permite modelar siete grupos fitoplanctónicos, cuya biomasa está representada en términos de clorofila a o de carbono, a elección del usuario.

Para cada grupo de fitoplancton el ratio de crecimiento máximo potencial a 20°C es multiplicado por el mínimo valor de las expresiones limitantes por luz, fósforo, nitrógeno, y sílice en el caso de las diatomeas.

$$\mu_g = \mu_{\max} \min[f(I), f(N), f(P), f(Si), f(C)]f_{A_i}(T) \quad (46)$$

$f(Si)$ y $f(C)$ se incluyen al modelar las diatomeas y las reservas internas de carbono.

3.3.1.1 Luz

Existen varios modelos para cuantificar el efecto de la limitación del crecimiento del fitoplancton por luz. Para el modelo de fotoinhibición se estima la limitación con la siguiente ecuación (Webb et al., 1974):

$$f(I) = 1 - \exp\left(\frac{-I}{I_K}\right) \quad (47)$$

Donde I es la intensidad de luz entrante a la columna de agua e I_K es la intensidad de luz para máxima producción de fitoplancton. Ésta intensidad de luz está dada por las entradas de radiación fotosintética activa (PAR), que no es más que el 45% de la radiación de onda corta (Jellison y Melack, 1993) en cada Δt . Adicional a esto, se usa la ley de Beer-Lambert para ajustar dicha PAR con la profundidad:

$$I_{PAR} = 0.45q_0e^{-\varepsilon z} \quad (48)$$

Donde z es la profundidad y ε es el coeficiente de extinción lumínica:

$$\varepsilon = \varepsilon_W + \varepsilon_C P + \varepsilon_S S + \varepsilon_{DOC} DOC + \varepsilon_{POC} POC \quad (49)$$

Compuesto por el coeficiente de extinción del agua clara ε_W , y los coeficientes de atenuación por fitoplancton ε_C , por sólidos suspendidos ε_S y por materia orgánica disuelta y particulada ε_{DOC} y ε_{POC} . Estos cuatro coeficientes se multiplican por las

respectivas concentraciones de fitoplancton P , sólidos suspendidos S y materia orgánica disuelta y particulada DOC y POC .

3.3.1.2 Temperatura

La inhibición del crecimiento del fitoplancton a altas temperaturas está dada por una función, donde la máxima productividad se da a una temperatura óptima T_{opt} y a partir de la cual dicha productividad decrece a cero a una temperatura máxima T_{max} .

3.3.1.3 Nutrientes

Las dinámicas del nitrógeno y fósforo dentro de los diferentes grupos fitoplanctónicos pueden ser modeladas de dos formas, según el usuario haya definido reservas intracelulares en el fitoplancton o no. En el caso de esta tesis, no se tendrán en cuenta dichas reservas.

De esta forma la modelación de la limitación por nitrógeno sigue la siguiente ecuación:

$$f(N) = \frac{NH_4 + NO_3}{NH_4 + NO_3 + K_N} \quad (50)$$

La toma de nitrógeno durante el crecimiento del fitoplancton se determina así:

$$U_{NH_4}(A_i) = P_N k_{IN} \mu_g \quad (51)$$

$$U_{NO_3}(A_i) = (1 - P_N) k_{IN} \mu_g \quad (52)$$

Donde P_N es la preferencia del fitoplancton por NH_4 o NO_3 que se define de acuerdo a la abundancia de estos.

$$P_N = \frac{NH_4 NO_3}{(NH_4 + K_N)(NO_3 + K_N)} + \frac{NH_4 K_N}{(NH_4 + NO_3)(NO_3 + K_N)} \quad (53)$$

La pérdida metabólica de nitrógeno (por mortalidad y excreción) se define con la siguiente ecuación:

$$E_{DONL}(A_i) = f_{DOM} [k_{IN} L_i f(S)] \quad (54)$$

$$E_{PONL}(A_i) = (1 - f_{DOM}) [k_{IN} L_i f(S)] \quad (55)$$

Donde L representa la tasa de pérdida de fitoplancton. El fósforo sigue la misma dinámica del nitrógeno, pero la toma de éste no depende de la preferencia del fitoplancton por alguna otra especie.

3.3.1.4 Respiración, mortalidad y excreción

Las pérdidas del fitoplancton se dan por respiración, excreción, muerte natural y predación por parte del zooplancton. Las tres primeras son modeladas como pérdidas de primer orden. En algunos casos la biomasa del zooplancton no es incluida como una variable de estado debido a la escasez de datos. Cuando ésta no es modelada explícitamente, la pérdida de fitoplancton por predación puede variar de acuerdo a las concentraciones de clorofila a , preferencias de predación del zooplancton y temperatura del agua.

$$L = k_{rA} \nu^{T-20} \quad (56)$$

Donde k_{rA} es la tasa de respiración.

El término de pérdida de fitoplancton está multiplicándose por $f(S)$ (ecuaciones 54 y 55), que se define como la respiración con respecto a la salinidad. Para fitoplancton de aguas dulces la función toma la forma:

$$f(S) = 1 \quad ; \quad S \leq S_{opt}$$

$$f(S) = \frac{(\beta - 1)S^2}{(S_{max} - S_{opt})^2} - \frac{2(\beta - 1)S_{opt}S}{(S_{max} - S_{opt})^2} + \frac{(\beta - 1)S_{opt}^2}{(S_{max} - S_{opt})^2} + 1 \quad ; \quad S > S_{opt} \quad (57)$$

Donde β es el valor de $f(S)$ cuando la salinidad es máxima (se toma 36). Esta expresión es parabólica, lo que hace que incremente la tasa de respiración al incrementarse la salinidad por encima de la óptima.

3.3.1.5 Migración vertical, sedimentación y resuspensión

El usuario tiene 4 modelos entre los cuales escoger para la migración y la sedimentación:

- Velocidad de sedimentación constante, definida por el usuario.
- Velocidad de sedimentación basada en las cinéticas de sedimentación de la ley de Stokes.
- Migración sin fotoinhibición.
- Migración con fotoinhibición.

En el modelo realizado en esta tesis se asumió una velocidad constante de sedimentación de fitoplancton y no se modeló resuspensión.

3.3.2 Partículas inorgánicas

La modelación de las partículas inorgánicas se simplifica a la sedimentación y a la resuspensión. Aunque se pueden incluir la adsorción y desorción de nutrientes, los adsorbidos tienen una variable de estado aparte, denominadas *PIP* y *PIN* (nitrógeno y fósforo inorgánicos particulados). De esta forma, la ecuación para sólidos inorgánicos suspendidos es:

$$\frac{\partial SS}{\partial t} = \frac{v_s}{\Delta z} SS + \alpha_S \frac{\tau - \tau_C}{\tau_{ref}} \frac{SS_{sed}}{K_{SS} + SS_{sed}} \frac{1}{\Delta z_{bot}} \quad (58)$$

El primer término de esta ecuación responde a la sedimentación de partículas y el segundo a la resuspensión, donde *SS* es la concentración de sólidos inorgánicos suspendidos, v_s es la velocidad de sedimentación (de acuerdo a la densidad ρ_{SS} y diámetro d_{SS} de partícula definidos por el usuario), Δz el espesor de capa, α_S la tasa de resuspensión, τ la tensión de corte, τ_C la tensión crítica de corte, τ_{ref} es una tensión de referencia (normalmente fijado a 1 N/m²), K_{SS} es un coeficiente para limitar la resuspensión, SS_{sed} es la masa de sedimentos y Δz_{bot} es el espesor de la capa de sedimentos.

La velocidad de sedimentación se define de acuerdo a la Ley de Stokes:

$$v_s = g \frac{(\rho_{ss} - \rho_w) d_{ss}^2}{18\mu} \quad (59)$$

Donde μ es la viscosidad dinámica del agua y ρ_w la densidad del agua.

3.3.3 Nutrientes

La toma de fósforo y nitrógeno por el fitoplancton está ligada a las reservas internas de los mismos y a las concentraciones en la columna de agua de los nutrientes inorgánicos disueltos. Los términos que describen pérdidas de fitoplancton por respiración y excreción, mortalidad y sedimentación, también son usados para describir pérdidas de nutrientes. La muerte del fitoplancton contribuye con el valor interno asignado de nutrientes orgánicos, mientras que cualquier reserva que tuvieran de los mismos, contribuye directamente a las concentraciones de fósforo inorgánico y amonio en la columna de agua.

Los procesos de nitrificación y desnitrificación influyen en la fracción de nitrógeno inorgánico disuelto (amonio y nitrato). Estos procesos están representados como reacciones de primer orden dependientes de la concentración de oxígeno. Así mismo, las concentraciones de amonio y de ortofosfato se ven influenciadas por la liberación de los mismos por parte de los sedimentos que a su vez aumenta en concentraciones bajas de oxígeno.

El fósforo orgánico disponible para mineralización está dado por la diferencia entre el fósforo total y la suma de ortofosfatos en la columna de agua y de fósforo interno en el fitoplancton. De igual forma, el nitrógeno orgánico es la diferencia entre el nitrógeno total y la suma de concentraciones de nitratos y amonio y nitrógeno interno en el fitoplancton. La sedimentación de estos sigue el modelo de partículas descrito anteriormente y su mineralización es modelada como procesos de primer orden dependientes de la temperatura.

3.3.3.1 Fósforo

La siguiente tabla muestra las variables del fósforo que puede modelar CAEDYM en los sedimentos y en la columna de agua:

Variable	Nombre	Procesos involucrados
PO4	Ortofosfato	Toma por fitoplancton, mineralización, flujo de sedimentos, adsorción/desorción
DOPL	Fósforo orgánico disuelto fracción lábil	Mineralización, descomposición del POPL, mortalidad y excreción de fitoplancton, flujo de sedimentos y contribución de zooplancton
POPL	Fósforo orgánico particulado fracción lábil	Descomposición del DOPL, sedimentación, mortalidad y excreción de fitoplancton, resuspensión y contribución de zooplancton
IP	Fósforo interno en fitoplancton	Toma por fitoplancton, sedimentación, resuspensión, mortalidad y excreción de fitoplancton y predación de fitoplancton por zooplancton
DOPR	Fósforo orgánico disuelto fracción refractaria	Mineralización, descomposición del POPR y flujo de sedimentos
POPR	Fósforo orgánico particulado fracción refractaria	Descomposición del DOPR, sedimentación y resuspensión
PIP	Fósforo inorgánico particulado	Adsorción y desorción, sedimentación y resuspensión

Tabla 3. Variables del fósforo que modela CAEDYM (fuente: Romero et al., 2004, *CAEDYM Science Manual*).

3.3.3.2 Nitrógeno

Las transformaciones del nitrógeno en la columna de agua y en los sedimentos se resumen a continuación:

Variable	Nombre	Procesos involucrados
NO3	Nitrato	Toma por fitoplancton, mineralización, flujo de sedimentos, nitrificación y desnitrificación
NH4	Amonio	Toma por fitoplancton, mineralización, flujo de sedimentos, nitrificación y adsorción/desorción
DONL	Nitrógeno orgánico disuelto fracción lábil	Mineralización, descomposición del PONL, mortalidad y excreción de fitoplancton, flujo de sedimentos y contribución de zooplancton
PONL	Nitrógeno orgánico particulado fracción lábil	Descomposición del DONL, sedimentación, mortalidad y excreción de fitoplancton, resuspensión y contribución de zooplancton
IN	Nitrógeno interno en fitoplancton	Toma por fitoplancton, fijación del N ₂ , sedimentación, resuspensión, mortalidad y excreción de fitoplancton y predación de fitoplancton por zooplancton
DONR	Nitrógeno orgánico disuelto fracción refractaria	Mineralización, descomposición del PONR y flujo de sedimentos
PONR	Nitrógeno orgánico particulado fracción refractaria	Descomposición del DONR, sedimentación y resuspensión
PIN	Nitrógeno inorgánico particulado	Adsorción y desorción, sedimentación y resuspensión

Tabla 4. Variables del nitrógeno que modela CAEDYM (fuente: Romero et al., 2004, *CAEDYM Science Manual*).

3.3.4 Oxígeno disuelto

Las fuentes y sumideros de oxígeno disuelto están dadas por la transferencia en superficie, las entradas y salidas de agua, fotosíntesis y respiración por parte del fitoplancton, demanda biológica (DBO) y demanda de los sedimentos (SOD) y el proceso de nitrificación. El modelo también incluye las macroalgas, zooplancton y otros organismos como muestra la siguiente ecuación, pero en esta tesis no se incluyeron en la simulación.

$$\frac{\partial DO}{\partial t} = f_{O_2}^{ATM} - f_{O_2}^{SOD} - f_{O_2}^{DBO} - f_{O_2}^{NIT} + f_{O_2}^{FITO} - f_{O_2}^{ZOO} + f_{O_2}^{MAC} + f_{O_2}^{SEA} - f_{O_2}^{JEL} \quad (60)$$

3.3.4.1 Intercambio atmosférico

La transferencia en superficie puede ser sumidero si la concentración de oxígeno en el agua supera la saturación de la misma. El flujo de oxígeno en la frontera agua-aire está dado por:

$$F_{O_2} = k_{O_2} (C_{air} - C_w) \quad (61)$$

Donde k_{O_2} es el coeficiente de transferencia de oxígeno, C_w la concentración de oxígeno en la capa superficial de la masa de agua y C_{air} la concentración de oxígeno en el aire en la zona de interfase con el fluido (Riley y Skirrow, 1974).

$$C_{air} = 1.4273f(p)\exp\left\{-173.4292 + 249.6339\left[\frac{100}{\theta_k}\right] + 143.3483\ln\left[\frac{\theta_k}{100}\right] - 21.8492\left[\frac{\theta_k}{100}\right] + S\left(-0.033096 + 0.014259\left[\frac{\theta_k}{100}\right] - 0.0017\left[\frac{\theta_k}{100}\right]^2\right)\right\} \quad (62)$$

Donde θ_k es la temperatura en grados Kelvin, S la salinidad en partes por mil, y $f(p)$ es un factor de corrección de la presión atmosférica:

$$f(p) = \frac{p_H}{p_{SL}} \left[1 - \frac{p_{vap}}{p_H} \right] \bigg/ \left[1 - \frac{p_{vap}}{p_{SL}} \right] \quad (63)$$

Donde p_H es la presión a la altura H , p_{SL} la presión a nivel del mar (101.32 kPa) y p_{vap} la presión de vapor del agua. p_H está relacionado con la altura especificada en los archivos de entrada del modelo en msnm.

$$p_H = p_{SL} - \frac{\rho_{air}gH}{1000} \quad (64)$$

Donde ρ_{air} es la densidad del aire y g la aceleración de la gravedad. El valor de k_{O_2} se determina según Wanninkhof (1992):

$$k_{O_2} = 11.16u^2 \left[\frac{S_C}{660} \right]^{-0.5} \quad (65)$$

Donde u es la velocidad del viento a 10 m por encima de la superficie y S_C es el número de Schmidt, que depende de la salinidad S y de la temperatura del agua T :

$$S_C = \left(0.9 + 0.1 \frac{S}{350} \right) [1953.4 - 128.0T + 3.9918T^2 - 0.05009T^3] \quad (66)$$

Donde T es temperatura en grados Celsius.

Finalmente, el oxígeno en la capa superficial de la masa de agua con profundidad z_{sup} , es definido así:

$$f_{O_2}^{ATM} = \frac{86400F_{O_2}}{z_{sup}} \quad (67)$$

3.3.4.2 Demanda de oxígeno por sedimentos (SOD)

El modelo de la SOD es bastante simple y opera como una función de la temperatura y del oxígeno disuelto del agua suprayacente. El cambio en la concentración de oxígeno en la capa inmediatamente debajo de los sedimentos es:

$$f_{O_2}^{SOD} = F_{20} f_T(T) \frac{DO}{K_{SOS} + DO} \quad (68)$$

Donde F_{20} es un coeficiente fijo de flujo de oxígeno en la interfase sedimentos-agua y K_{SOS} es la constante de semisaturación para la SOD.

Actualmente se está desarrollando un modelo más dinámico para el flujo del oxígeno en los sedimentos (Romero et al., 2004).

3.3.4.3 Demanda biológica de oxígeno

La actividad microbial facilita la descomposición de materia orgánica en CO_2 , para lo cual se requiere un consumo de oxígeno según la siguiente reacción:



De esta forma, por cada carbono que es mineralizado, una cantidad estequiométricamente equivalente de oxígeno es removido:

$$f_{O_2}^{DBO} = f_B(T) \mu_{Cmin} \min(f_B(DO), f_B(BAC)^*) DOC Y_{O_2:C} \quad (70)$$

Donde $Y_{O_2:C}$ es la conversión de carbono a oxígeno disuelto (moles de oxígeno por mol de carbono oxidado) y μ_{Cmin} es la tasa de mineralización óptima de la materia orgánica disuelta (DOC) cuando no es limitada por la cantidad de bacterias (BAC) o de oxígeno disuelto (DO).

$$f_B(BAC)^* = P_{B-g} \frac{BAC}{K_{BAC} + BAC} \quad (71)$$

Donde P_{B-g} es la preferencia de las bacterias por alguno de los diferentes grupos de materia orgánica (disuelta, particulada, refractaria, lábil). Si la biomasa de bacterias no es simulada, como en este caso, CAEDYM asume que las bacterias no están limitadas en lo que se refiere a la degradación de la materia orgánica.

3.3.4.4 Nitrificación

La modelación del oxígeno consumido en el proceso de nitrificación sigue la siguiente ecuación:

$$f_{O_2}^{NIT} = k_{nit} f_n(T) \frac{DO}{K_{nit} + DO} NH_4 Y_{NH} \quad (72)$$

Donde Y_{NH} es el factor estequiométrico de la tasa de oxígeno requerido para la nitrificación, NH_4 la concentración de amonio en el agua, k_{nit} el coeficiente de

nitrificación y K_{nit} la constante de semisaturación para el efecto de limitación en el proceso.

3.3.4.5 Respiración y fotosíntesis del fitoplancton

La producción de oxígeno a través de la fotosíntesis y su consumo por la respiración de todos los grupos de fitoplancton $nphy$ modelados sigue la siguiente ecuación:

$$f_{O_2}^{FITO} = \sum_{i=1}^{nphy} \left\{ \left(\mu_{\max-i}, \min[f(I), f(N), f(P), f(Si)^*, f(C)^{**}] f(T) \right) (1 - k_p) - R_i f(S) \right\} Y_{O_2:C} Y_{C:Chla} A_i \quad (73)$$

Donde μ_{\max} es la tasa de crecimiento máximo del grupo i , A_i es la concentración de clorofila a del grupo i , k_p es la tasa de respiración y R_i es la tasa de pérdida por respiración y metabolismo del grupo i . $Y_{C:Chla}$ y $Y_{O_2:C}$ son factores estequiométricos de conversión de clorofila a a carbono y de carbono a oxígeno disuelto.

3.3.5 Sedimentos

Los sedimentos se consideran como una matriz de elementos particulados, algunos de ellos capturados dentro de CAEDYM, y algunos no. Por esta razón, el usuario debe suplir un valor inicial para la fracción de sedimento que es orgánico, f_{org} , y la porosidad ϕ_{sed} . Además, en el correspondiente archivo de entrada, el usuario debe introducir los valores para los componentes particulados en el sedimento como fracciones del sedimento total.

$$\rho_{sed} = (1 - \phi_{sed}) \left\{ f_{org} \left(\rho_{POML} \frac{POML}{POML + POMR} + \rho_{POMR} \frac{POMR}{POML + POMR} \right) + (1 - f_{org}) \left(\rho_{SS1} \frac{SS_1}{SS_1 + SS_2} + \rho_{SS2} \frac{SS_2}{SS_1 + SS_2} \right) \right\} \quad (74)$$

Luego, la densidad de la partícula es la fracción suministrada por el usuario λ , multiplicada por ρ_{sed} .

3.3.6 Otras variables

Además de las variables anteriormente expuestas, CAEDYM puede modelar otras que no se incluyeron en esta tesis, como el carbono, las bacterias, el zooplancton, entre otras. Por esta razón no se extendió en la explicación de su modelación.

4. DESARROLLO DEL MODELO HIDRODINÁMICO

La simulación del embalse se realizó para un período de 6 años, a partir del 1 de enero de 2002 hasta el 23 de octubre de 2008, con un total de 2488 días.

Como se indicó en la descripción del modelo, el cálculo del flujo de calor así como del de masas y de corte por viento, requiere de la entrada de las series de tiempo que contienen las variables meteorológicas. De igual forma, el modelo hidrodinámico, requiere los datos hidrológicos de entradas, salidas y volumen embalsado, para la ejecución del algoritmo de mezcla, así como los datos de temperatura observados para la calibración y validación del modelo.

Las variables meteorológicas fueron facilitadas en escala diaria por el Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias (IVIA), a través del servicio de tecnología del riego. La estación meteorológica se encuentra ubicada en Villajoyosa en las coordenadas UTM del huso horario 30, X739245, Y4268217 a una altura de 138 msnm.

Los datos proporcionados por dicha estación fueron:

- Velocidad media del viento (m/s).
- Dirección media del viento.
- Velocidad máxima del viento (m/s).
- Temperatura media del aire (°C).
- Temperatura mínima del aire (°C).
- Temperatura máxima del aire (°C).
- N° de horas por debajo de 7 °C.
- Humedad relativa media del aire (%).
- Radiación solar global (W/m²).
- N° de horas de sol.
- Precipitación total (mm).
- Evapotranspiración de referencia (mm) (calculada mediante el método de Penman-Monteith, salvo en el caso de incidencias).

Algunos días no contaban con mediciones de onda corta ni de velocidad del viento. Dichos días son entre el 17 y el 20 de noviembre de 2006. Los valores faltantes de radiación de onda corta se ajustaron haciendo el cálculo de la misma (ecuación 75), con el procedimiento que se detalla más adelante en el apartado 4.2. Los de velocidad del viento, promediando los de los días adyacentes.

Los datos hidrológicos de entradas, salidas y volumen embalsado, fueron proporcionados por la confederación Hidrográfica del Júcar, disponiendo de series diarias a partir del 1 de enero de 2000.

Se cuenta además, con los datos de temperatura observados a partir de julio de 2004 en forma continua hasta abril de 2008 proporcionados por la red Saica. Se dispone también de algunos días en los años 2002 y 2003.

A continuación, se presenta el tratamiento de datos anteriormente descritos para la entrada de los mismos en el modelo.

4.1 Radiación de onda corta

La radiación de onda corta medida a lo largo del año puede apreciarse en la siguiente gráfica. Se ve claramente como tres valores del año 2006 que corresponden a los días 4, 5 y 6 de junio, presentan valores mayores al comportamiento general del resto de días. Por lo tanto, sus valores se ajustaron realizando el cálculo de radiación de onda corta (ecuación 75).

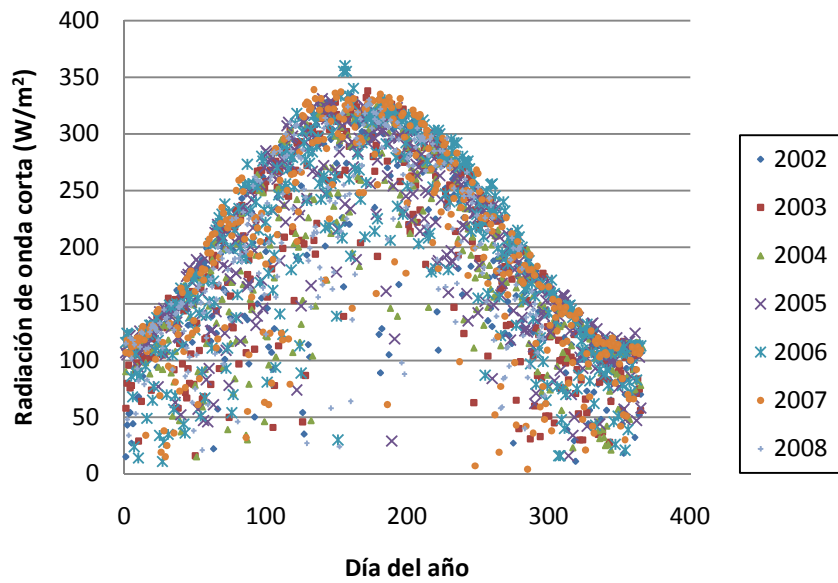


Figura 11. Radiación de onda corta diaria

El promedio diario mensual de la radiación de onda corta a lo largo del período de simulación puede apreciarse en la siguiente gráfica.

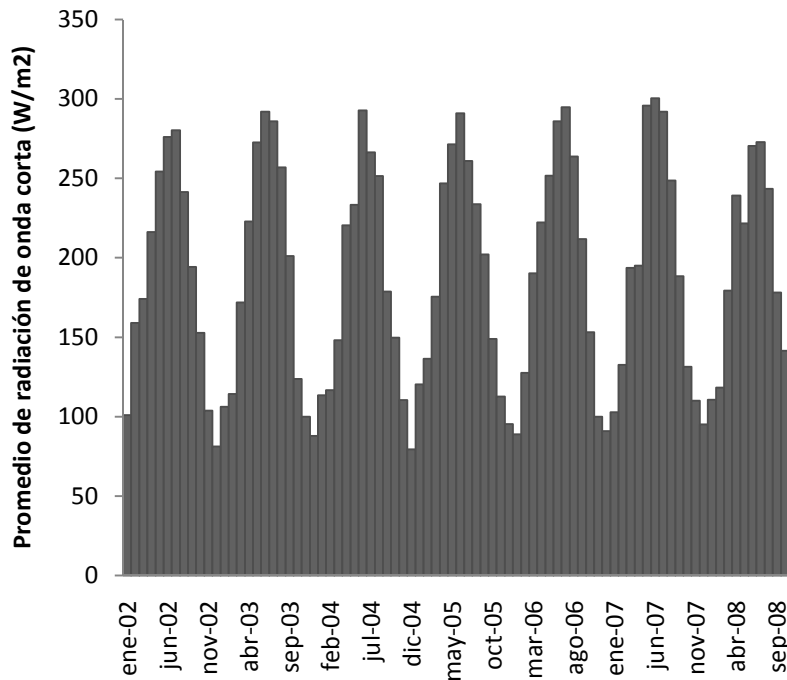


Figura 12. Radiación de onda corta media mensual para todo el período de simulación

4.2 Radiación de onda larga o cobertura de nubes

El cálculo de la cobertura de nubes se hizo a partir del cálculo de la radiación solar de onda corta (Martin y McCutcheon, 1999), que puede ser estimada con la siguiente ecuación:

$$q_{SW} = H_0 a_t (1 - R_S) C_a \quad (75)$$

Donde H_0 es la radiación solar que llega a la atmósfera, a_t es la atenuación atmosférica, R_S el albedo y C_a es la fracción de radiación solar no absorbida por las nubes.

Para la determinación de la cobertura de nubes se despejó C_a de esta ecuación, donde q_{SW} es la radiación de onda corta medida. Recordar que la estación meteorológica proporciona el valor de la radiación solar incidente, por lo tanto, para el cálculo de la cobertura de nubes, se desprecia el valor del albedo.

4.2.1 Radiación extraterrestre H_0 :

El flujo de la onda corta que alcanza la superficie terrestre se determina así:

$$H_0 = \frac{H_{SC}}{r^2} \left(\sin \phi \sin \delta + \frac{12}{\pi} \cos \phi \cos \delta (\sin h_e - \sin h_b) \right) \Gamma \quad (76)$$

Donde H_{SC} es la constante solar (1390 W/m^2), r es la distancia relativa entre la tierra y el sol, ϕ la latitud del meridiano local en radianes, δ la declinación solar en radianes, h_e y h_b el ángulo horario solar al final y al principio del período de tiempo respectivamente, y Γ es un factor de corrección para el flujo de radiación diario (0 entre anochecer y amanecer y 1 entre amanecer y anochecer).

Para la estimación de r se sigue la siguiente ecuación:

$$r = 1 + 0.017 \cos \left(\frac{2\pi}{365} (185 - JD) \right) \quad (77)$$

Donde JD es el día juliano

La declinación solar δ se calcula de la siguiente manera:

$$\delta = 23.45 \left(\frac{2\pi}{360} \right) \cos \left(\frac{2\pi}{365} (172 - JD) \right) \quad (78)$$

En verano esta inclinación tiene un valor positivo y en invierno negativo. La declinación alcanza cero en los equinoccios de verano y otoño y los valores máximo y mínimo en solsticio de verano y de invierno respectivamente.

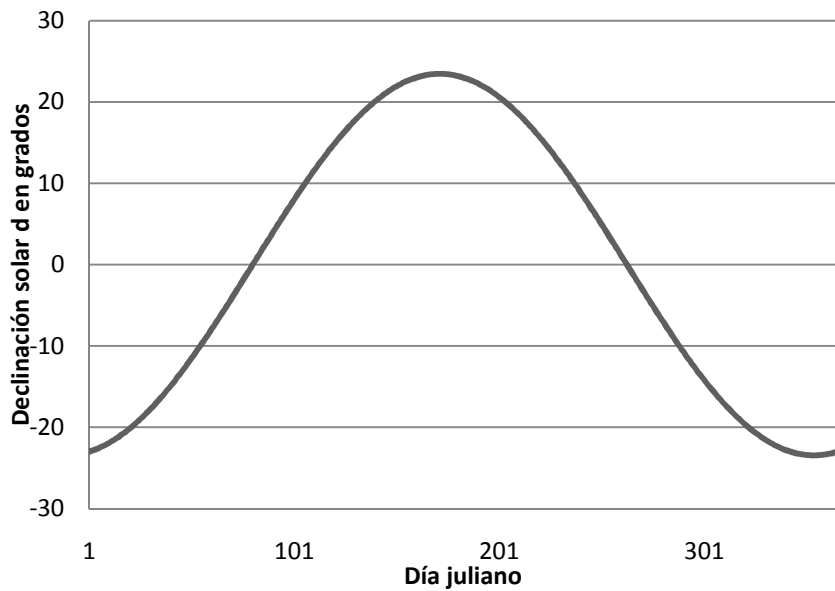


Figura 13. Declinación solar

Los ángulos horarios se estiman con las siguientes ecuaciones:

$$h_b = \left[\frac{\pi}{12} (h_r - 1) - \Delta t_s + 12a \right] + 2\pi b \quad (34)$$

$$h_e = \left[\frac{\pi}{12} (h_r - \Delta t_s + 12a) \right] + 2\pi b \quad (79)$$

Donde h_r es la hora del día de 1 a 24 y a y b se calculan con las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} a &= 1, & h_r &\leq 12 \\ a &= -1, & h_r &> 12 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 b &= 1, & \text{si } \left[\frac{\pi}{12}(h_r - 1) - \Delta t_s + 12a \right] < 0 \\
 b &= 0, & \text{si } 2\pi > \left[\frac{\pi}{12}(h_r - 1) - \Delta t_s + 12a \right] > 0 \\
 b &= -1, & \text{si } \left[\frac{\pi}{12}(h_r - 1) - \Delta t_s + 12a \right] > 2\pi
 \end{aligned}$$

El parámetro Δt_s es el equivalente en fracciones de hora, a la cantidad de tiempo que le toma al sol moverse entre el meridiano estándar y la posición de la masa de agua. Se determina con la siguiente ecuación:

$$\Delta t_s = \frac{E_a}{15} (L_{sm} + L_{lm}) \quad (80)$$

Donde L_{sm} y L_{lm} son la longitud del meridiano estándar y local, respectivamente, y E_a es igual a -1 si la masa de agua se encuentra al oeste del meridiano estándar, y 1 si se encuentra al este.

El parámetro Γ es igual a uno si $t_{su} < h_r < t_{ss}$, y es igual a cero para el resto de valores. Donde t_{su} es la hora de amanecer y t_{ss} la de anochecer de cada día.

$$t_{ss} = \frac{12}{\pi} \cos^{-1} \left(-\frac{\sin \phi \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta} \right) + \Delta t_s + 12 \quad (81)$$

$$t_{su} = -t_{ss} + 2\Delta t_s + 24 \quad (82)$$

4.2.2 Atenuación atmosférica

Existen varios métodos para calcular la atenuación atmosférica. A continuación se describe el del *Water Resources Engineers, Inc. (1967)* que además es el usado en el modelo Qual2E (Brown et al., 1987).

$$a_t = \frac{a_2 + 0.5(1 - a_1 - C_d)}{1 - 0.5R_s(1 - a_1 - C_d)} \quad (83)$$

Donde C_d es un coeficiente de polvo cuyo valor típico es 0.06 (variando entre 0 y 0.13), a_1 y a_2 son coeficientes medios de transmisión atmosférica que varía de acuerdo a la humedad de la atmósfera y pueden ser calculados así:

$$a_1 = e^{-(0.465+0.134P_{wc})(0.129+0.171e^{-0.88\theta_{am}})\theta_{am}} \quad (84)$$

$$a_2 = e^{-(0.465+0.134P_{wc})(0.179+0.421e^{-0.721\theta_{am}})\theta_{am}} \quad (85)$$

Donde P_{wc} es el contenido medio diario de agua en la atmósfera y θ_{am} es la masa de aire.

$$P_{wc} = 0.85e^{0.11+0.0614T_d} \quad (86)$$

$$\theta_{am} = \frac{\left(\frac{288-0.0065E}{288}\right)^{5.256}}{\sin \alpha + 0.15\left(\frac{\alpha 180}{\pi} + 3.855\right)^{-1.253}} \quad (87)$$

Donde T_d es la temperatura de rocío en °C, a la altitud del sol en radianes y se calcula así:

$$\alpha_1 = \left| \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \left(\frac{h_e + e_b}{2}\right) \right| \quad (88)$$

El coeficiente de reflexión R_s o albedo, se calcula con la siguiente ecuación:

$$R_s = A \left(\frac{180}{\pi} \alpha\right)^B \quad (89)$$

Donde A y B dependen de la cobertura de nubes como determina Anderson (1954) en la siguiente tabla:

Fracción cubierta por nubes (C_L)	A	B
$C_L > 0.9$	0.33	-0.45
$0.5 < C_L < 0.9$	0.95	-0.75
$0.1 < C_L < 0.5$	2.2	-0.97
$C_L < 0.1$	1.18	-0.77

Tabla 5. Coeficiente para describir la reflexión solar o Albedo.

Sin embargo, en el presente trabajo, el método usado para determinar la atenuación atmosférica fue el de Brass (1990) al resultar un valor menor de la misma, el cual es

más favorable para la cobertura de nubes que también resulta en un valor menor. Esto debido a que la zona donde se encuentra el Embalse Amadorio es bastante desértica, con poca nubosidad y precipitación.

$$a_t = e^{-n_{fac} a_1 m} \quad (90)$$

Donde n_{fac} es un factor de turbiedad atmosférica cuyo valor es 2 para cielos limpios y 4.5 para zonas urbanas contaminadas, y a_1 un factor de dispersión molecular, m la masa de aire.

$$a_1 = 0.128 - 0.154 \log_{10} m \quad (91)$$

$$m = 1 / (\sin \alpha + 0.15(\alpha_d + 3.885))^{-1.253} \quad (92)$$

Donde $\alpha_d = 180 \alpha / \pi$ es la altitud solar en grados desde el horizonte.

4.2.3 Cobertura de nubes

La fracción de radiación solar no absorbida por las nubes se determina con la siguiente ecuación, de la cual se despeja directamente la cobertura de nubes C_L para introducirla en el modelo DYRESM o para calcular posteriormente la radiación de onda larga.

$$C_a = 1 - 0.65 C_L^2 \quad (93)$$

La siguiente gráfica muestra el porcentaje de la cobertura de nubes calculada a partir de la atenuación atmosférica con los métodos del *Water Resources Engineers* y de *Brass*.

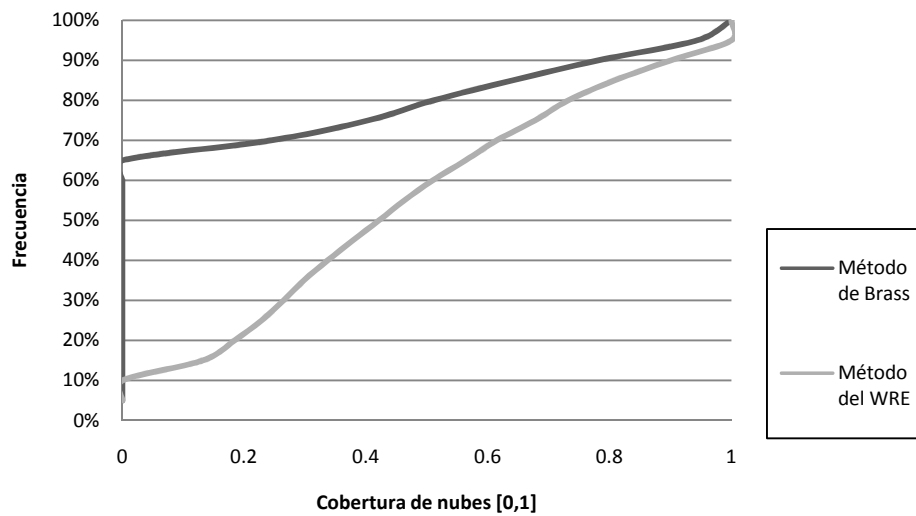


Figura 14. Porcentaje de ocurrencia cobertura de nubes calculadas por los métodos de Brass y del WRE.

Como puede apreciarse, el método de *Brass* representa más los valores de la fracción cubierta por nubes de la zona, que como se dijo anteriormente, es semiárida, con bajas precipitaciones y muy poca nubosidad. Con dicho método, se ve claramente como se presenta el 70% de la veces una cobertura de nubes de 0.2, mientras que con el método del *WRE* este valor sería de 0.6 aproximadamente, lo cual difiere bastante de la realidad, pues significaría que el cielo estaría un 60% cubierto por nubes el 70% del tiempo.

Cabe anotar, que al comparar la radiación de onda corta medida con la calculada luego de haber obtenido todos los parámetros, la calculada no alcanza los valores picos máximos de la medida. Esto sólo se logra usando la atenuación atmosférica del *Water Resources Engineers*, pero como se aclaró anteriormente, usando esta a_t se obtienen valores bastante elevados en nubosidad, lo cual no es representativo con la ubicación del embalse.

Otra razón por la cual se tomó la decisión anteriormente expuesta es que al modelar la temperatura, los resultados simulados no eran representativos con los datos observados, es decir, la temperatura simulada era bastante mayor que la observada. Se dará más detalle a esto en el apartado de calibración.

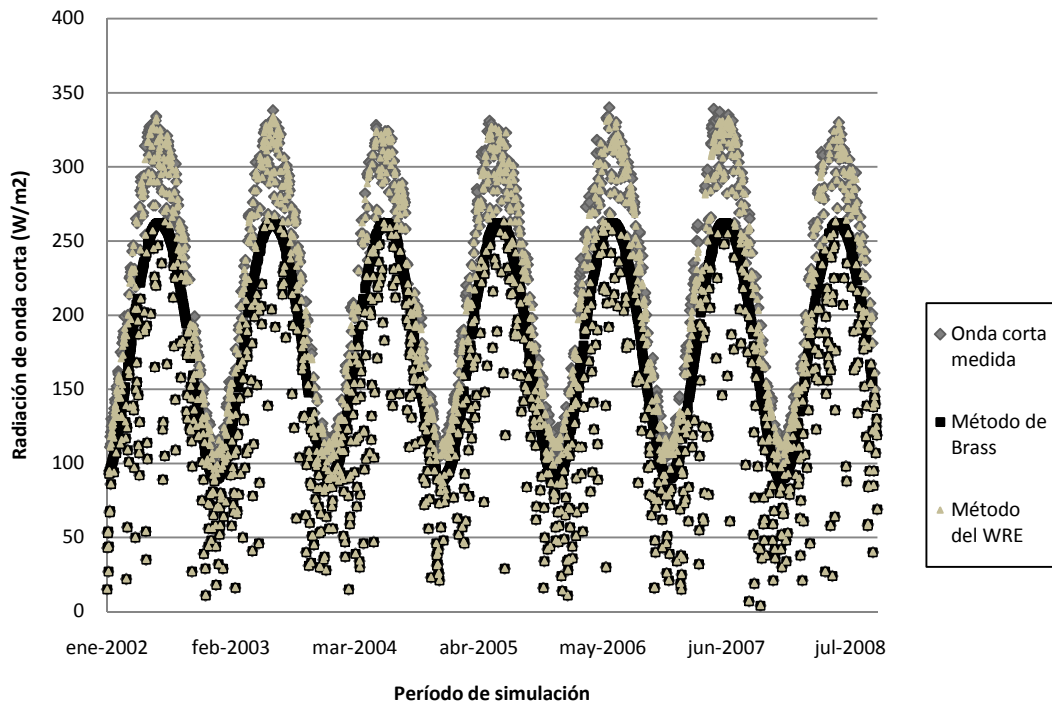


Figura 15. Radiación de onda corta diaria medida y calculada con a_t por el método del WRE y el método de Brass.

4.3 Velocidad del viento

Como se detalló en la explicación del modelo, uno de los mecanismos de mezclado de capas es el flujo cortante, el cual es activado cuando la velocidad del viento excede la velocidad crítica U_{crit} , cuyo valor se fija en el archivo de entrada del modelo *.par*. Por esta razón, la velocidad del viento debe asegurar que este mecanismo de mezcla tendrá lugar.

Las velocidades medias del viento registradas por la estación de Villajoyosa, pueden apreciarse en la siguiente gráfica:

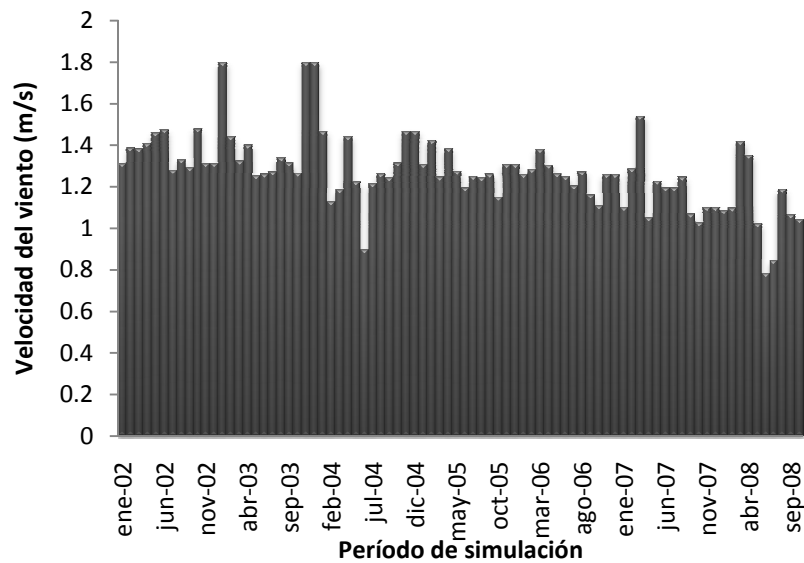


Figura 16. Velocidad media mensual de viento.

Para apreciar qué valores de velocidades son excedidas un 25% de las veces, se determinó la probabilidad acumulada de la velocidad media diaria del viento registrada por la estación.

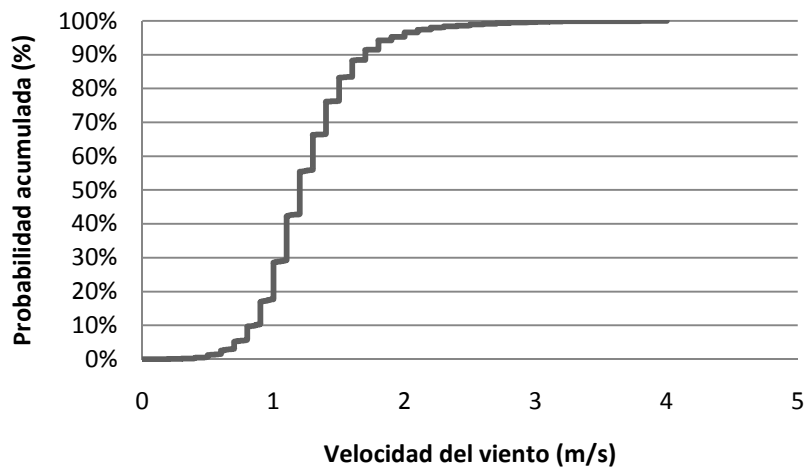


Figura 17. Probabilidad acumulada de la velocidad media diaria del viento.

Como parte del análisis de sensibilidad, las velocidades del viento fueron multiplicadas por un factor, para evaluar la influencia de esta variable dentro de la estratificación del embalse. Se dará mayor énfasis en dicho apartado.

4.4 Precipitación

La gráfica a continuación, muestra la precipitación acumulada mensual registrada en el período de simulación por la estación meteorológica de Villajoyosa (IVIA).

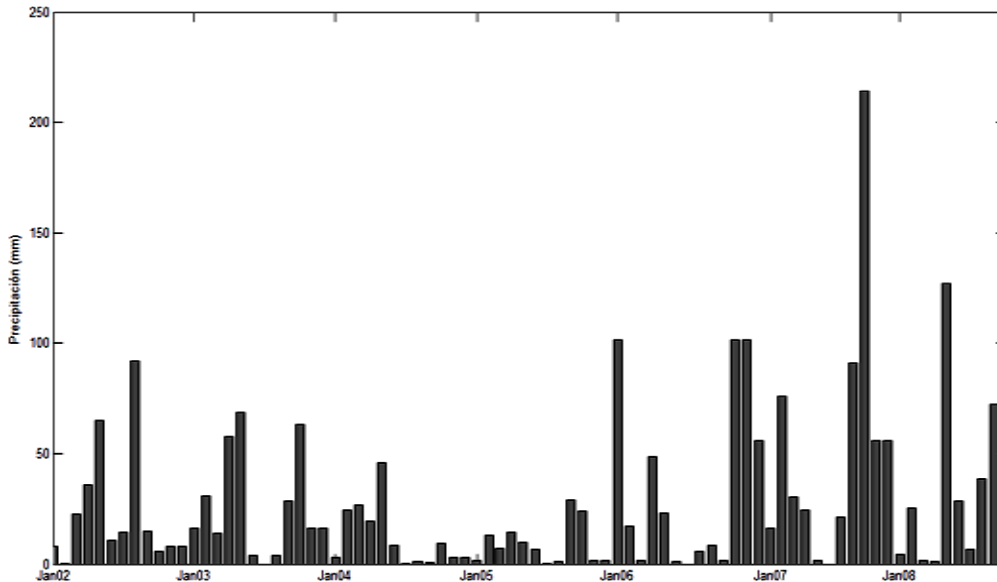


Figura 18. Precipitación mensual registrada por la estación meteorológica de Villajoyosa.

El día 12 de octubre de 2007 se presentó la máxima precipitación registrada por la estación de 104.6 mm, hecho que se ve reflejado en las entradas al embalse del día siguiente (figura 19).

4.5 Hidrología

Recordar que las aportaciones del embalse de Amadorio son en su mayoría procedentes de los bombeos realizados desde el azud de Torres y muy pocos de forma natural. La disponibilidad de agua marca la hidrología del embalse así como el tipo de gestión que se realiza en el mismo. Las sueltas se realizan principalmente en la época estival, coincidiendo con la escasez de aportes naturales y con el incremento estacional de la población.

Los datos de la explotación del embalse de volumen embalsado, caudal de entrada y caudal de salida, así como de morfología del mismo fueron suministrados, como se ha citado previamente en el apartado 4, por la Confederación Hidrográfica del Júcar.

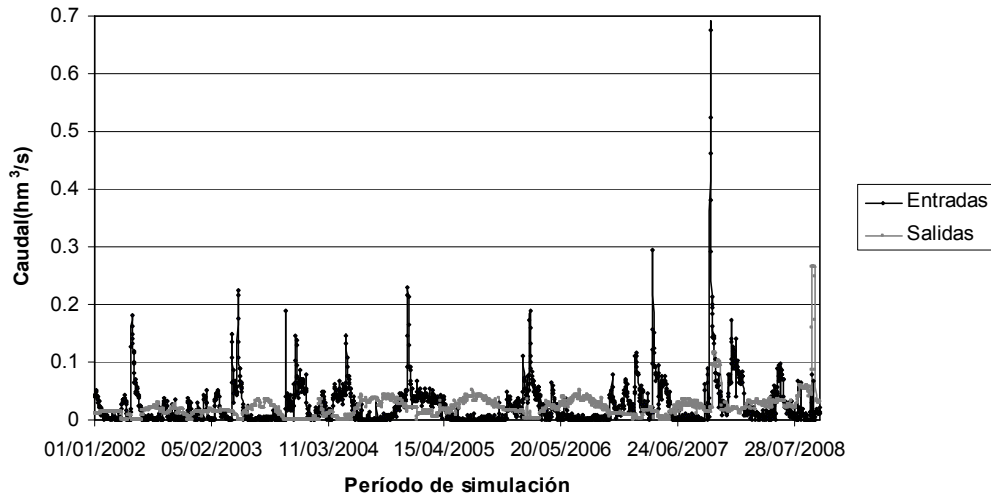


Figura 19. Caudal de entradas y salidas de agua a lo largo del período de simulación.

Por balance de masas se comprobó el valor de las entradas de agua, y con los datos de volumen embalsado y de batimetría del mismo, se determinó el nivel del embalse por interpolación lineal. La siguiente gráfica muestra los niveles de agua embalsados reales y simulados por DYRESM.

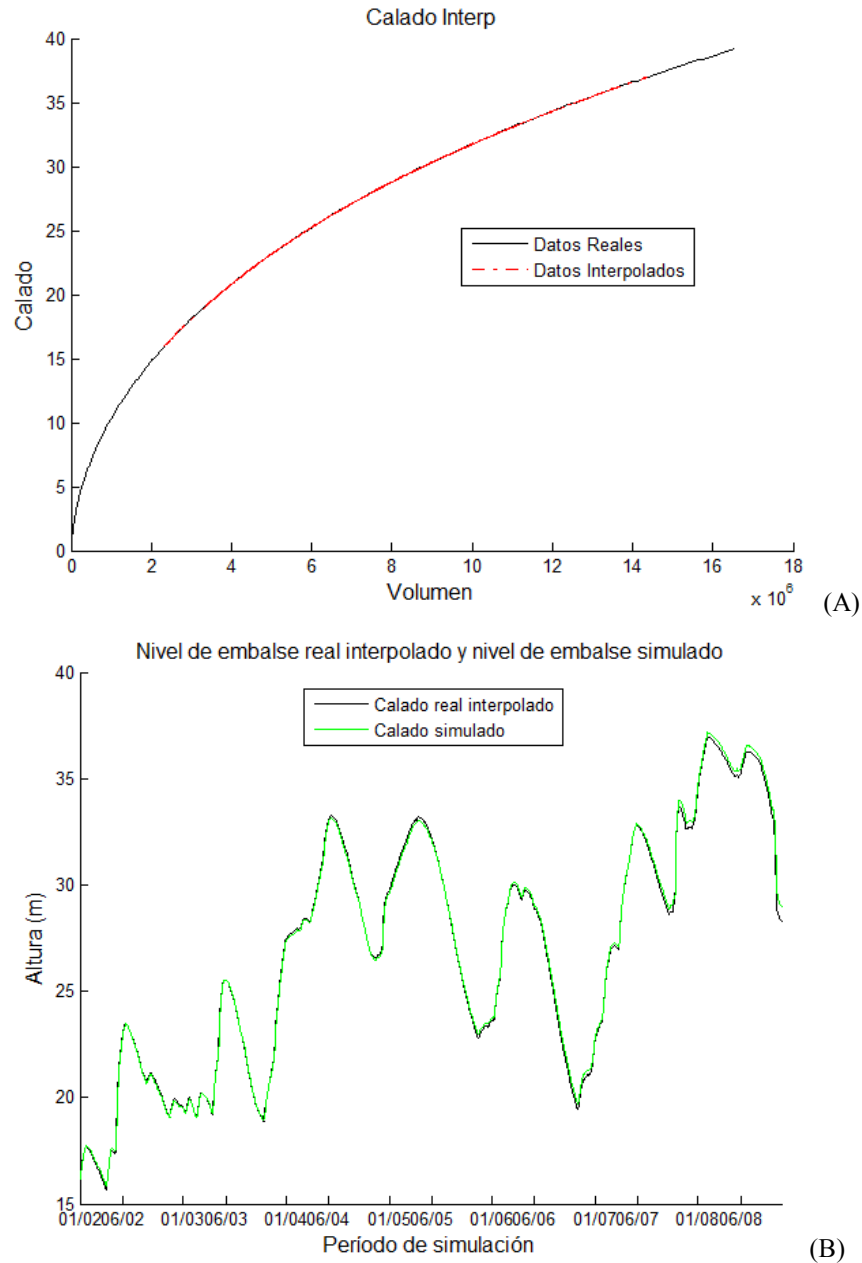


Figura 20. (A) Batimetría y (B) niveles simulado y real del embalse.

Como puede apreciarse, el modelo simuló bastante bien el balance de masas, usando los valores de radiación de onda larga determinada como anteriormente se explicó. Dentro del apartado de análisis de sensibilidad se entrará en mayor detalle sobre la influencia de esta variable en las simulaciones. La diferencia de niveles simulado y real puede apreciarse en la figura 20.

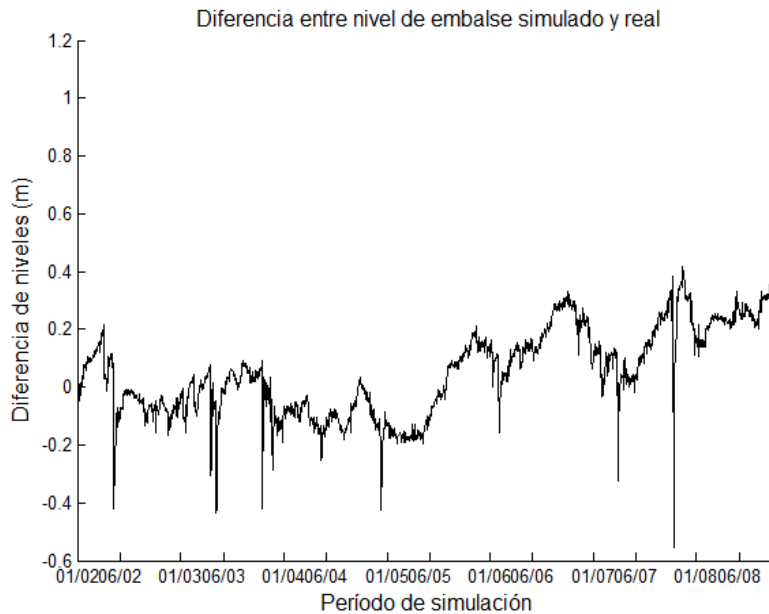


Figura 21. Error en nivel de embalse simulado.

4.6 Datos iniciales

Otro dato de entrada requerido por el modelo, son los perfiles iniciales de las variables a simular. Para el componente hidrodinámico sólo son necesarios la temperatura, la salinidad y el nivel del embalse del primer día de simulación. La temperatura y la salinidad se asumieron constantes en la profundidad, pues el comienzo de la simulación es en invierno, donde se supone el embalse como totalmente mezclado.

4.6.1 Datos observados

El embalse de Amadorio cuenta con una sonda multiparamétrica autoposicionable instalada en la presa del mismo, la cual, proporciona mediciones de las variables de calidad que permiten luego observar la estratificación real del embalse. Dichas variables son oxígeno disuelto, pH, conductividad y temperatura. El aporte de la sonda multiparamétrica es bastante útil para la gestión de la calidad del agua en el embalse en tiempo real y con unos medios relativamente sencillos.

Cabe señalar que los avances siguen adelante, ya que existe la posibilidad actualmente de disponer de sondas capaces de medir más parámetros (potencial redox, clorofila a,

cianobacterias, etc.), para agregar información a la actualmente disponible y, con esto, mejorar la gestión sobre todo en el aspecto temporal (Bluhm, 2008).

La sonda realiza en cada una de sus inmersiones, mediciones a 32 profundidades distintas que varían en función de la cota del embalse. Para el período de simulación se cuenta con 1252 días de datos observados, que fueron usados para la calibración y validación del modelo.

Los años con mayor cantidad y continuidad de datos fueron 2005, 2006 y 2007, y a partir de julio de 2004, y fueron estos con los que se compararon los resultados simulados. Para dicha comparación se estimaron dos errores, el error residual y su valor absoluto:

$$E^1 = T_{obs} - T_{sim} \quad (94)$$

$$E^2 = |T_{obs} - T_{sim}| \quad (95)$$

4.6.1.1 Estratificación del embalse

Los perfiles de temperatura a lo largo de un año se exponen a continuación, los cuales permiten apreciar la estratificación del embalse. Ésta resulta cuando la radiación solar aumenta dominando la mezcla sobre el viento, que es incapaz de mezclar la superficie del agua con la profundidad.

A partir del mes de abril comienza a presentarse una pequeña estratificación. Aproximadamente a 3 m desde la superficie se aprecia una frontera donde comienza la disminución de la temperatura. Progresivamente en el mes de mayo, esta frontera se va haciendo más marcada y el gradiente de temperaturas alcanza los 8 m de profundidad desde la superficie. El mes de junio se hace más evidente la termoclina. Aproximadamente los primeros 5 m conservan las mismas temperaturas, y a partir de este punto, la termoclina aparece mostrando cambios súbitos en las mismas. Este fenómeno no se puede apreciar claramente en el año 2003, donde el gradiente de temperaturas desciende hasta los 16 m de profundidad, presentando inestabilidad.

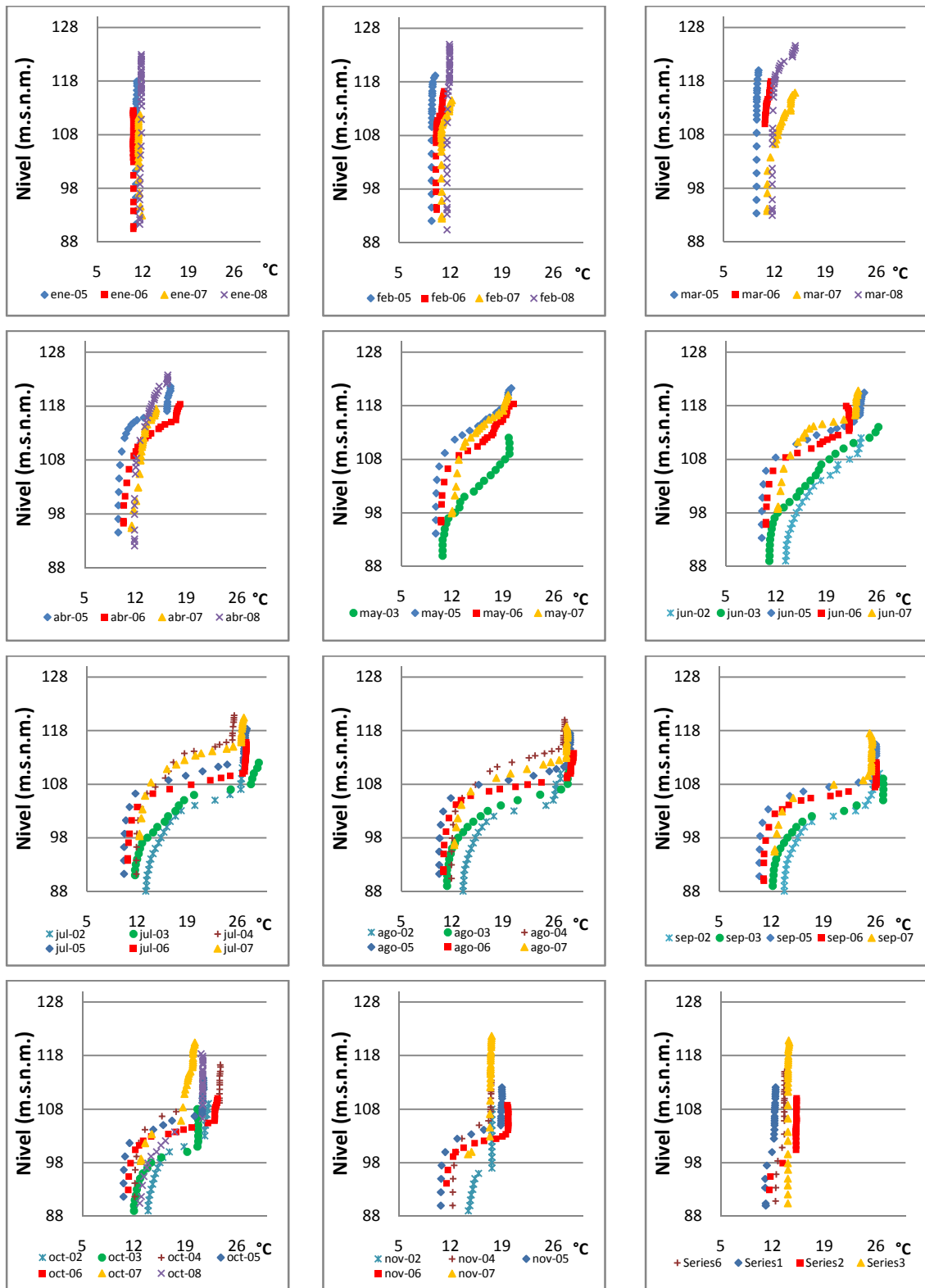


Figura 22. Estratificación del embalse de Amadorio. Perfiles de temperatura.

Los meses de verano (julio, agosto y septiembre), muestran claramente la estratificación del embalse y la profundidad de la termoclina (entre 7 y 12 m de profundidad), produciéndose un descenso brusco de la temperatura. En el hipolimnion las temperaturas no alcanzan a estabilizarse, sino que presentan cambios menos rudos que en la termoclina. La altura del epilimnion se encuentra entre 5 y 7 m de profundidad desde la superficie.

En el mes de octubre se aprecia el gradiente de temperaturas a mayor profundidad, a unos 10 m o 7, dependiendo del año, donde comienza el descenso de la temperatura sin llegar a estabilizarse. En noviembre la zona de transición de los perfiles se ha desplazado aún más hacia el fondo del embalse, evidenciando la mezcla que se está produciendo en el mismo. El año 2007 presenta esta transición mucho más profunda (a 18 m aproximadamente) que los otros años donde esta varía entre los 7 m y los 15 dependiendo del año.

Los meses de diciembre, enero y febrero reflejan la mezcla completa que se presenta en el embalse por la pérdida de calor del epilimnion, y sólo a partir del mes de marzo, comienzan a exponerse los pequeños cambios en la temperatura en la superficie.

4.7 Análisis de sensibilidad y calibración

Para estimar el impacto potencial de los datos inciertos sobre los resultados del modelo, así como para probar la robustez del modelo con los cambios de datos de entrada o de los coeficientes asignados en la configuración del modelo (espesor de capas, coeficiente de extinción lumínica, entre otros), se condujo a un análisis de sensibilidad, que permite determinar los factores que más afectan la estructura del embalse.

El análisis de sensibilidad se realizó comparando los valores de temperatura en la columna de agua de una simulación modelo, con los valores de otras simulaciones cambiando algunos parámetros (tabla 6).

Dos mediciones de sensibilidad fueron usadas para la interpretación de los resultados del modelo, las cuales fueron usadas para evaluar los cambios en las concentraciones

medias en la columna de agua y los cambios en la distribución vertical, esta última, debido a que las concentraciones medias pueden permanecer sin cambios aún cuando la distribución vertical sí los presenta.

Los cambios en las concentraciones medias fueron determinados calculando el promedio de los valores sobre la columna de agua cada día de simulación. Luego, los valores medio, máximo y mínimo de dicho promedio fueron registrados y analizados. Esto se hizo para todas las simulaciones realizadas durante la etapa de análisis de sensibilidad (11 para temperatura, 19 para fitoplancton, amonio, oxígeno disuelto y ortofosfato).

Los cambios en la distribución vertical fueron medidos dividiendo la desviación estándar de cada variable por la media sobre la columna de agua, para normalizar los datos. Luego se analizaron los valores máximos de dichos datos. Con los mínimos no se hizo lo mismo pues éstos representan la homogeneidad de la columna de agua.

Simulación No	Parámetro	Unidades	Valor asignado	Valor simulación modelo
1	Modelo			
2	ε	m^{-1}	0.3	0.65
3	ε	m^{-1}	0.95	
4	η_{ws}		0.08	0.6
5	h_{min}	m	0.5	1.0
6	h_{max}	m	3	2.0
7	$q_{lw,e}$	W/m^2	calculada con $a_t=0.68$	calculada con $a_t=0.53$
8	$q_{lw,e}$	W/m^2	80% de la calculada con $a_t=0.68$	
9	U	m/s	140%	100%
10	U	m/s	80%	
11	U_{crit}	m/s	0.5	3.0

Tabla 6. Parámetros usados en análisis de sensibilidad del modelo hidrodinámico

Al graficar los resultados en histogramas se puede notar a qué parámetros la temperatura presentó mayor sensibilidad.

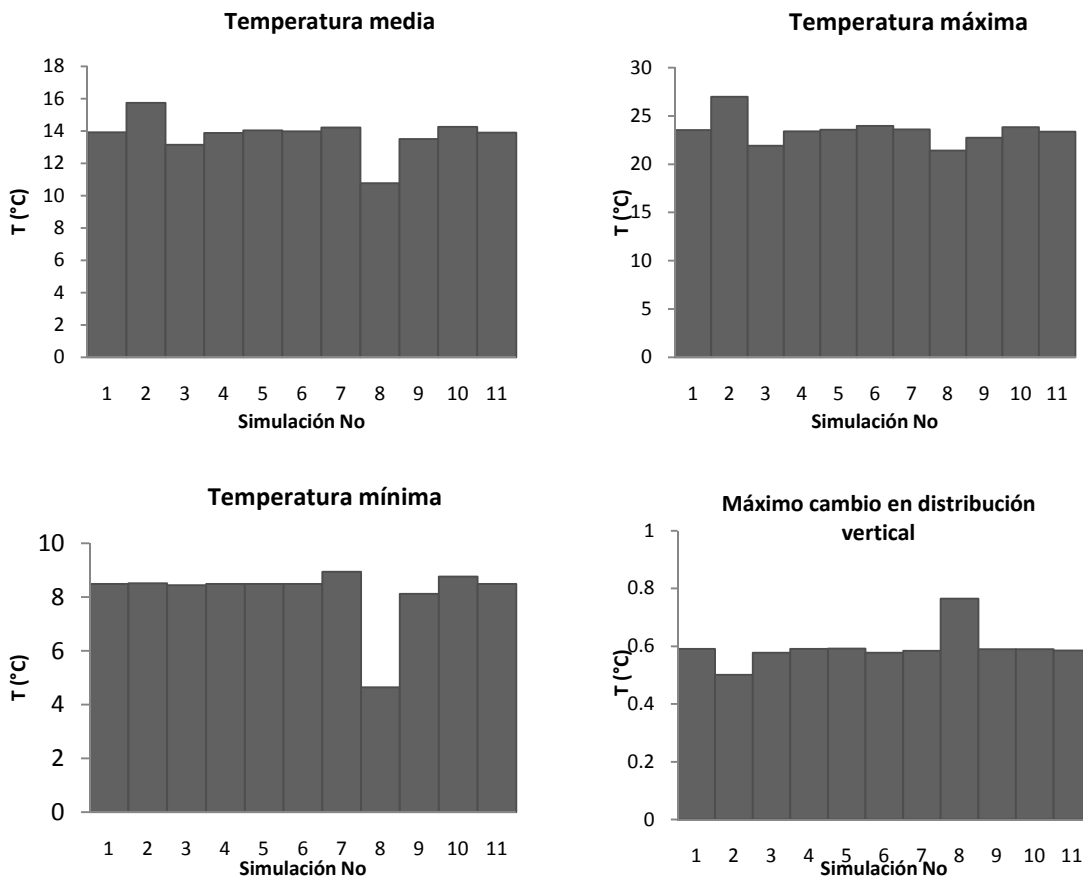


Figura 23. Valor medio, máximo y mínimo de temperatura en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo hidrodinámico

Los histogramas muestran que la temperatura es bastante sensible al coeficiente de extinción lumínica y a la radiación de onda larga, esto a su vez, lo hace sensible a la radiación de onda corta.

Se ve claramente la influencia del coeficiente de extinción lumínica cuando tiene valores bajos. Si se evalúa la ecuación (38) se observa que la radiación de onda corta entrante en la columna de agua disminuye exponencialmente al aumentar dicho valor, al igual que si se aumenta el espesor de la capa. Sin embargo, este último parámetro resulta menos relevante en el análisis de sensibilidad de la temperatura en la columna de agua. Esto puede ser debido a que el modelo toma un espesor de capa, que puede variar entre el mínimo y el máximo especificado por el usuario, en cada escala de tiempo diaria y subdiaria y no permanece constante.

4.7.1 Calibración

Para determinar el valor de los parámetros del modelo, se realizaron 30 simulaciones. Los parámetros más importantes se indican a continuación.

4.7.1.1 Coeficiente de extinción lumínica

El mayor problema al modelar el componente hidrodinámico, era la mala representación de la temperatura en el hipolimnion en la época de otoño, especialmente del año 2006. Al usar un valor para el coeficiente de extinción lumínica bajo, los resultados del modelo reflejaban un incremento en la temperatura en toda la columna de agua, y por consiguiente, en el hipolimnion, donde era especialmente alta. Si dicho valor se fijaba a uno mucho más alto, se seguía presentando una alta temperatura en el hipolimnion, pero ya no tan marcada, y en el metalimnion, se apreciaba una subestimación de la temperatura, cuando antes el dato observado era menor que el simulado. La siguiente gráfica permite tener una idea de lo citado.

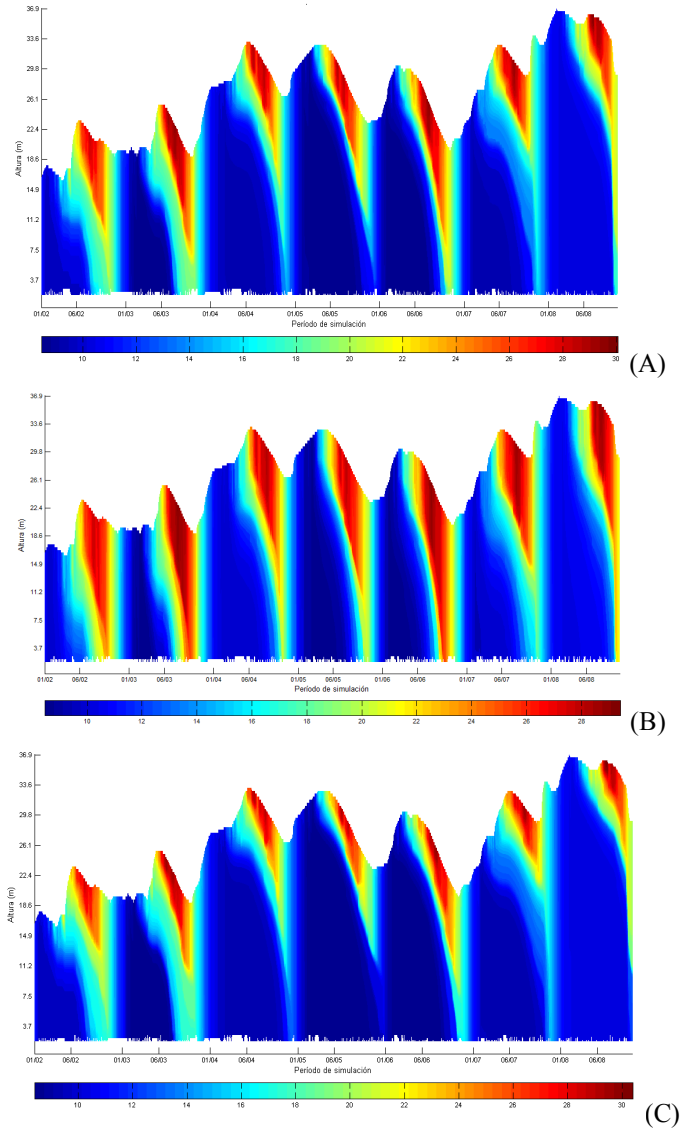


Figura 24. Temperatura simulada con (A) $\varepsilon = 0.60$, (B) $\varepsilon = 0.35$, y (C) $\varepsilon = 0.95$,

La siguiente gráfica muestra el error E^l de las simulaciones 2 y 3 (tabla 6).

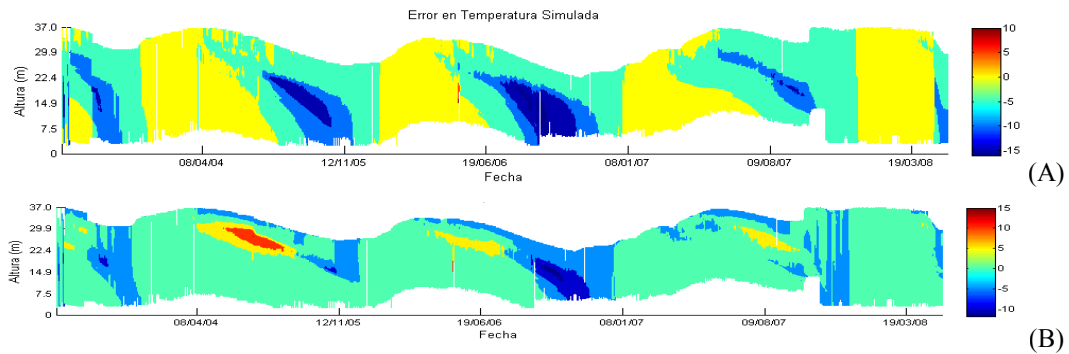


Figura 25. Error E^l en temperatura simulada con (A) $\varepsilon = 0.35$ y con (B) $\varepsilon = 0.95$

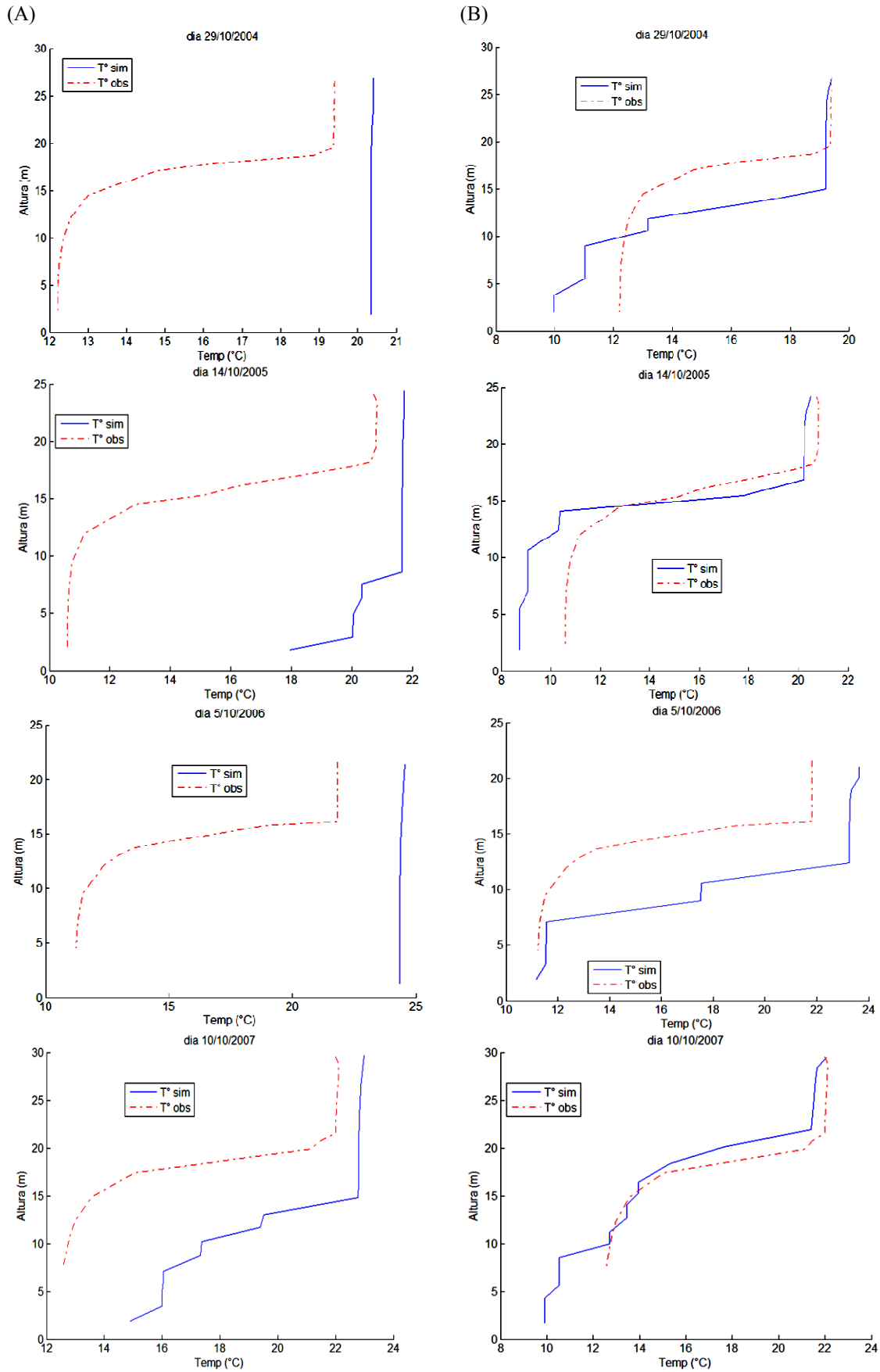


Figura 26. Perfiles de otoño de los años 2004, 2005, 206 y 2007 para simulaciones con (A) $e=0.35$ y (B) 0.95 .

Puede apreciarse que en otoño del año 2006 y en verano de 2005 se presentan los mayores errores de la simulación usando un $\varepsilon=0.95$. La figura 26 muestra los perfiles de otoño de los años 2004, 2005, 2006 y 2007 para los coeficientes de extinción lumínica 0.35 y 0.95.

Existen varias ecuaciones empíricas para calcular el coeficiente de extinción lumínica. Por ejemplo, a partir de la profundidad del disco de Secchi, puede ser determinado dicho parámetro, con la siguiente expresión, recomendada por el *Environmental Laboratory* (1985), y desarrollada por Williams et al., 1981:

$$\varepsilon = 1.1SD^{-0.73} \quad (96)$$

De esta forma, y con los datos de profundidad del disco de Secchi para el embalse de Amadorio se tienen los siguientes valores de ε :

Campaña	SD (m)	ε
Primavera 2005	2.95	0.50
Junio 2005	4.40	0.37
Verano 2005	2.40	0.58
Septiembre 2005	3.20	0.47
Otoño 2005	2.35	0.59
Primavera 2006	5.50	0.32
Verano 2006	1.80	0.72
Otoño 2006	1.35	0.88
Primavera 2007	0.80	1.29
Junio 2007	3.50	0.44
Verano 2007	4.50	0.37
Septiembre 2007	3.20	0.47
Otoño 2007	5.00	0.34
Primavera 2008	1.70	0.75
Invierno 2008	1.90	0.69
Promedio		0.59

Tabla 7. Profundidad de disco de Secchi y coeficiente de extinción lumínica correspondiente para el embalse de Amadorio.

Como dicho parámetro depende de las condiciones de turbidez del embalse no debería ser calibrado, pero dentro de la modelación de la temperatura, se ve la importancia que este tiene.

Comparando con modelos realizados anteriormente con bastante éxito en otros embalses (*Prospect Reservoir, Schladow y Hamilton, 1995; Lake Kinneret, Imberger et al, 2001*), éstos también presentaron discrepancias entre las temperaturas observadas y simuladas en el fondo del embalse. Puede vincularse este fallo a una insuficiente modelación de la capa bentónica (Imberger et al, 2001).

Así mismo, el uso de un coeficiente de extinción lumínica constante para todo el período de simulación, limita la correcta modelación del embalse, pues las poblaciones fitoplanctónicas introducen variaciones estacionales a dicho coeficiente que no se ven reflejadas en el modelo, lo cual conlleva a una inexacta predicción de la temperatura, como de otras variables.

Para encontrar el mejor coeficiente de extinción lumínica, se modelaron los años 2005, 2006 y 2007 por separado y, a su vez, comprobar que el problema de la mezcla en el hipolimnion no tiene que ver con el período de simulación.

2005

La gráfica a continuación muestra las simulaciones para dos coeficientes de extinción lumínica, 0.35 y 0.95, respectivamente.

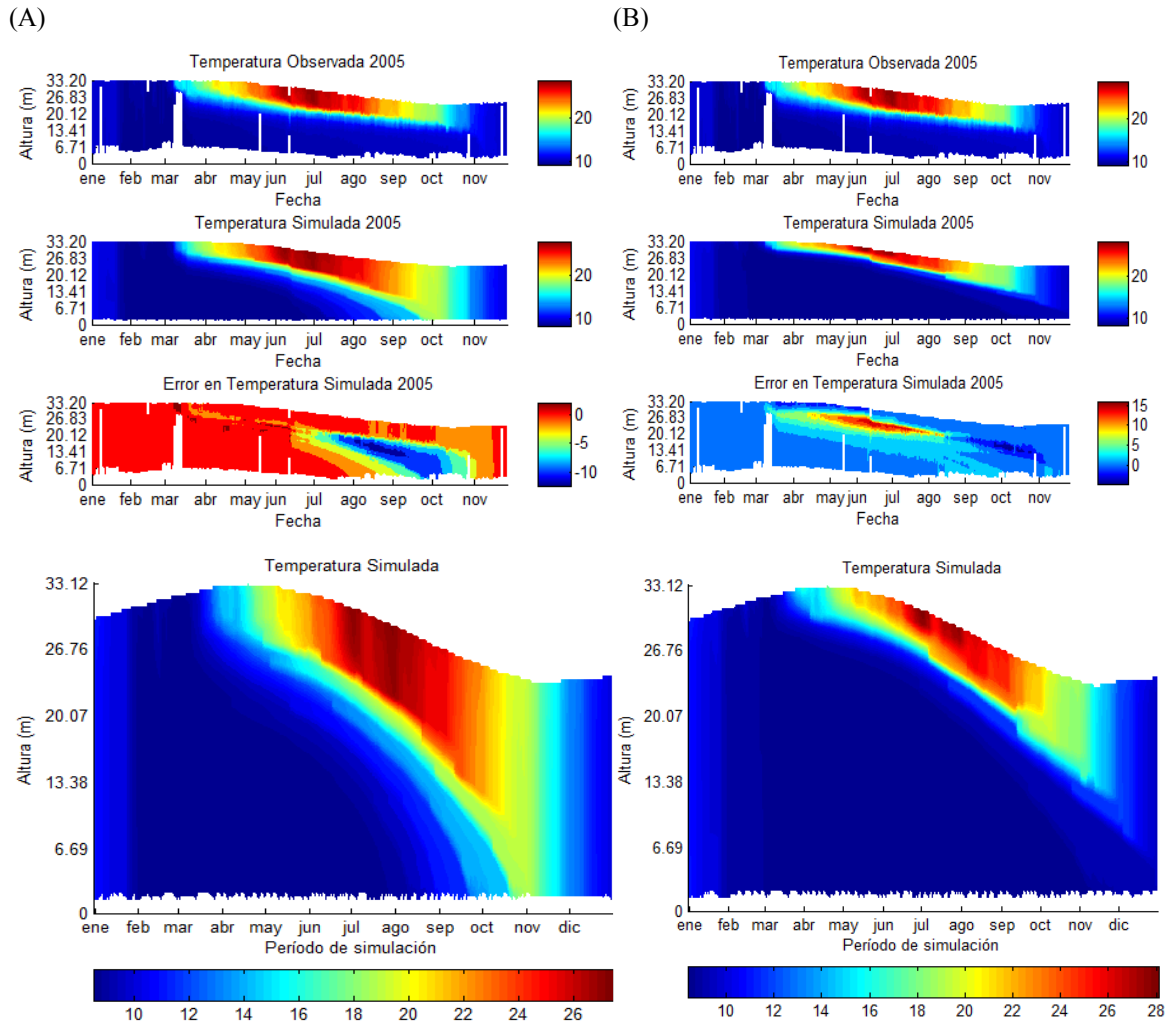


Figura 27. Temperatura simulada para el año 2005 con (A) $\varepsilon=0.35$ y (B) $\varepsilon=0.95$.

Para el año 2005, cualquiera de los dos coeficientes conlleva a un desplazamiento del error. Con un valor de 0.35, el error se sitúa en el hipolimnion en otoño, mientras que con un valor de 0.95 el error se traslada al metalimnion en verano. El porcentaje de ocurrencia de los errores residuales E^2 (ecuación 95), para coeficientes de extinción lumínica de 0.35, 0.60 y 0.95, se presenta en la siguiente gráfica:

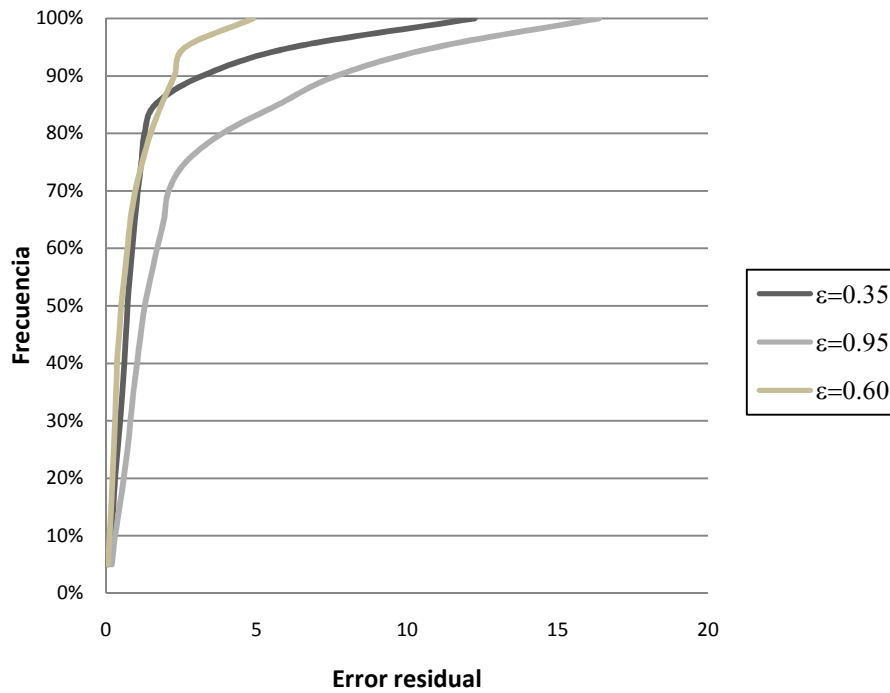


Figura 28. Error residual de temperatura simulada del año 2005 con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$.

Para el 2005, un coeficiente de 0.60 representa una mejor simulación, donde el 90% de los errores está por debajo de 2.3°C, mientras que con valores de 0.35 y 0.95 este porcentaje está por debajo de 3.2°C y 7.6°C, respectivamente.

2006

Sin duda, el año 2006 es uno de los más conflictivos, con una muy mala representación de las temperaturas en el hipolimnion, donde al parecer, se produce un exceso de mezcla, como se puede apreciar en la figura a continuación.

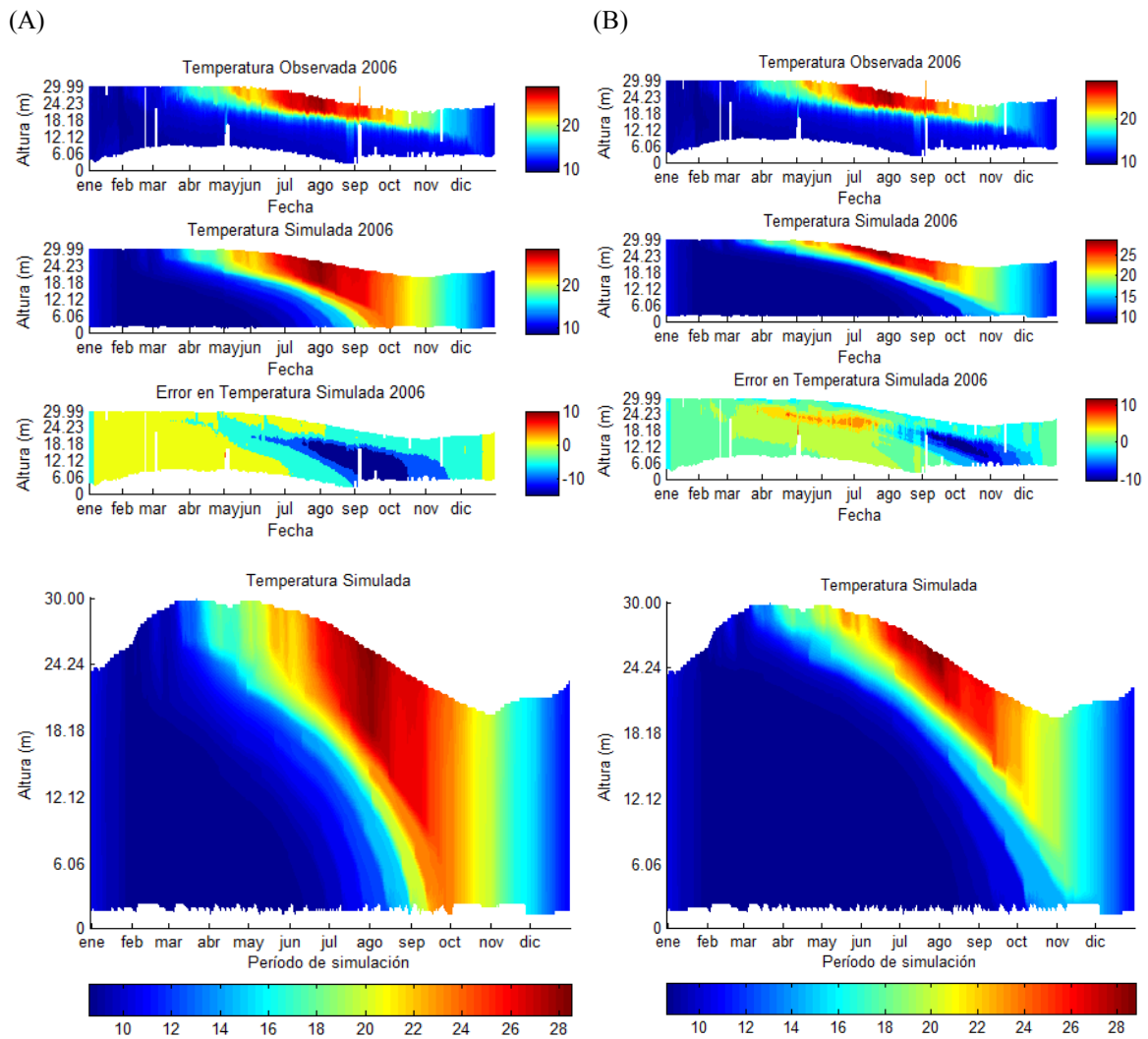


Figura 29. Temperatura simulada para el año 2006 con (A) $\varepsilon=0.35$ y (B) $\varepsilon=0.95$.

El año 2006, presenta un alto error en toda la época de estratificación del embalse (desde abril), con cualquiera de los coeficientes. Un valor de 0.95 podría mejorar la temperatura en el hipolimnion en época de verano, pero el metalimnion sigue presentando errores altos.

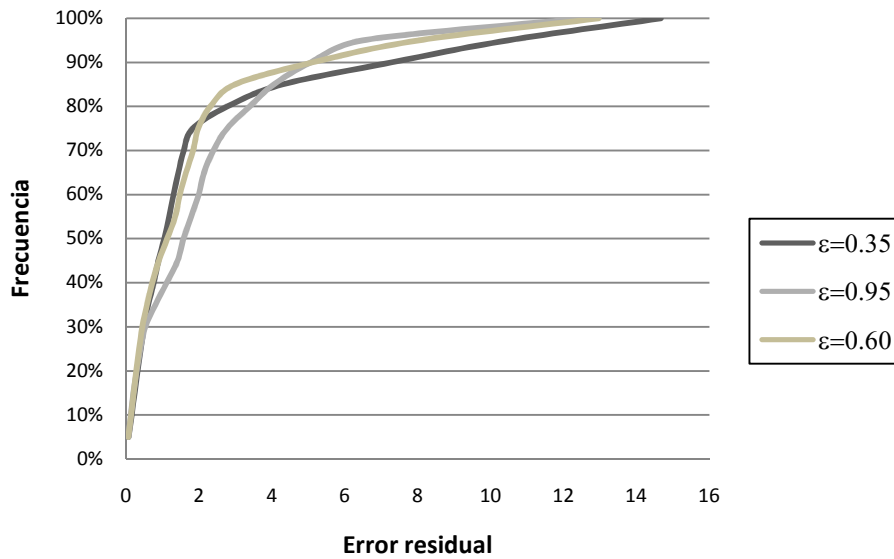


Figura 30. Error residual absoluto E^2 de temperatura simulada del año 2006 con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$.

Cabe anotar que en el año 2006 se comporta mejor el valor de 0.95 para el coeficiente de extinción lumínica, comparándolo con el año anterior, donde por ejemplo, el 90% de los errores se encuentra por debajo de 7.6°C en el año 2005, mientras que para el 2006 se encuentra por debajo de 5.1°C. Aún así, el menor error lo proporciona un valor para el coeficiente de extinción lumínica de 0.60, como puede apreciarse en la gráfica anterior.

2007

El año 2007 es el mejor simulado de todo el período de simulación, con una estratificación representativa en la columna de agua. La grafica a continuación muestra el comportamiento de las simulaciones a los dos coeficientes de extinción lumínica extremos (0.35 y 0.95).

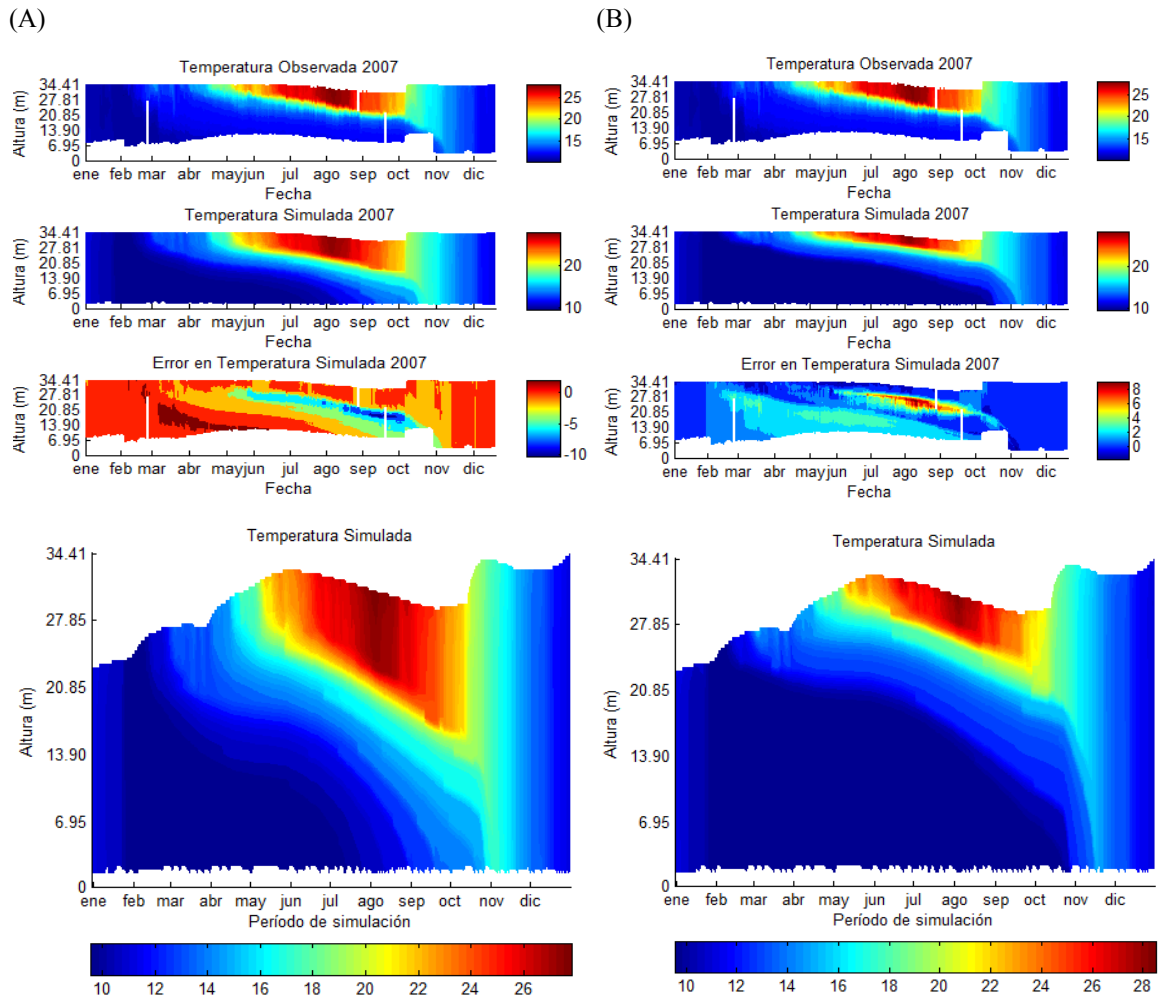


Figura 31. Temperatura simulada para el año 2007 con (A) $\varepsilon=0.35$ y (B) $\varepsilon=0.95$.

Para evaluar cuál coeficiente se comporta mejor, se ilustra el error residual absoluto a lo largo del período de simulación.

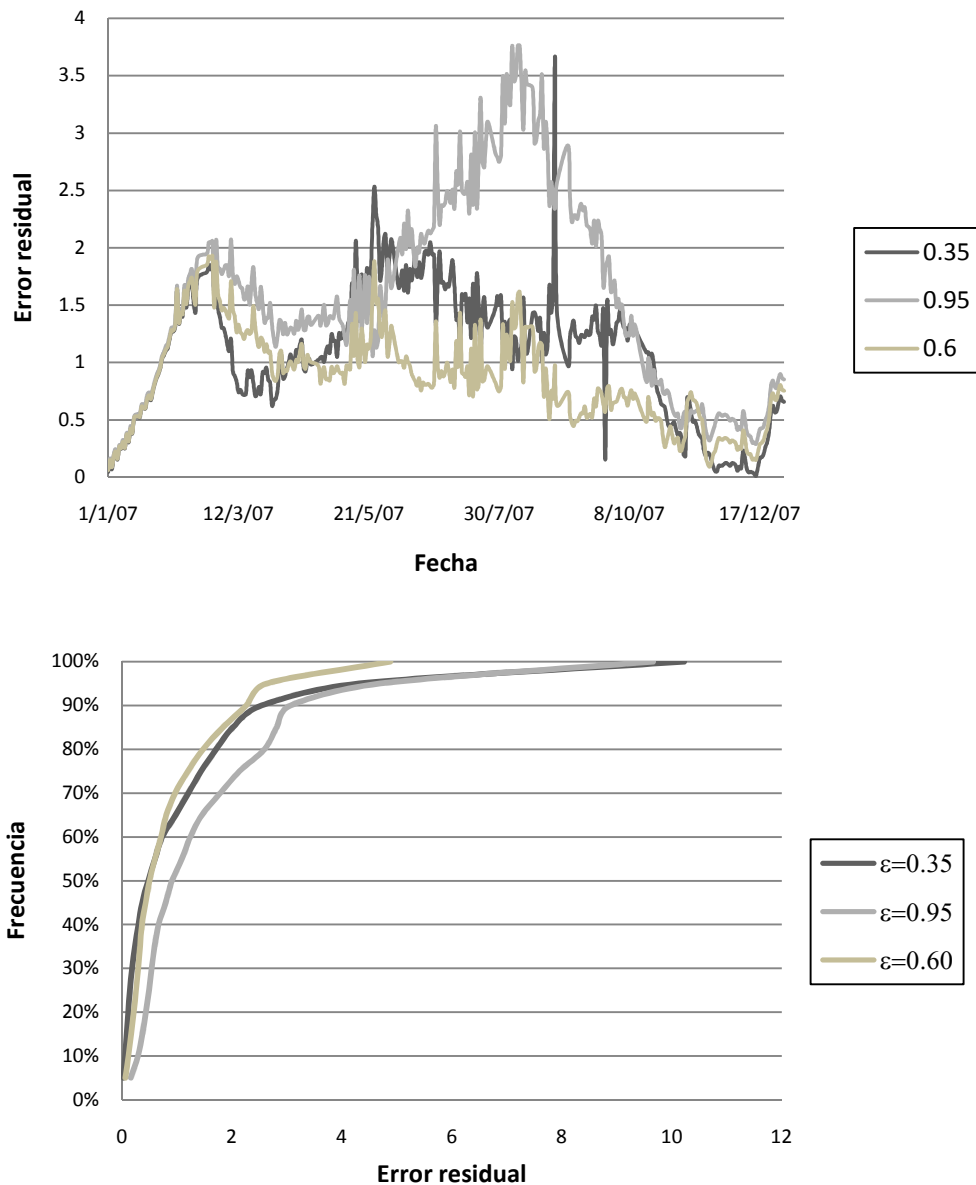


Figura 32. Error residual absoluto E^2 de temperatura simulada del año 2007 con $\epsilon=0.35$, $\epsilon=0.60$ y $\epsilon=0.95$.

Como en los años anteriores, el mayor error se presenta en la época de verano y otoño para un coeficiente de extinción de 0.95, mientras que con valores de 0.35 o 0.60, el error se presenta a finales de invierno y finales de primavera.

La simulación del año 2007, como en los años anteriores, se desarrolla mejor con un coeficiente ϵ de 0.60, con error medio de 0.8°C y desviación estándar de 0.82.

Finalmente, basándose en el menor error cuadrático en la columna de agua para el período de simulación completo (de 2002 a 2008), se fija un valor para ϵ de 0.60, el cual

se aproxima bastante al coeficiente calculado a partir de la profundidad del disco de Secchi (ecuación 96). Si bien el error visto para todo el período no difiere mucho entre los tres coeficientes evaluados, este valor presenta el menor error, pues para el 90% de las veces, el error se encuentra por debajo de 3°C, mientras que para valores de 0.35 y 0.95 el error se encuentra por debajo de 4.1 y 4.4 °C, respectivamente. La siguiente gráfica muestra el error residual ordenado.

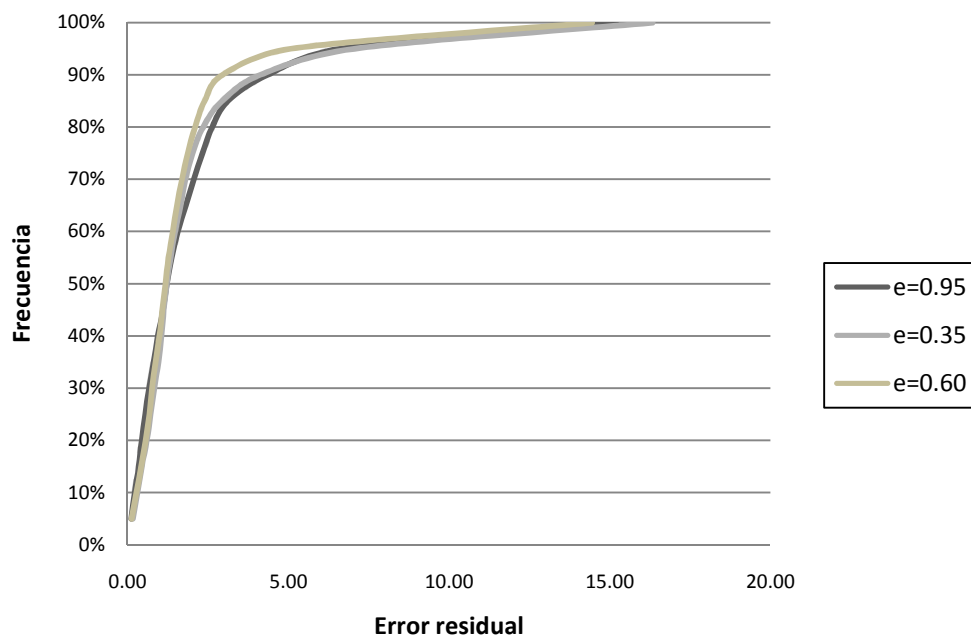


Figura 33. Frecuencia del error para todo el período de simulación con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$.

4.7.1.2 Radiación de onda larga

Si bien una reducción de la onda larga ayuda a la disminución en la temperatura del agua, esta variable meteorológica ya había sufrido una alteración en el cálculo de la misma por el método de *Brass* para la atenuación atmosférica, por lo que una reducción ya no la haría representativa, además de que conlleva a una desmejora en el balance de masas simulado por descenso de la evaporación.

En la gráfica a continuación se ve el error en la temperatura simulada con la radiación de onda larga calculada a partir de los métodos del *WRE* y de *Brass*, para exponer el caso comentado en el apartado del cálculo de la cobertura de nubes.

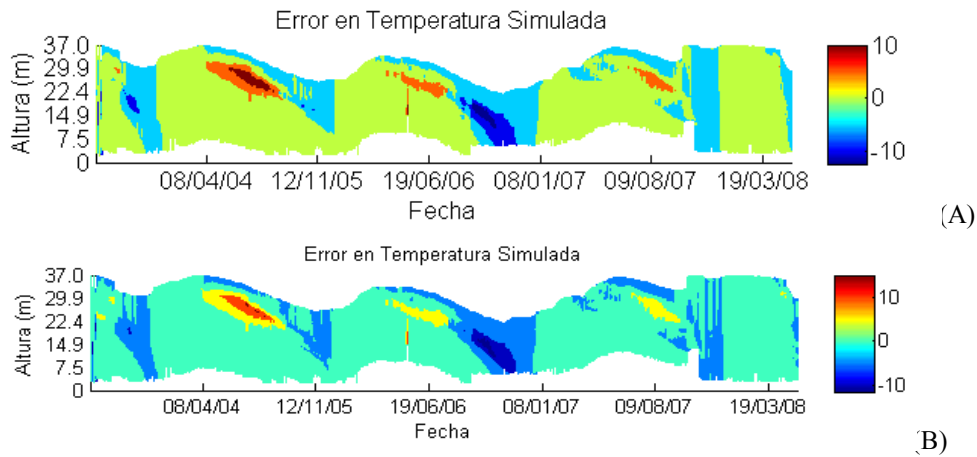


Figura 34. Error en temperatura simulada con radiación de onda corta calculada a partir de la atenuación atmosférica del método del (A) WRE y (B) Brass.

El método de atenuación atmosférica de *Brass* proporciona una radiación de onda larga menor que el método del *WRE*, lo cual permite acercarse más a las temperaturas observadas en la superficie del embalse.

4.7.1.3 Velocidad del viento, velocidad crítica y coeficiente de agitación

Debido al exceso de mezcla que se da en el hipolimnion en la época de otoño, un incremento en la velocidad del viento, inducirá más mezcla aún. El aumento también conlleva a una ligera disminución de la temperatura, mejorando la simulación de la superficie. Una disminución traerá en cambio, una mala simulación de los balances de masa del embalse. Se comparó el error residual generado con un factor multiplicativo (*FM*) de la velocidad del viento, y sus diferencias no fueron significativas. Finalmente, se decidió no alterar esta variable.

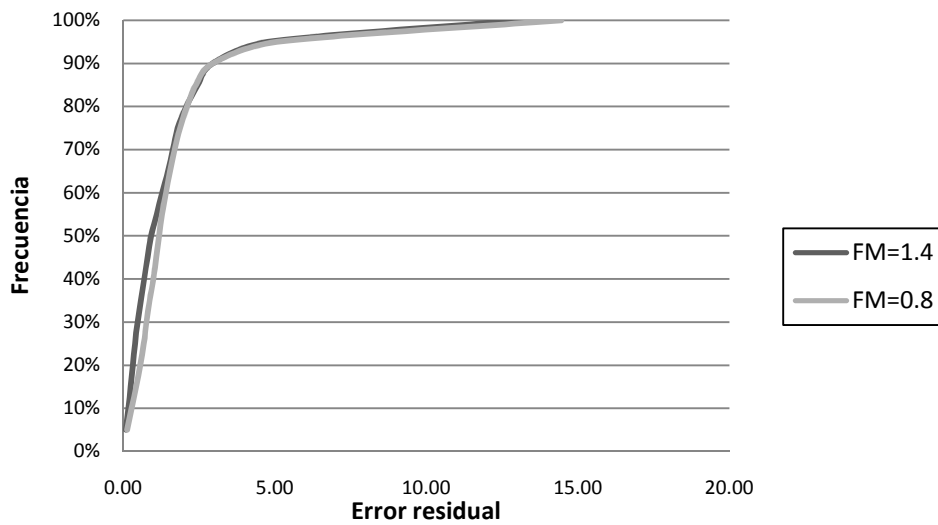


Figura 35. Error residual E^2 en la temperatura con factor multiplicativo de la velocidad del viento de 1.4 y 0.8.

La velocidad crítica del viento, así como el coeficiente de agitación del mismo, no representaron cambios significativos durante el análisis de sensibilidad, por lo tanto no fueron alterados sus valores (tabla 8), que son los recomendados por el *CWR* y que han sido usados con éxito en otros lagos y embalses (Hornung, 2002).

4.7.1.4 Influencia del nivel del embalse

Con el fin de evaluar la influencia del nivel del embalse en las simulaciones, se crearon salidas ficticias que permitieran elevar el nivel del embalse en el año 2006, logrando una profundidad para otoño de ese año entre 30 y 27 m, cuando antes estaba entre 20 y 25 m. La siguiente gráfica muestra la modelación de la temperatura a lo largo de todo el período de simulación con un coeficiente de extinción lumínico de 0.35, en la cual se puede apreciar el gran efecto que tiene la profundidad del embalse en la mezcla del modelo.

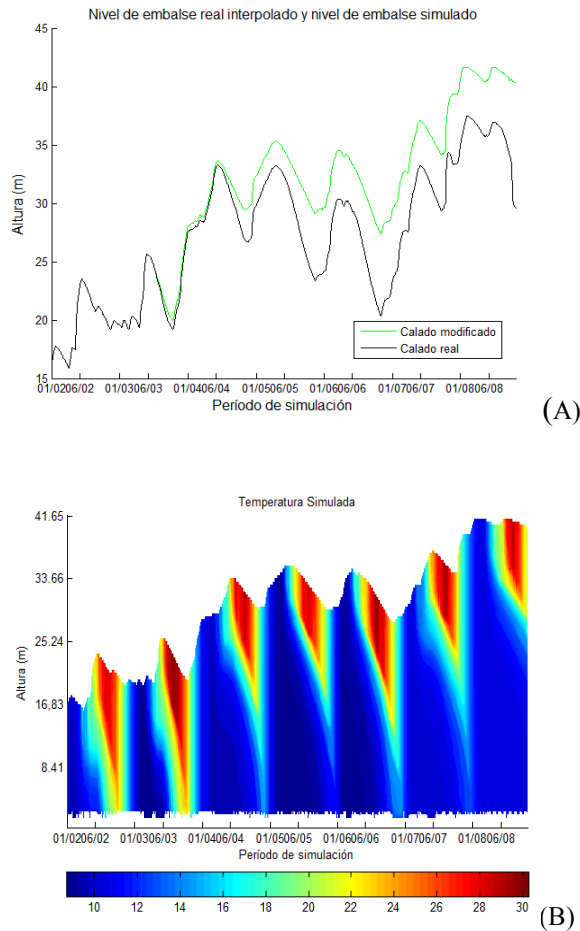


Figura 36. (A) Nivel de embalse modificado y real y (B) simulación de la temperatura con nivel modificado y $\varepsilon=0.35$.

Recordar que el proceso de mezcla en los embalses se da por tres razones: la energía de mezcla que resulta de las entradas de agua, la que resulta por las salidas y por la transferencia de energía a través de la interfase agua-aire por el viento y otras variables meteorológicas.

Por esta razón, las salidas, que se ven aumentadas en la época de mayor demanda, en este caso verano, pueden activar en el modelo hidrodinámico de DYRESM el exceso de mezcla por perturbaciones en el agua del embalse.

4.8 Resultados

Los datos observados usados para la calibración del modelo, fueron los mismos usados para la validación, es decir, se tomó, para todo el período de simulación, los días con datos observados.

Los valores definitivos usados en la simulación del modelo hidrodinámico se exponen en la siguiente tabla.

Coficiente/Variable	Definición	Unidades	Valor	Fuente
Coficientes del modelo				
ϵ	Coficiente de extinción lumínica	m^{-1}	0.6	Definida por usuario
h_{min}	Espesor mínimo de capas	m	1	Definida por usuario
h_{max}	Espesor máximo de capas	m	2	Definida por usuario
	Albedo del agua		0.08	Patten et al., 1975
ϵ_w	Emisividad del agua		0.96	Imberger y Patterson, 1981
U_{crit}	Velocidad crítica del viento	m/s	3	Spigel et al., 1986
η_P	Eficiencia de mezcla por energía potencial		0.2	Spigel et al., 1986
η_K	Eficiencia de mezcla por energía cinética		0.08	Spigel et al., 1986
η_S	Eficiencia de agitación del viento		0.6	
Variables de entrada				
U	Velocidad del viento	m/s	100%	
q_{sw}	Radiación de onda corta	W/m^2	100%	
$q_{lw,e}$	Radiación de onda larga	W/m^2	100% *	

Tabla 8. Valores de parámetros usados en el modelo hidrodinámico.

* calculada con $a_f=0.53$

La validación del modelo fue conducida comparando la temperatura media simulada con la media observada de los primeros 10 m desde la superficie, para el epilimnion, espesor aproximado por las gráficas de perfiles (ver figura 22), y de los 17 m desde el fondo, para el hipolimnion. Las siguientes gráficas muestran los resultados.

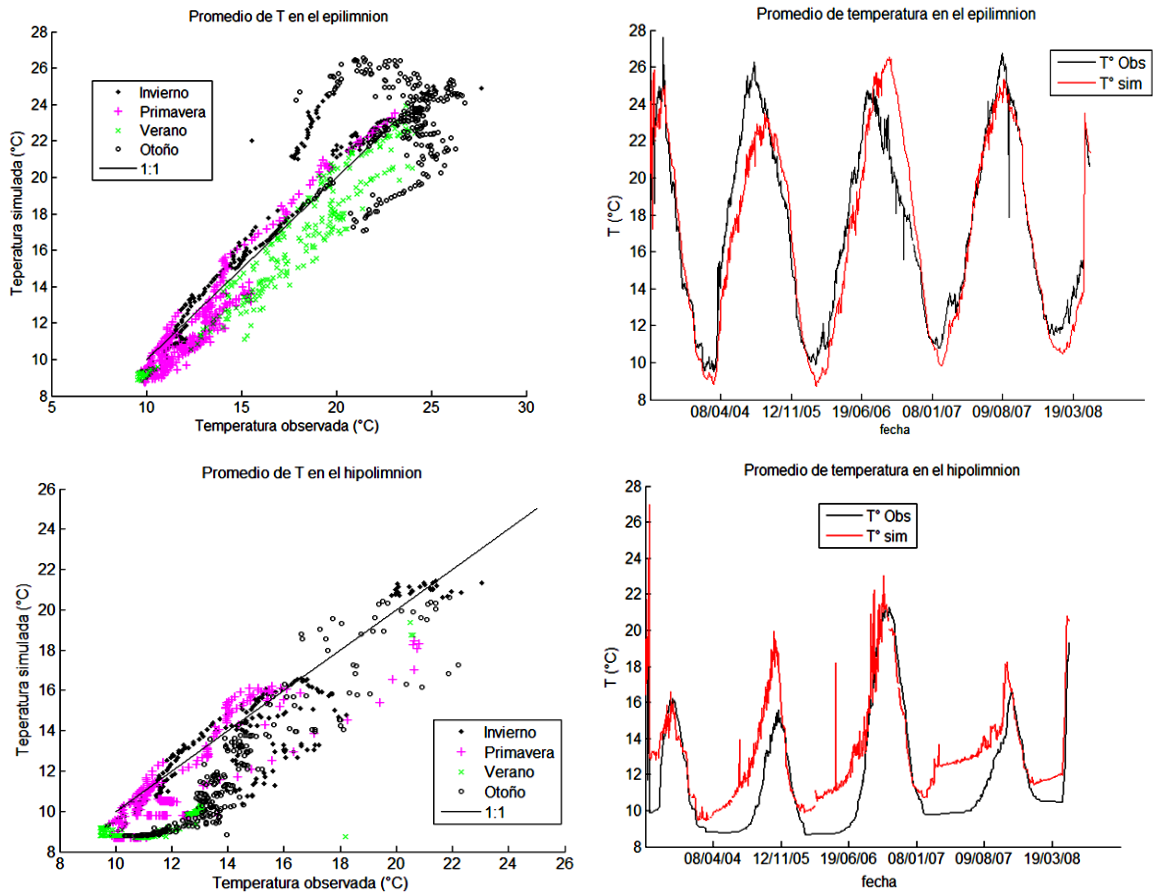


Figura 37. Promedio de temperatura simulada y observada los primeros 10 m (superior), y los últimos 17 m (inferior), con componente hidrodinámico.

Las temperaturas simuladas en el epilimnion tienen un error medio de 1.4°C con desviación estándar de 1.2. El error medio en el hipolimnion es un poco mayor siendo de 1.7°C con desviación estándar de 1.2 y siguen siendo mayores las temperaturas simuladas que las observadas. El mayor error se presenta en otoño para las temperaturas del epilimnion y en verano y otoño para las del hipolimnion.

El error medio en toda la columna de agua es de 1.6°C con desviación estándar de 1.7. Los perfiles de temperatura se muestran a continuación, evidenciando que otoño sigue presentando las peores simulaciones con los mayores errores, especialmente el año 2006.

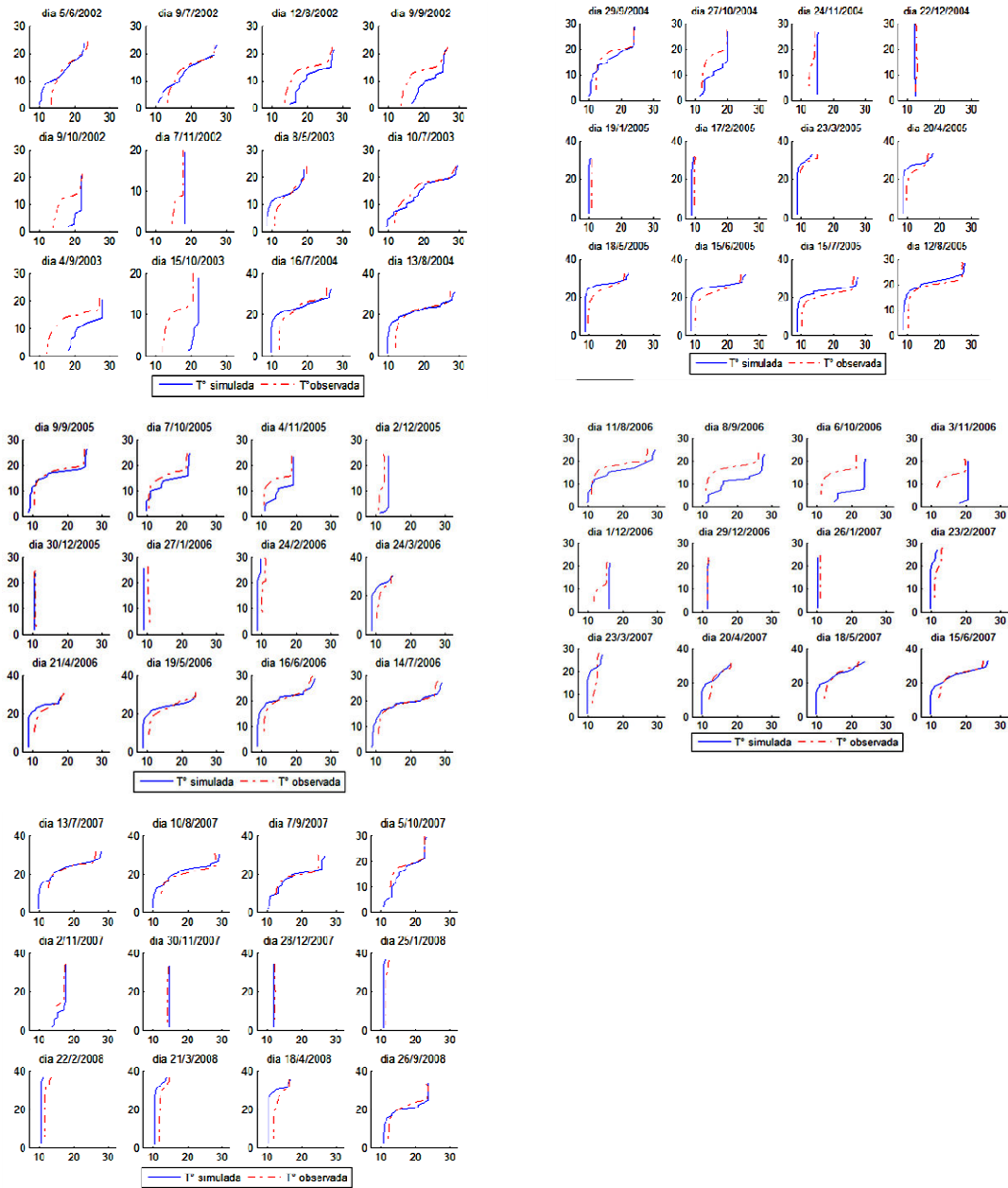


Figura 38. Perfiles de temperatura simulada con componente hidrodinámico.

La distribución de la temperatura en el embalse para todo el período de simulación, se puede observar en la figura 72 (A).

5. DESARROLLO DEL MODELO ECOLÓGICO

Recordar que la absorción de la radiación de onda corta dentro de la columna de agua depende del coeficiente de extinción lumínica (ecuación 38) el cual se ve afectado en el modelo ecológico por los elementos suspendidos en el agua (ecuación 49) que son simulados con CAEDYM.

Por esta razón, el modelo ecológico fue incluido en la presente tesina, para evaluar las variaciones que en la distribución térmica del embalse se generen debido a la presencia de las variables de calidad, como son los cambios estacionales en las poblaciones de fitoplancton.

5.1 Datos disponibles

Para la ejecución del modelo se requiere la introducción de datos iniciales que incluyen perfiles de fitoplancton, oxígeno disuelto, componentes del nitrógeno y fósforo, sólidos suspendidos y todas las variables de calidad a simular.

Los datos de calidad de agua del embalse fueron proporcionados por el Consorcio de Aguas de La Marina Baja, que dispone de valores en el embalse y en el azud del río Torres, y por la Confederación Hidrográfica del Júcar con valores de las estaciones de la red ICA (red Integrada de Calidad de Aguas).

La calidad de las aguas del azud de Torres es importante para conocer la calidad del agua que está entrando en Amadorio a través del bombeo (UPV, 2006). Las estaciones ICA “Cola del embalse de Amadorio” N604 y “Orcheta-Río Amadorio” N605, se sitúan en el río Sella la primera y en el cauce del río Amadorio la segunda, y cuentan con tan pocos datos que no se hacen útiles. Ambas estaciones tienen datos hasta el año 1998 y una de ellas sólo de ese año. La estación ICA “Embalse de Amadorio” N603, situada aguas abajo del embalse, pese a su alta escasez de datos, proporciona mayor información para comparar las simulaciones y para tener una idea del estado del embalse.

Los informes de los estudios limnológicos realizados al embalse por la empresa URS, proporcionan también valores de calidad, que permiten completar la escasa base de datos observados en campo.

Los datos disponibles de calidad del agua son:

- Amonio
- Nitratos
- Fósforo total
- Clorofila a

5.2 Estudios previos

Para el desarrollo del componente ecológico se parte de un modelo previo de dos capas realizado por la Universidad Politécnica de Valencia a la calidad del agua del embalse de Amadorio. Dicho estudio se titula *Tomo III. Estudio de la calidad ambiental de las aguas en el Embalse de Amadorio. Propuesta de actuaciones*, en el cual se modelan las siguientes variables:

- Sólidos suspendidos
- Materia orgánica carbonosa
- Oxígeno disuelto
- Nitrógeno orgánico
- Amonio
- Nitratos
- Fitoplancton
- Fósforo orgánico
- Fosfatos

La tabla 11 muestra los valores asignados a los parámetros para la simulación de partida del modelo CAEDYM.

Usando los valores de los parámetros encontrados en dicho modelo, se simula la calidad del embalse con CAEDYM y se evalúa la distribución térmica del embalse con la introducción de las variables ecológicas. A continuación se analizan los datos disponibles para presentar de forma muy general, el estado de la calidad del agua del embalse de Amadorio.

5.2.1 ICA “Embalse de Amadorio”

A continuación las gráficas que permiten tener una idea de la calidad del agua en el embalse.

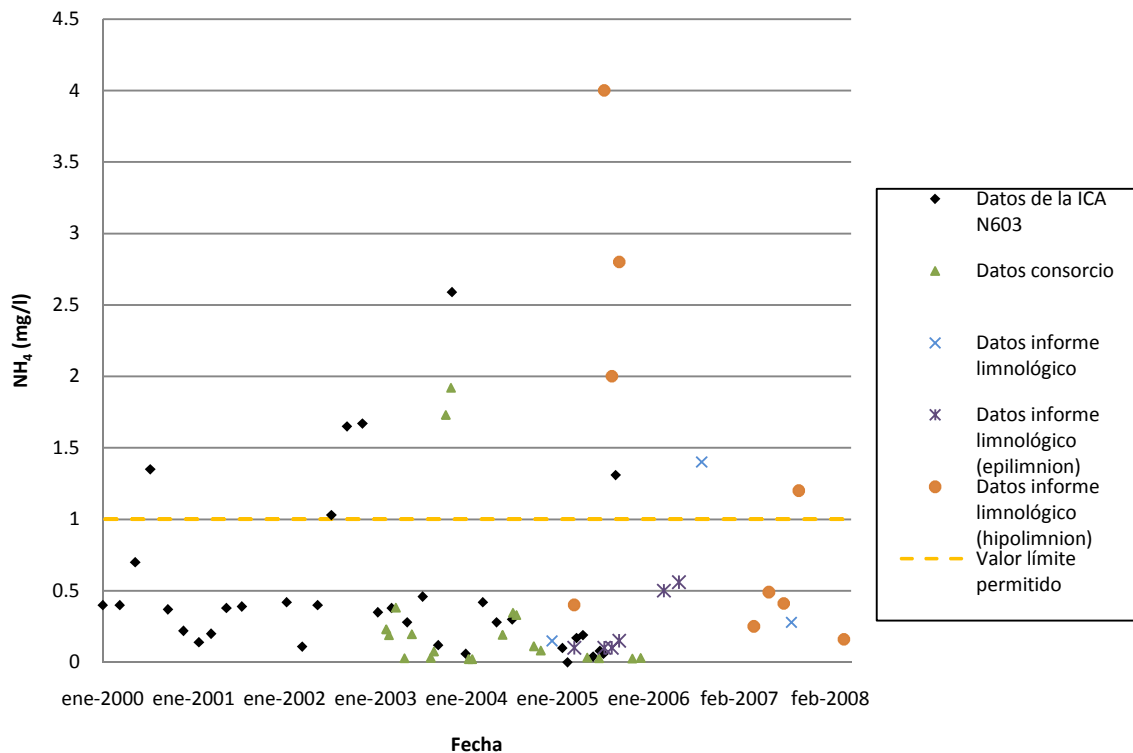


Figura 39. Concentración de amonio. Datos ICA “Embalse de Amadorio”, datos consorcio, datos informe limnológico y valor límite permitido.

Las concentraciones de nitrógeno amoniacal registradas en el embalse están alrededor de los 0.2 mg NH₄/l, que es un valor aceptable en aguas naturales, sin tener en cuenta los valores que se encuentran por encima del permitido para aguas ciprínícolas, que es más limitante que para aguas prepotables (Real Decreto 927/1988, Anexo III). Sin

embargo, puede apreciarse que existen 12 valores de concentraciones mayores que 1 mg NH_4/l , que representa un valor bastante tóxico.

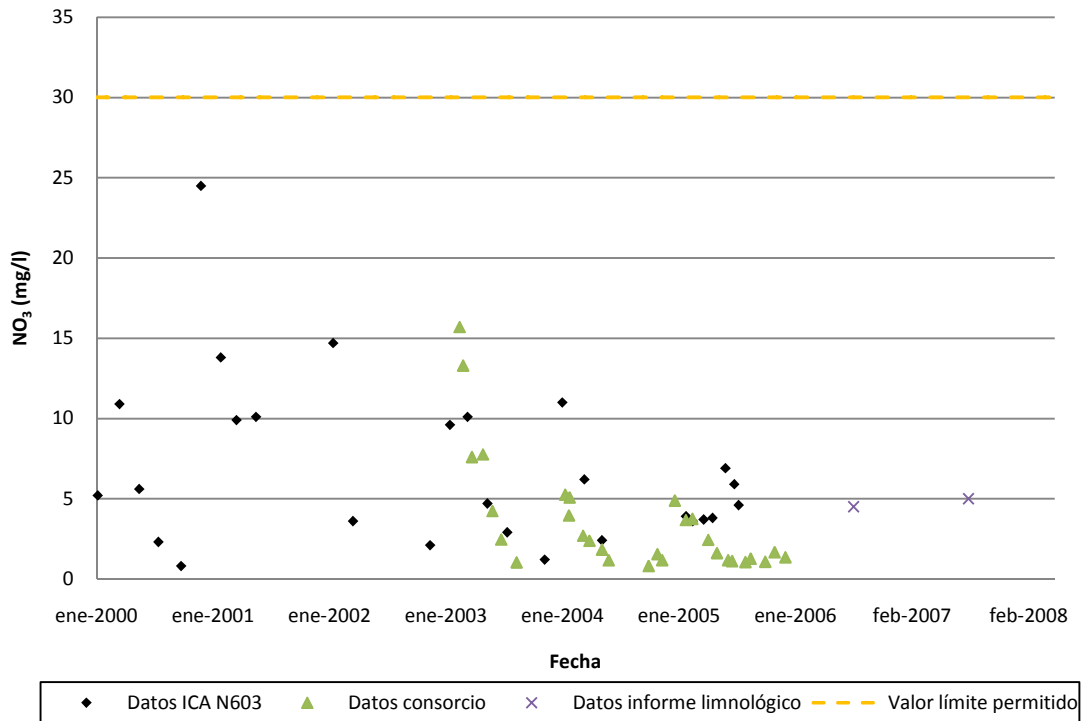


Figura 40. Concentración de nitratos. Datos ICA “Embalse de Amadorio”, datos consorcio, datos informe limnológico y valor límite permitido.

Los nitratos se encuentran en concentraciones bastante más bajas que el límite permitido para aguas ciprinícolas, con valores de alrededor 5 mg NO_3/l .

La escasez de datos de fósforo total, evita emitir un juicio acerca de la calidad del agua con respecto a este parámetro. La USEPA (*U.S. Environmental Protection Agency*) recomienda valores máximos de fósforo total de 0.1 mg P/l en ríos y 0.05 mg P/l en lagos o embalses, para prevenir la eutrofización (UPV, 2006). Con los valores de la gráfica ya se puede tener una idea de que el fósforo está sobre el límite recomendado para embalses.

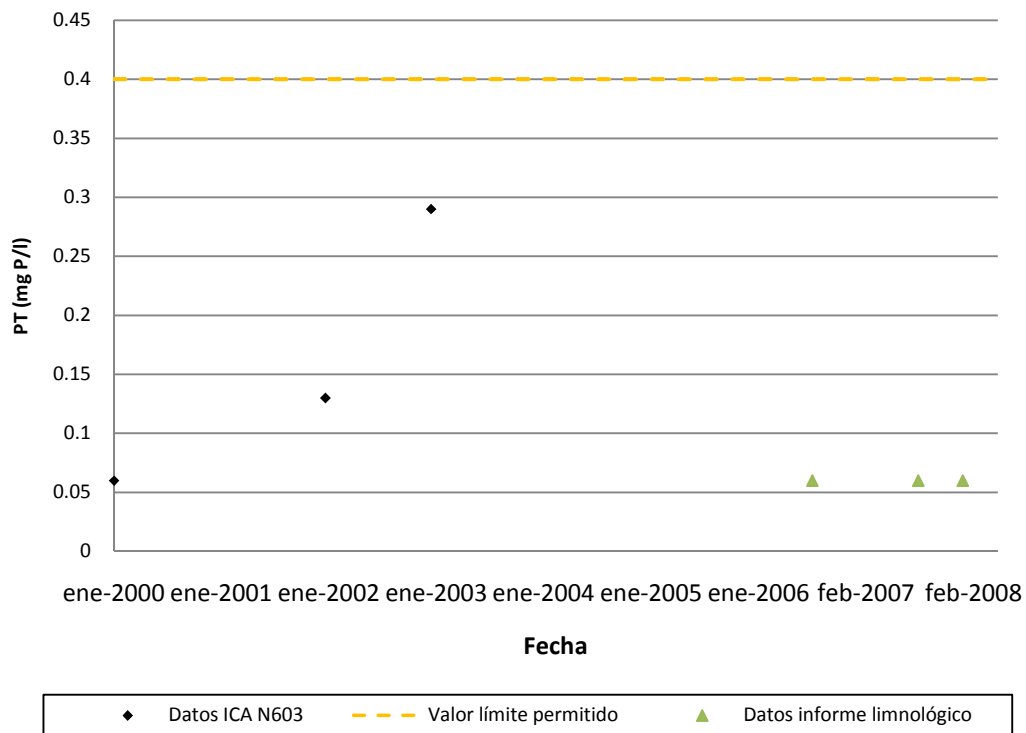


Figura 41. Concentración de fósforo total. Datos ICA “Embalse de Amadorio”, datos informe limnológico y valor límite permitido.

La clasificación trófica de lagos y embalses, según el ministerio de medio ambiente, y siguiendo los criterios de la OECD (*Organisation for Economic Cooperation and Development*), en función de los valores medios y máximos de clorofila a registrados, se puede apreciar en la tabla a continuación.

Categoría trófica	Clorofila media	Clorofila máxima
Ultraoligotrófico	<1	<25
Oligotrófico	<2.5	<8
Mesotrófico	2.5-8	8-25
Eutrófico	8-25	25-75
Hipereutrófico	>25	>75

Clorofila media = media anual de la concentración de clorofila a en aguas superficiales (mg/m³ Cla).

Clorofila máxima = pico anual de la concentración de clorofila a en aguas superficiales (mg/m³ Cla).

Tabla 9. Clasificación trófica establecida por la OECD (1982) (fuente: Criterios OECD)

En el embalse de Amadorio se dispone de datos de clorofila *a* de dos series diferentes. Por un lado están los datos del seguimiento trimestral que la Confederación Hidrográfica del Júcar realizó en el periodo 1994-2004. Por otro lado está la serie de

mediciones realizadas por la empresa URS, en las diferentes campañas de seguimiento limnológico del embalse, que se realizan desde el año 2002.

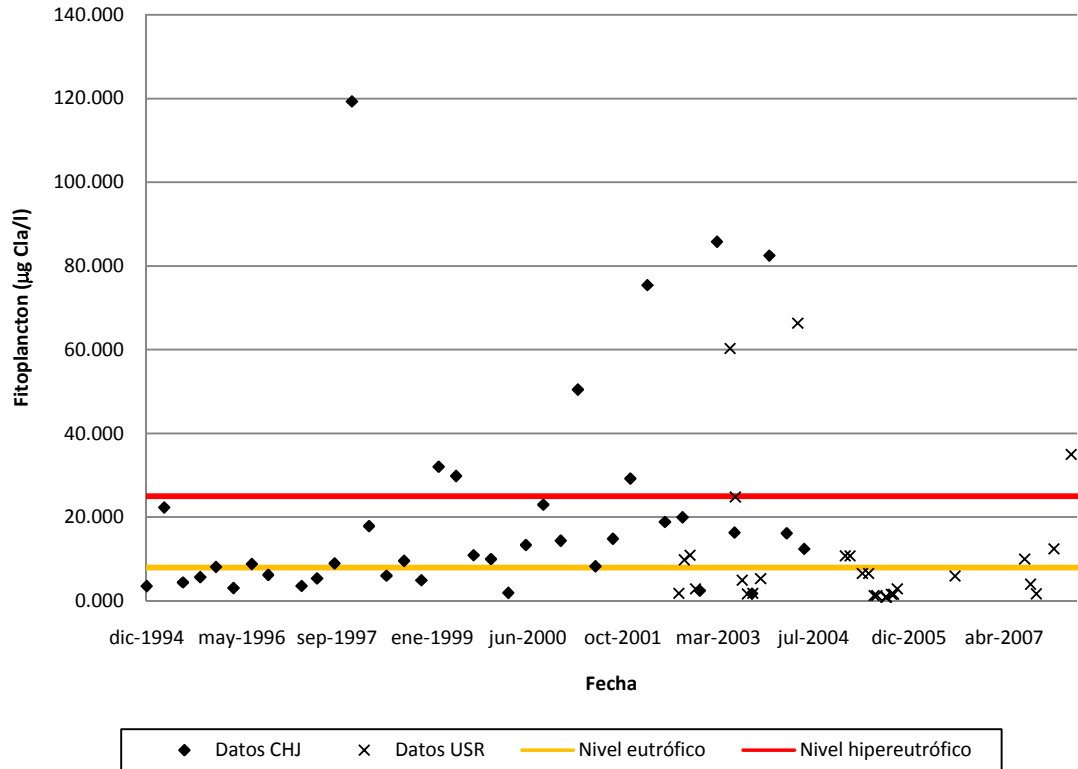


Figura 42. Concentración de fitoplancton. Datos de la Confederación Hidrográfica del Júcar y del URS

Las concentraciones de fitoplancton muestran un sistema eutrofizado, con máximos del orden de 80-100 mg Cla/m³, mínimos entre 3-6 mg Cla/m³ y valores medios alrededor de los 16 mg Cla/m³.

Otra forma de determinar el estado trófico de un embalse es usando el índice de Carlson (TSI), que puede ser estimado a partir de la profundidad del disco de Secchi (*SD*), la clorofila *a* y el fósforo total. Para este último no se calculó el índice de Carlson debido a la escasez de datos.

$$TSI(Cla) = 30.6 + 9.81 \ln(CLa) \quad (97)$$

$$TSI(SD) = 60 - 14.41 \ln(SD) \quad (98)$$

Los valores del límite de eutrofia se presentan en la siguiente tabla:

Valor de TSI	Estado
<40	Oligotrófico
35-45	Mesotrófico
>45	Eutrófico
>60	Hipereutrófico

Tabla 10. Límite de eutrofia según índice de Carlson.

Con los resultados del índice de Carlson, el embalse también se clasifica como eutrófico, pues como puede observarse en la siguiente gráfica, la mayoría de los valores se sitúan por encima de 45.

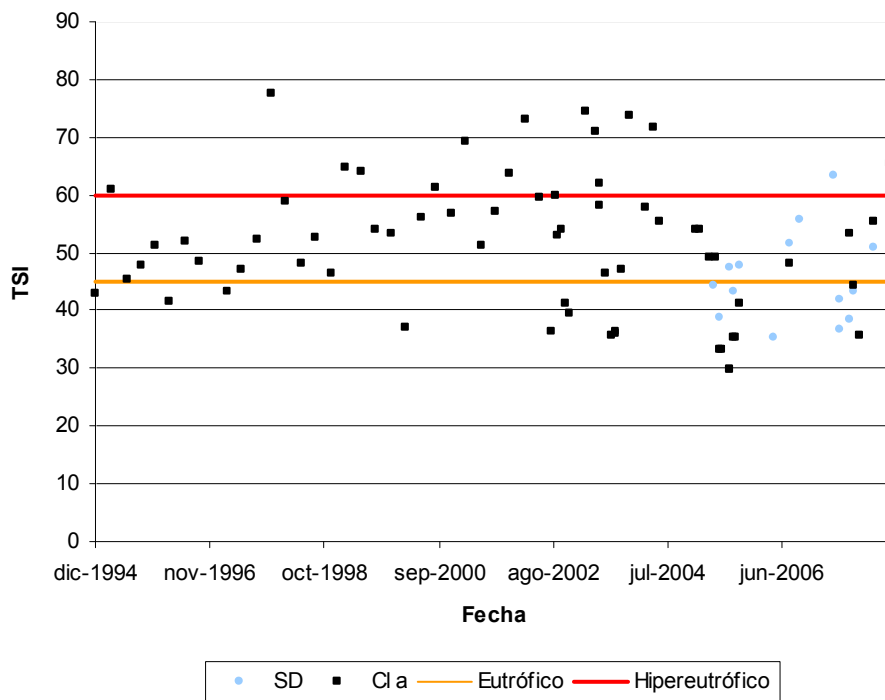


Figura 43. Clasificación trófica del embalse de Amadorio según el índice de Carlson.

5.2.2 Azud de Torres

Para tener una idea de la calidad del agua que está entrando al embalse a través del trasvase, a continuación se analizan las concentraciones de amonio y nitrato del agua del azud de Torres.

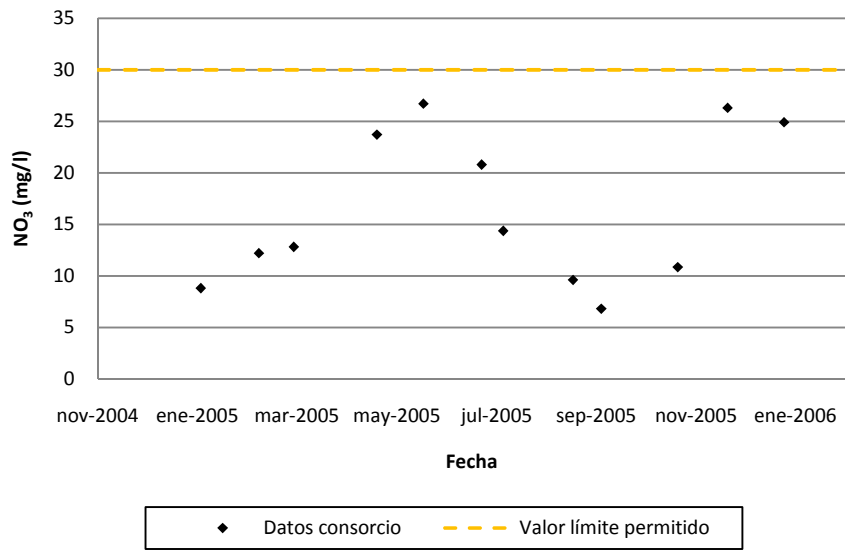


Figura 44. Concentración de nitratos en el azud de Torres.

Los nitratos presentan concentraciones por debajo del límite para aguas ciprinícolas. Sin embargo, hay algunos valores bastante cercanos a dicho límite. Es importante tener en cuenta que esta variable puede aumentar en algún momento sobrepasando los valores requeridos por ley.

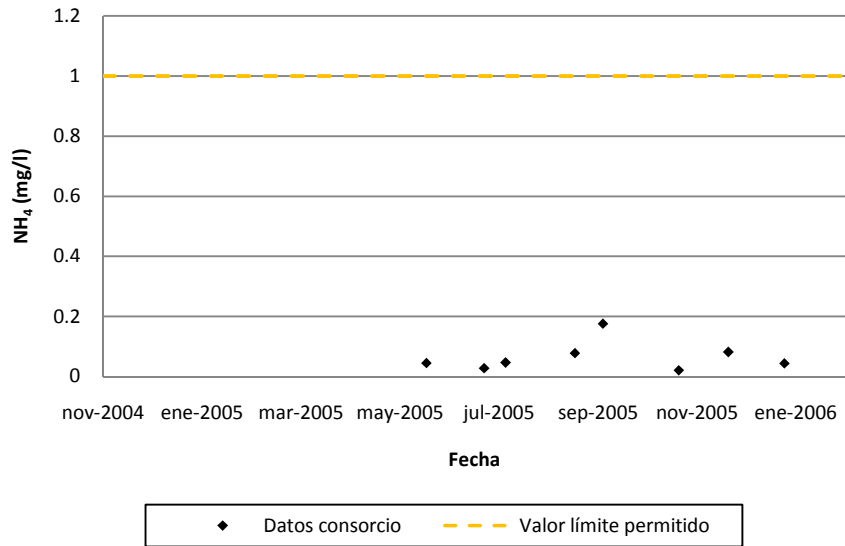


Figura 45. Concentración de amonio en el azud de Torres

Las concentraciones de amonio medidas en el azud de Torres son bastante bajas y aceptables en aguas naturales. Estos datos son bastante escasos, por lo tanto pueden no ser representativos.

5.2.3 Perfiles de OD del embalse

Los perfiles de la concentración de oxígeno disuelto en el embalse del año 2007 pueden observarse en la figura 46, la cual permite apreciar la dinámica del embalse.

Los meses de diciembre y enero muestran el embalse totalmente mezclado y bien aireado en ambos meses, con concentraciones de oxígeno por encima del 90% de saturación.

A partir de febrero se nota como las concentraciones de oxígeno comienzan a aumentar en el epilimnion y aparece además una zona de sobresaturación, a unos metros por debajo de la superficie, donde se supone, se da el mayor crecimiento de fitoplancton.

Conforme la primavera va pasando, el oxígeno en el hipolimnion va disminuyendo, consecuencia de los procesos de oxidación que allí se están dando, mientras que en el epilimnion se acentúa la zona de sobresaturación.

Los siguientes meses muestran un hipolimnion anóxico, aunque en agosto y septiembre no se ve muy claramente este proceso, sino que se presenta una disminución gradual de oxígeno que parece ser inestable. En el mes de octubre vuelve a presentarse bien marcada, la anoxia en el hipolimnion.

En el mes de noviembre comienza la transición para dar paso a la mezcla completa propia de los meses de invierno.

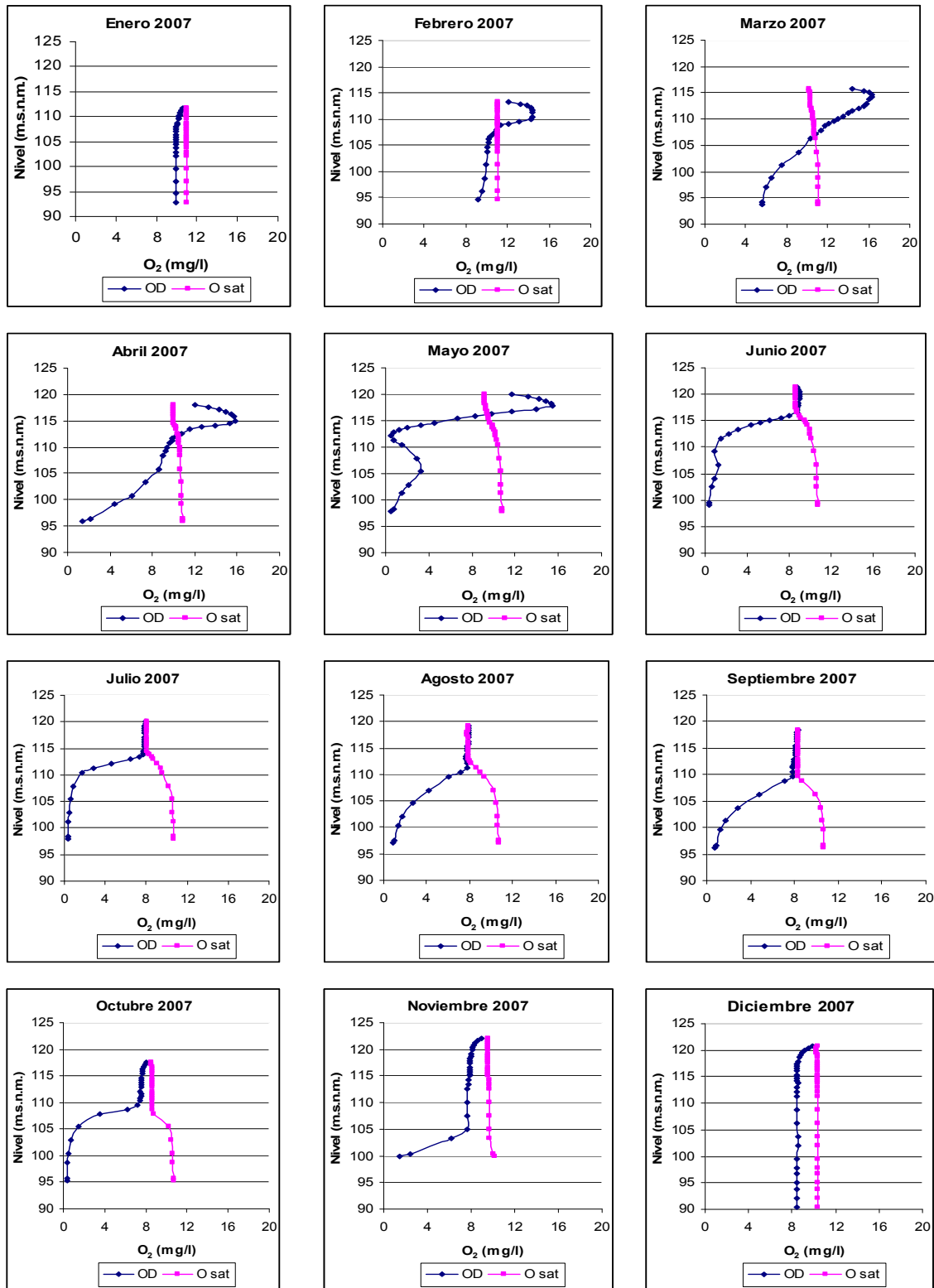


Figura 46. Perfiles de oxígeno disuelto y oxígeno de saturación para el año 2007.

5.3 Análisis de sensibilidad y calibración

Para el análisis de sensibilidad del componente ecológico, se variaron 18 parámetros, y se analizó el cambio en las concentraciones de fitoplancton (sólo clorofíceas en el presente estudio), oxígeno disuelto, amonio y ortofosfato. Recordar el peso que tiene la modelación de las variables ecológicas en la distribución de la temperatura del embalse y viceversa. Por esta razón, los cambios en la temperatura fueron nuevamente evaluados.

Como se ha comentado anteriormente, los valores de los parámetros para la simulación modelo, fueron determinados de estudios anteriores realizados al embalse de Amadorio, de igual forma, la cantidad de datos de campo para la comparación de las variables ecológicas es bastante escasa, a excepción del oxígeno disuelto. Por dicha razón, se prestó mayor importancia a la calibración de la temperatura, objeto de esta tesis. Vale la pena aclarar, por lo tanto, que el análisis de sensibilidad a continuación, es básicamente para evaluar la influencia de variables como el amonio y el ortofosfato, sobre el fitoplancton y éste, sobre la temperatura.

Simulación No	Parámetro	Definición	Unidades	Rango de valores (literatura)*	Valor asignado	Valor simulación modelo
1		Simulación modelo				
2	ϵ	Coefficiente de extinción lumínica	m^{-1}	-	0.3	0.95
3	Pmax	Tasa de crecimiento máximo potencial del fitoplancton	dia^{-1}	1.3-3.63	3.6	1.0
4	Ist	Saturación de luz para máxima producción de fitoplancton	$\mu E/m^2/s$	105-500	500	160
5	kep	Coefficiente de atenuación lumínica del fitoplancton	$m^2/mg\ Cl_a$	0.01-15.1	0.01	0.022
6	KP	Constante de semisaturación de toma del fósforo por el fitoplancton	mg/l	0.001-0.025	0.001	0.02
7	KN	Constante de semisaturación de toma del nitrógeno por el fitoplancton	mg/l	0.02-0.2	0.2	0.03
8	kr	Tasa de respiración del fitoplancton	dia^{-1}	0.05-0.17	0.05	0.13
9	max_pd	Máxima densidad del fitoplancton	kg/m^3	1005-1100	1100	1025
10	rSos	Tasa de intercambio de oxígeno en sedimentos	$g/m^2/dia$	0.02-50	0.3	1.0
11	POM1	Densidad de partículas orgánicas	kg/m^3	1001-1100	1100	1050
12	KePOC	Coefficiente de atenuación lumínica de las partículas orgánicas	l/mg/m		0.1	1050
13	DOP1max	Máxima tasa de mineralización del fósforo orgánico a PO4	dia^{-1}	0.07-0.8	0.8	0.05
14	DON1max	Máxima tasa de mineralización del nitrógeno orgánico a NH4	dia^{-1}	0.03-0.3	0.3	0.01
15	koN2	Coefficiente de desnitrificación	dia^{-1}		0.001	0.1
16	koNH	Coefficiente de nitrificación	dia^{-1}	0.005-0.05	0.05	0.12
17	SmpPO4	Tasa de liberación de PO4 por parte de los sedimentos	$g/m^2/dia$	0.0-0.005	0.1	0.005
18	SmpNH4	Tasa de liberación de NH4 por parte de los sedimentos	$g/m^2/dia$	0.0-0.01	0.1	0.05
19	KeSS	Coefficiente de atenuación lumínica de las partículas inorgánicas	l/mg/m		0.05	0

Tabla 11. Parámetros usados en análisis de sensibilidad del modelo ecológico.
*(Hamilton y Schladow, 1997)

5.3.1 Temperatura

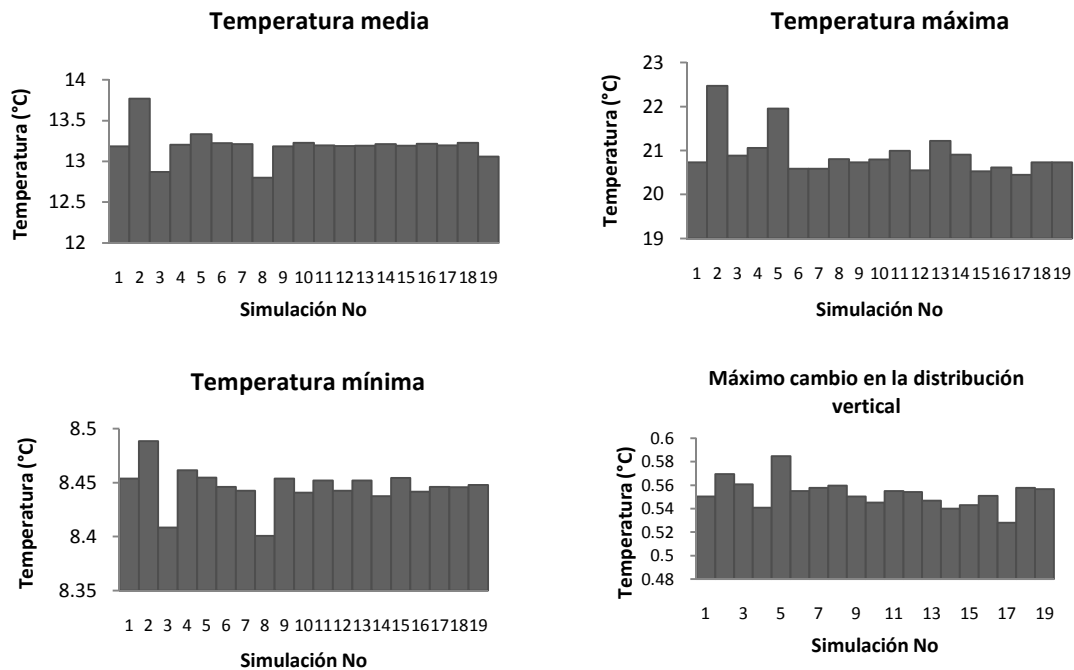


Figura 47. Valor medio, máximo y mínimo de temperatura en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.

Al igual que en la modelación del componente hidrodinámico, los histogramas muestran la sensibilidad que tiene la temperatura al coeficiente de extinción lumínica ε , pero ahora otros parámetros de los cuales el fitoplancton depende, son también influyentes en la distribución térmica de la columna de agua, como son la tasa de máximo crecimiento del fitoplancton, P_{max} , y la tasa de respiración del mismo, k_r . El coeficiente de atenuación del fitoplancton k_{ep} , así como la tasa de mineralización del nitrógeno orgánico a inorgánico $DONI_{max}$ y la suelta de PO_4 por parte de los sedimentos $SmpPO_4$, también generan cambios en la distribución vertical. Todos estos parámetros tienen bastante relevancia en las concentraciones del fitoplancton en la columna de agua, lo cual, perturba indirectamente las temperaturas del embalse.

Al comparar los resultados del modelo hidrodinámico y el modelo ecológico, se aprecia la diferencia que entre ellos hay usando el mismo coeficiente de extinción lumínica. Por lo tanto, dicho coeficiente, fue evaluado nuevamente en el modelo ecológico. La siguiente gráfica muestra los errores obtenidos de las simulaciones realizadas con el componente hidrodinámico sólo (A) y con el ecológico (B).

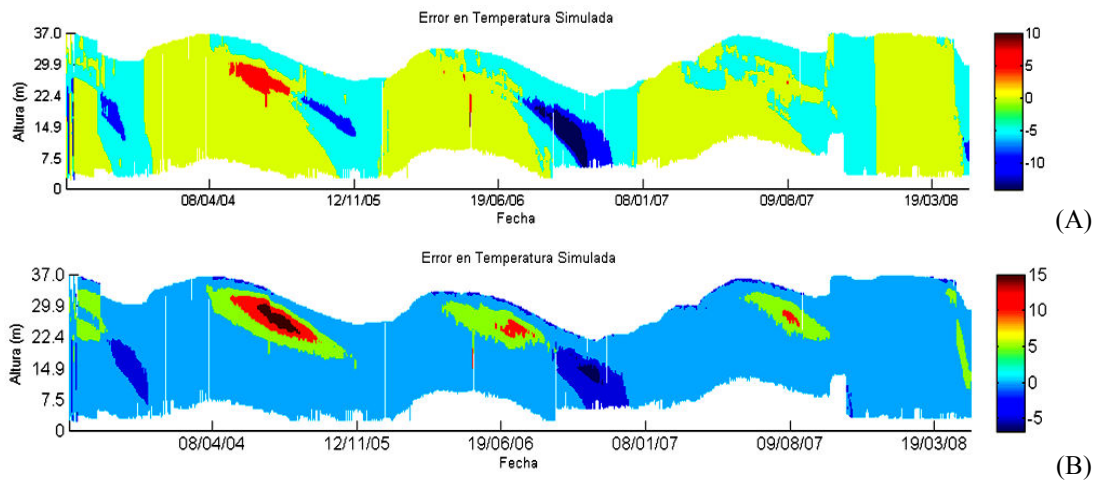
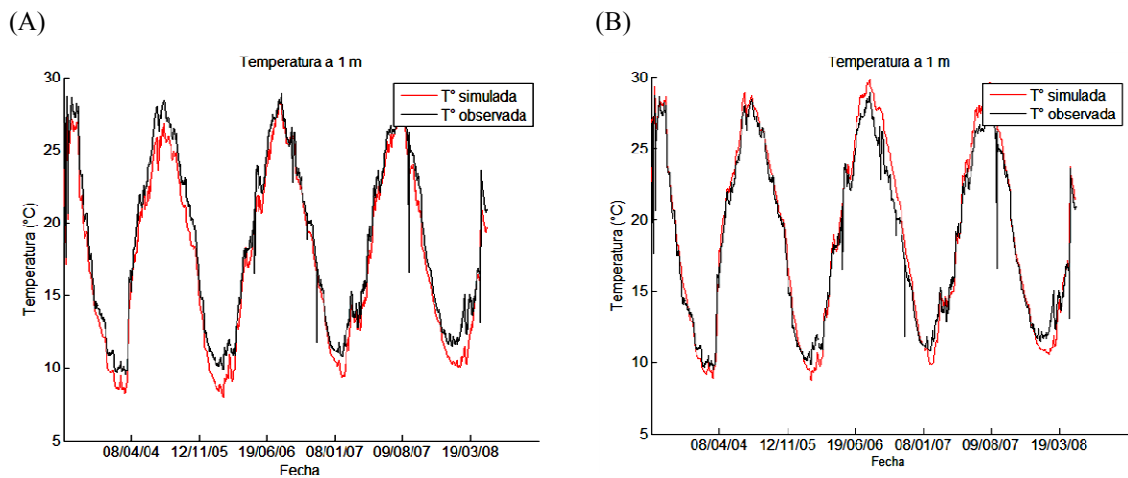


Figura 48. Error E^I en temperatura con (A) modelo hidrodinámico y (B) modelo ecológico con $\varepsilon=0.60$.

Puede observarse que las temperaturas descendieron, por lo que el metalimnion en verano presenta altos errores, sin mejorar sustancialmente la temperatura en el hipolimnion en otoño de los años 2004 y 2006.

Las siguientes gráficas muestran las temperaturas observada y simulada a 3 profundidades distintas desde la superficie.



Continúa

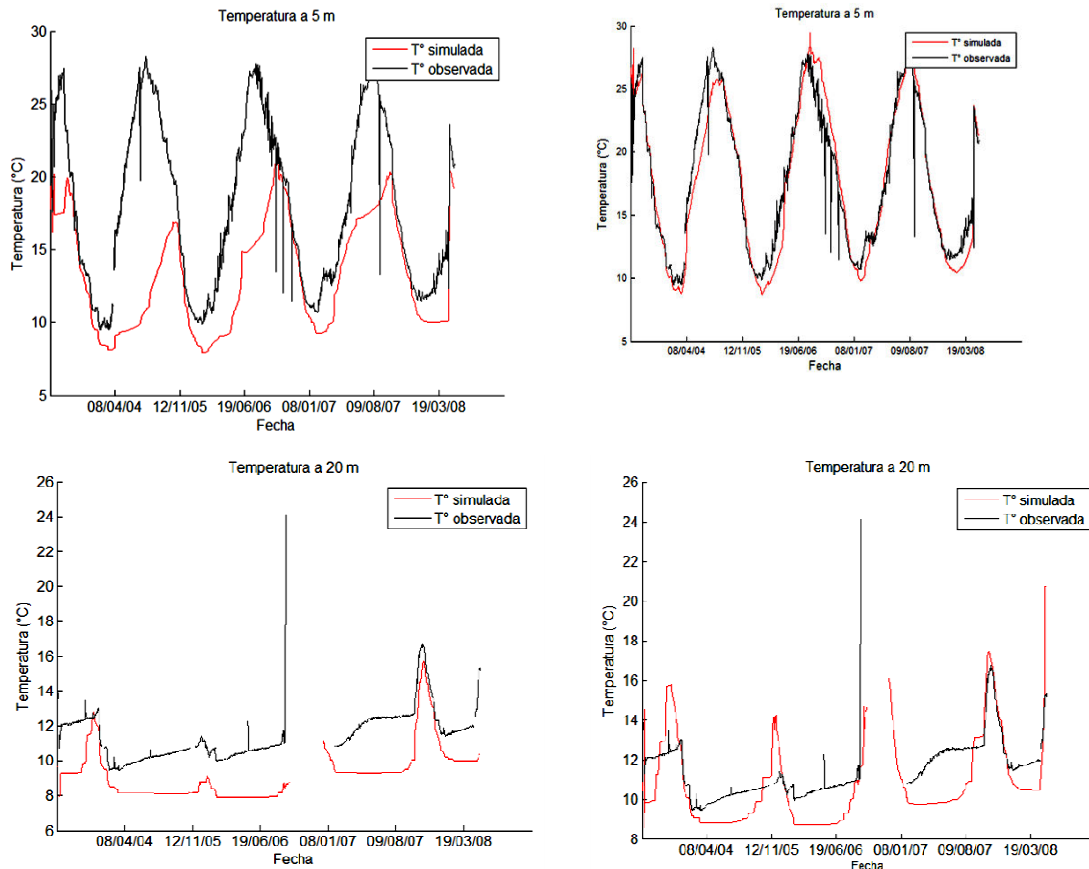


Figura 49. Temperaturas observada y simulada con $\varepsilon=0.60$, a 1, 5 m y 20 m de profundidad desde la superficie, con (A) simulación con CAEDYM ($P_{max}=1.9$, $I_{SI}=160$, $k_{ep}=0.022$ y $k_r=0.07$) y con (B) simulación con DYRESM.

La introducción del componente ecológico varía notablemente las temperaturas en la columna de agua. Es importante recordar que el modelo de calidad de agua, CAEDYM, calcula el coeficiente de extinción lumínica en función del tiempo y profundidad del fitoplancton y los sólidos suspendidos, por esta razón, las temperaturas simuladas se reducen en la época de mayor producción fitoplanctonica. Sin embargo, esta reducción incrementa el error en las capas del epilimnion, mientras que en el hipolimnion no se aprecia esta disminución, en la época de otoño, que es lo que se desea.

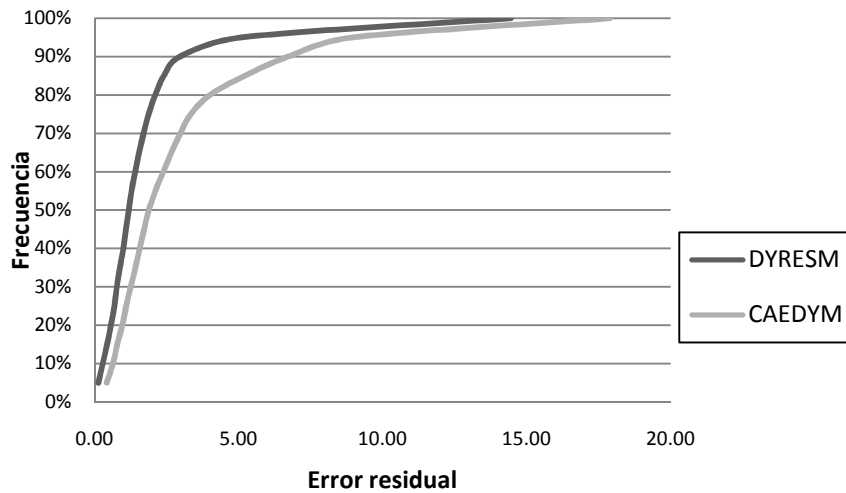


Figura 50. Error residual para simulación con componente hidrodinámico sólo y modelado junto con CAEDYM.

A partir de este punto se decide calibrar los parámetros ε , P_{max} , k_{ep} y k_r , pues indirectamente afectan la temperatura en la masa de agua al ser determinantes en las poblaciones fitoplanctónicas.

5.3.1.1 Tasa de crecimiento máximo potencial del fitoplancton

Para valores altos de la tasa de crecimiento máximo del fitoplancton, se evidencia una pequeña mejoría en la temperatura simulada, aunque éste no determina un cambio importante en la temperatura media, como se expuso en el análisis de sensibilidad. El error residual absoluto se muestra a continuación.

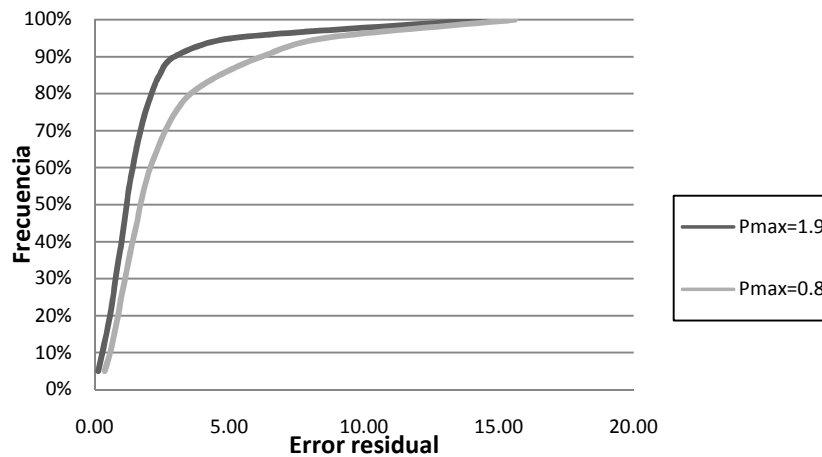


Figura 51. Error residual absoluto E^2 en la temperatura simulada con $P_{max}=1.9$ y 0.8 . Parámetros en común: $\varepsilon=0.60$, $k_{ep}=0.022$, $k_r=0.07$.

Para un valor de 1.9 en P_{max} , el 90% de los errores se encuentran por debajo de 3°C, mientras que con un valor de 0.8, estos se encuentran por debajo de 6.2°C.

5.3.1.2 Atenuación lumínica del fitoplancton

Recordar que en el componente ecológico, el coeficiente de extinción lumínica depende de la atenuación lumínica de los distintos elementos suspendidos en el agua y sus concentraciones. Si se reduce la atenuación lumínica, se hace más importante el coeficiente de extinción del agua clara sin tener en cuenta los efectos de los elementos en suspensión, algo bastante parecido a lo que hace el componente hidrodinámico sólo.

Valores muy altos en este coeficiente arrojan errores igualmente altos, aunque la mezcla hipolimnética mejora en los años 2002, 2003 y 2006, mostrando la estratificación deseada. La simulación evaluada con un coeficiente de atenuación lumínica del fitoplancton de 4 y 10 m²/mg Cla presentó el mismo error para ambos valores. Mientras que valores bajos en dicho coeficiente, mejoran la distribución de la temperatura, pues ésta aumenta en la columna de agua, acercándose la misma a los valores observados en el epilimnion y metalimnion.

5.3.1.3 Coeficiente de respiración del fitoplancton

El coeficiente de respiración del fitoplancton está ligado en CAEDYM a la muerte del mismo, pues una fracción de éste se relaciona a la pérdida metabólica que a su vez se divide en materia orgánica disuelta y particulada. Con la modificación de este coeficiente se presenta un comportamiento similar al cambio del parámetro P_{max} . Las temperaturas aumentan en el metalimnion, al aumentar este coeficiente, sin embargo el error residual también aumenta pues el cambio es en toda la columna de agua.

5.3.1.4 Coeficiente de extinción lumínica

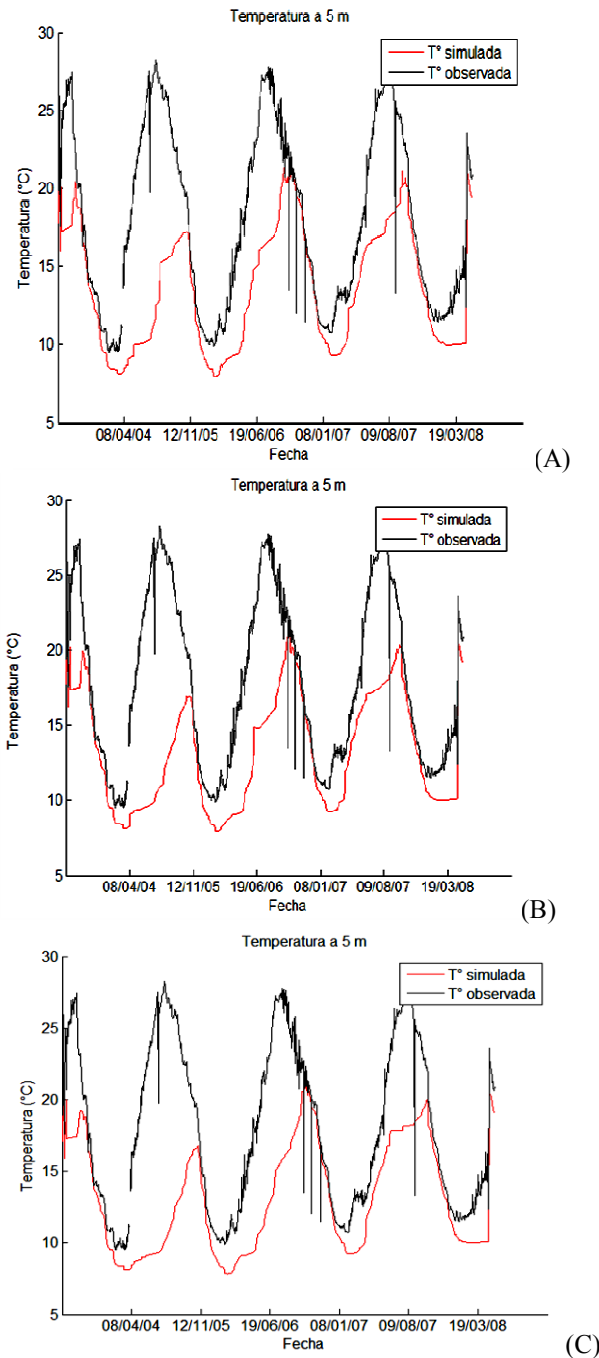


Figura 52. Temperatura simulada y observada con (A) $\varepsilon=0.35$, (B) $\varepsilon=0.60$ y (C) $\varepsilon=0.95$.

La mejor distribución global de las temperaturas se presenta, al igual que con el modelo hidrodinámico, con un coeficiente de 0.60. Este valor representa los mínimos errores en el epilimnion e hipolimnion. Un coeficiente menor aumenta las temperaturas en la columna de agua, mientras que uno mayor las disminuye, aunque en términos generales,

la estructura térmica no cambia, con cualquier valor, lo cual puede apreciarse en figura 52, que ilustra las temperaturas a 5 m de profundidad.

Al igual que con la modelación del componente hidrodinámico sólo, se determinó un error residual, para apreciar el mejor coeficiente de extinción lumínica, a continuación se pueden observar dichos errores ordenados.

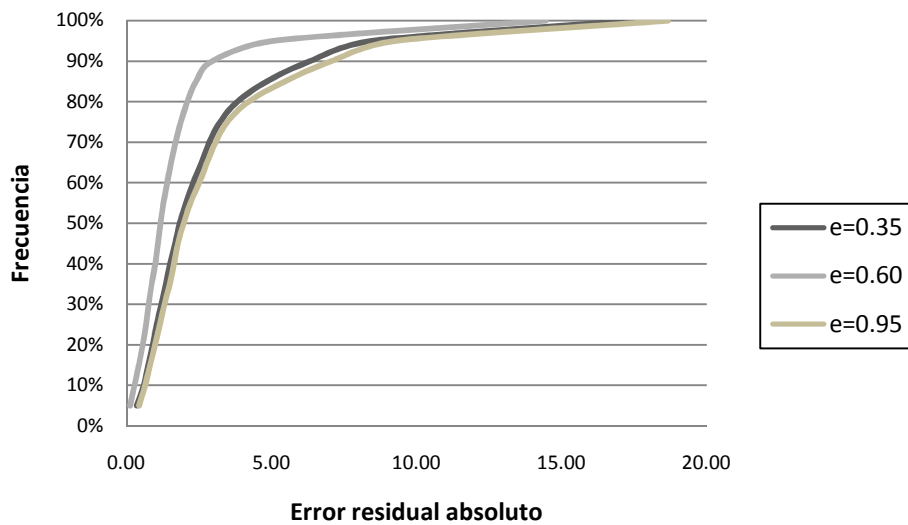


Figura 53. Error residual absoluto E^2 ordenado de la temperatura simulada con $\varepsilon=0.35$, $\varepsilon=0.60$ y $\varepsilon=0.95$.

Se observa que los errores son bastante parecidos, para los valores 0.35 y 0.95, pues lo que hacen es desplazar el error al hipolimnion el primero, y al metalimnion el segundo.

5.3.2 Fitoplancton

Usando valores de parámetros de estudios anteriores sobre este mismo embalse (UPV, 2006), se observó la influencia de las concentraciones de amonio y ortofosfato en la población de fitoplancton, que como se apreció en el apartado anterior, genera ligeros cambios en la distribución térmica del embalse. Esto con el fin de abrir una puerta a futuras simulaciones con el modelo CAEDYM mucho más profundas y calibrar con más detalle los parámetros que involucran todas las variables ecológicas dentro de este modelo.

Las variables a las que fueron más sensibles las concentraciones de fitoplancton se ilustran a continuación:

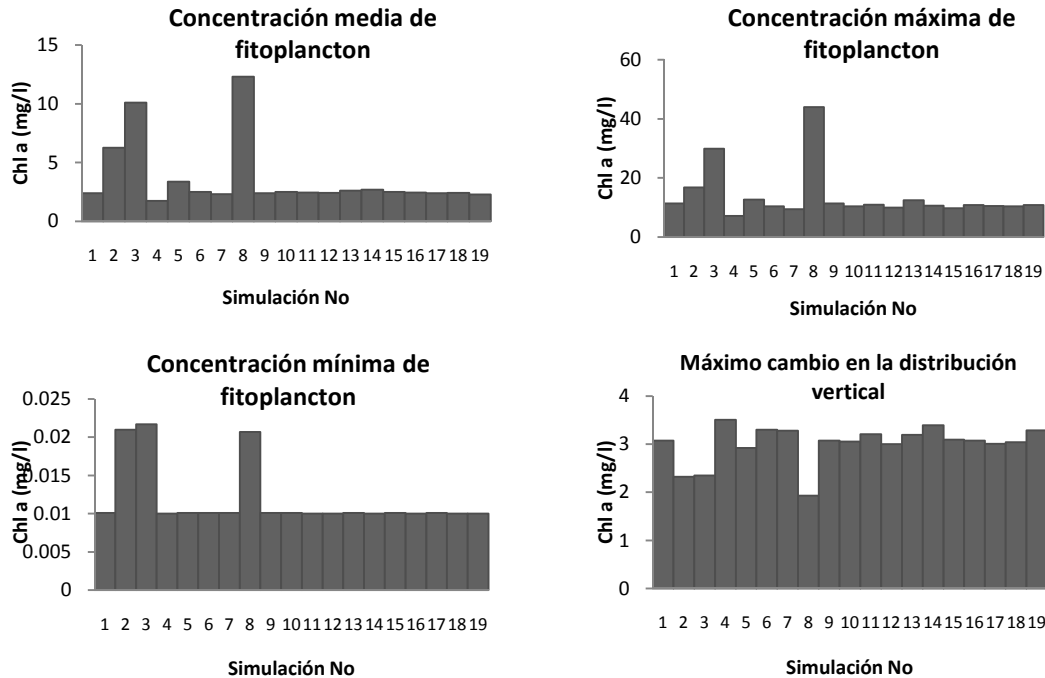


Figura 54. Valor medio, máximo y mínimo de fitoplancton en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.

Es de esperarse la relevancia de los parámetros P_{max} y k_r sobre la concentración del fitoplancton. Se observa el elevado aumento en las concentraciones de fitoplancton al incrementar el P_{max} , así como al disminuir la tasa de respiración k_r . Además de éstos, el coeficiente de extinción lumínica y la saturación de luz para máxima producción influyen de manera especial en la concentración mínima de fitoplancton y en los cambios en la distribución vertical. Las concentraciones mínimas presentan aumento con la disminución de ε , puesto que la luz alcanza a penetrar a mayor profundidad donde hay menor producción de fitoplancton. Aunque el aumento en la saturación lumínica I_{St} , limita la producción a las capas más superficiales, este conlleva a escasos cambios en la columna de agua.

La siguiente gráfica permite apreciar los cambios que se presentaron durante el análisis de sensibilidad en las concentraciones medias de fitoplancton en la columna de agua para los parámetros a los que resultaron más sensibles.

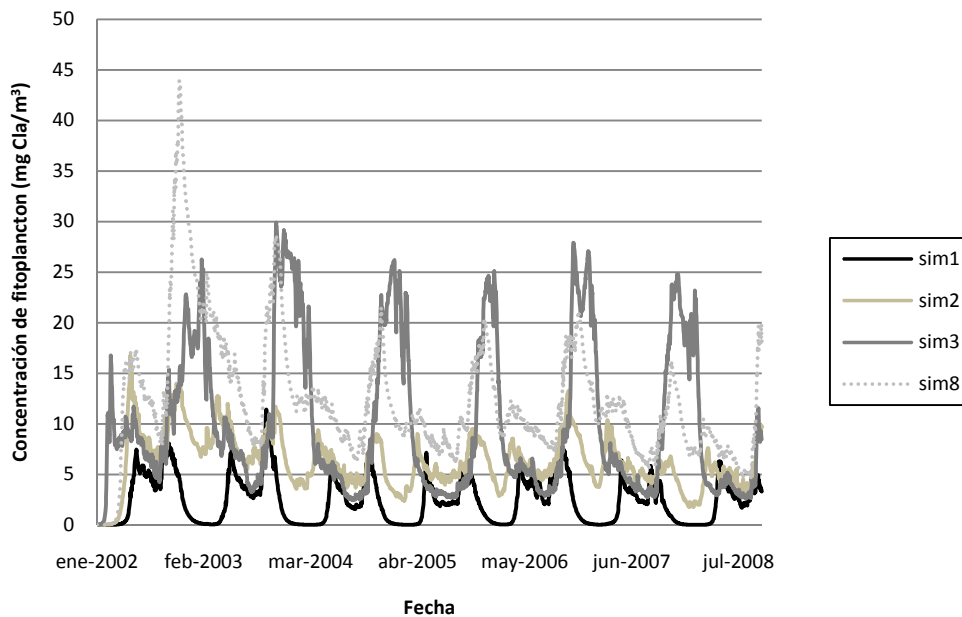


Figura 55. Concentraciones medias de fitoplancton para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad (tabla 11).

Los valores de los parámetros establecidos en el apartado anterior no serán modificados. Recordar que solo se pretende observar la influencia del modelo ecológico en la temperatura del embalse. A continuación se ilustran las concentraciones de fitoplancton simuladas para dichos parámetros.

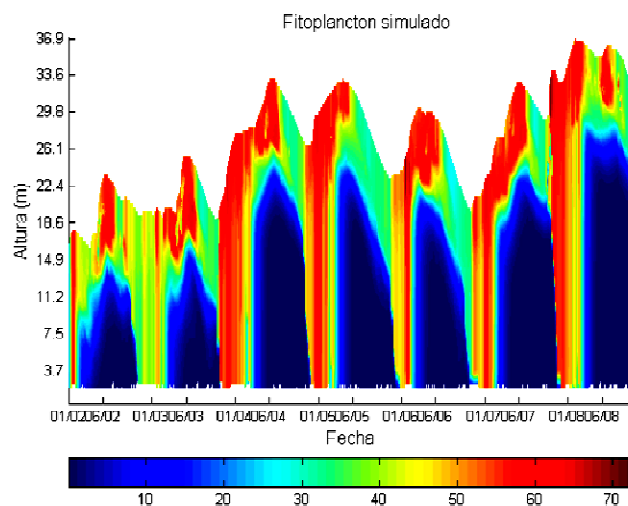


Figura 56. Concentración de fitoplancton simulado en mg Cla/l en el embalse de Amadorio.

Es de especial interés, el hecho de que las concentraciones de fitoplancton no se vieron alteradas durante el análisis de sensibilidad por los cambios en los parámetros que afectan las concentraciones de amonio y ortofosfato. En otros embalses modelados con CAEDYM, este análisis de sensibilidad, arrojó resultados similares (Hamilton y Schladow, 1997).

Sin embargo, la modificación de parámetros como la tasa de mineralización del nitrógeno y el fósforo, y la tasa de nitrificación, conllevaron a un ligero cambio en las concentraciones de fitoplancton que se vio reflejado en una minimización del error de la simulación de la temperatura. Dicha modificación también afecta las concentraciones de oxígeno disuelto en la columna de agua.

Resumiendo, los parámetros que sean relevantes en la concentración de amonio y ortofosfato, modificarán indirectamente las poblaciones fitoplanctónicas. El análisis de sensibilidad de estos nutrientes se muestra a continuación.

5.3.3 Amonio

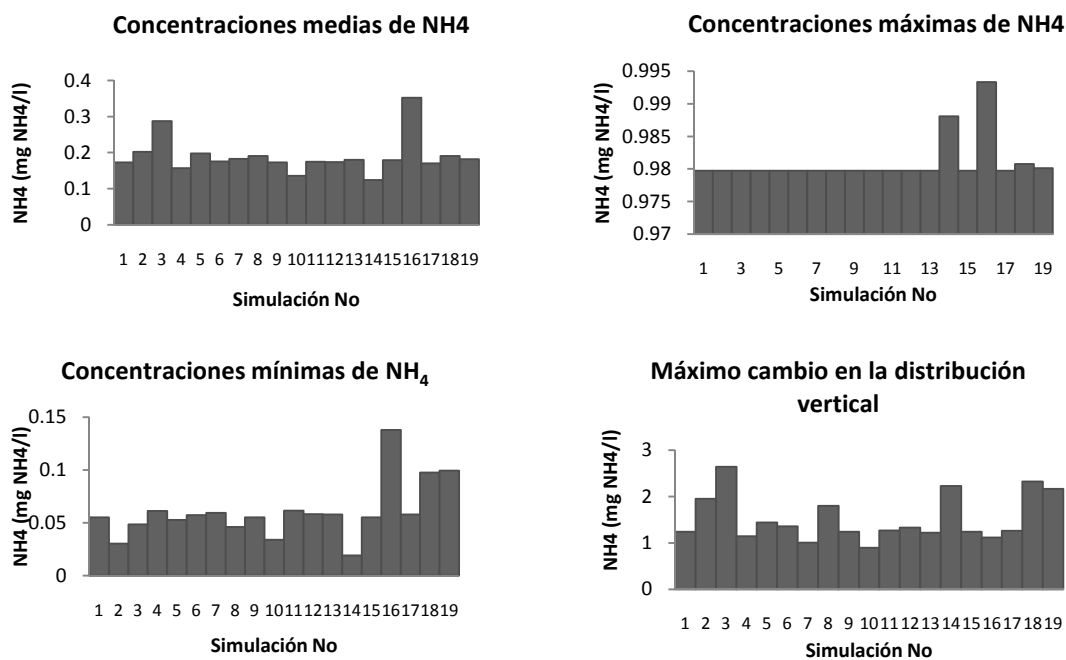


Figura 57. Valor medio, máximo y mínimo de amonio en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.

Los parámetros que perturban en mayor medida a las concentraciones de amonio son la tasa de mineralización del nitrógeno orgánico, DON_{1max} , y la tasa de nitrificación, ko_{NH} . La disminución de la tasa de intercambio de oxígeno con los sedimentos, $r_{S_{O_2}}$, conlleva a un aumento en las concentraciones medias de amonio, al haber más oxígeno disponible para la mineralización, así como el aumento de la tasa de crecimiento máximo del fitoplancton, P_{max} , el cual aporta oxígeno para mineralización del nitrógeno orgánico, y amonio, producto de su muerte. Las concentraciones mínimas, al igual que los cambios en la distribución vertical de amonio, presentan gran sensibilidad, a la tasa de liberación de amonio por los sedimentos S_{mpNH_4} , y al coeficiente de atenuación lumínica de las partículas inorgánicas, Ke_{SS} .

En las siguientes gráficas pueden apreciarse los cambios en las concentraciones para cada uno de los parámetros.

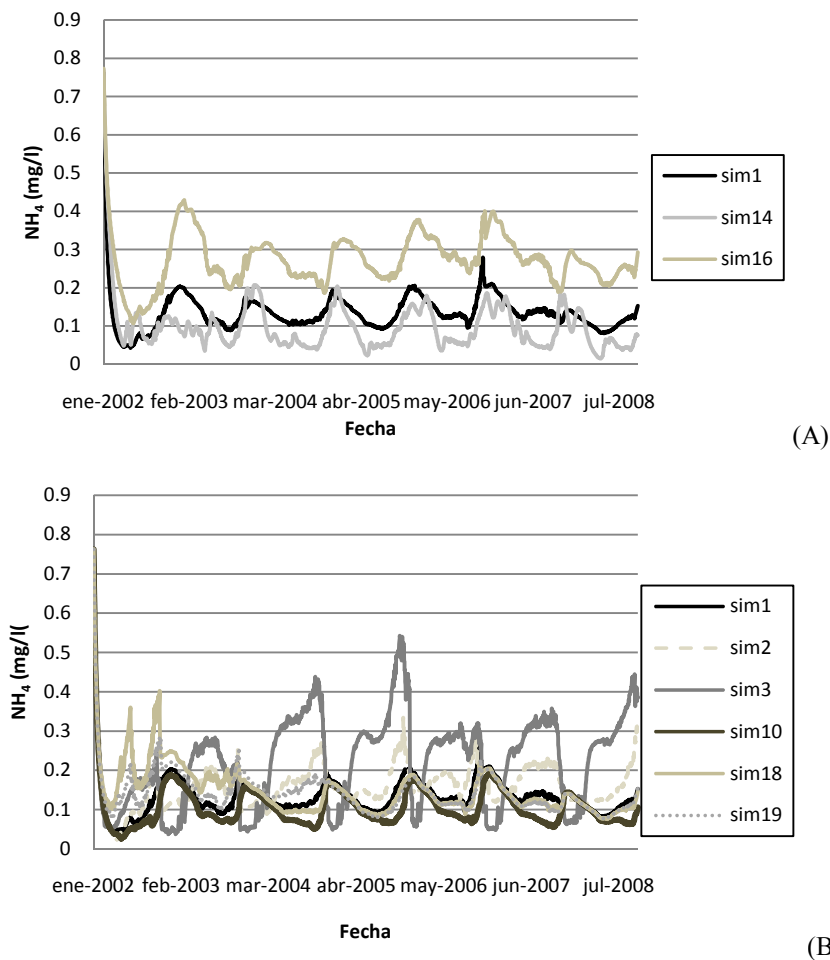


Figura 58. Concentraciones medias de amonio para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad. (A) simulaciones 14 y 16 y (B) simulaciones 2, 3, 7, 10, 18 y 19 (ver tabla 6).

A continuación se presentan las gráficas de las concentraciones medias simuladas del amonio en el epilimnion e hipolimnion. Los valores definitivos de los parámetros del amonio usados en el modelo pueden verse en la tabla 12.

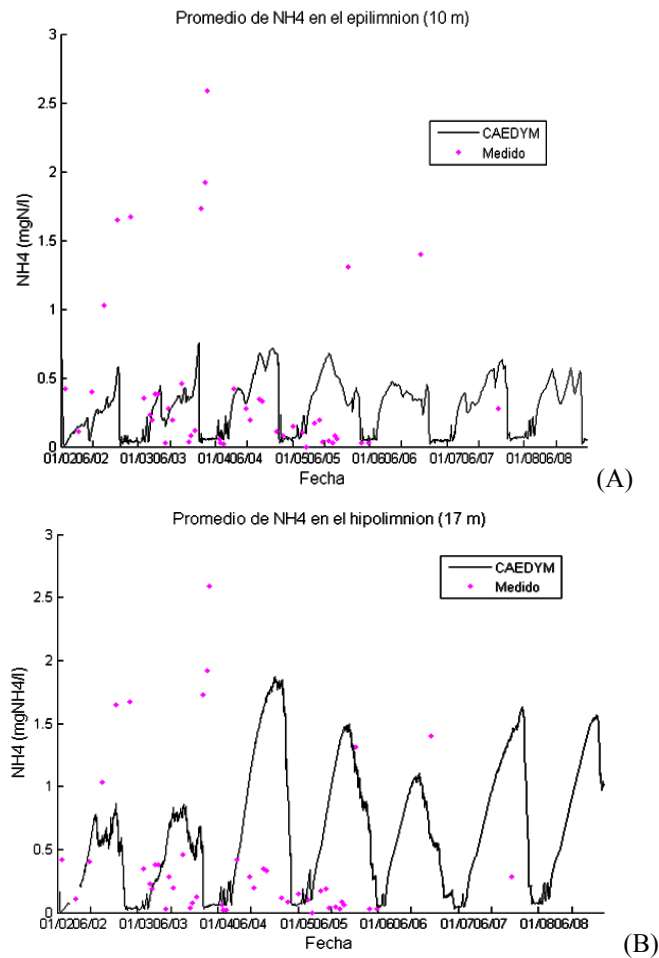


Figura 59. Concentraciones medias de amonio simulado en (A) epilimnion y (B) hipolimnion, y valores medidos en estudios limnológicos del embalse.

5.3.4 Ortofosfatos

Nuevamente se presenta la tasa de crecimiento máximo potencial del fitoplancton P_{max} , como parámetro determinante en las concentraciones de las variables analizadas, en este caso, del PO_4 , donde se aprecia una disminución del mismo con el aumento de la población fitoplanctónica, que lo absorbe como nutriente. Así mismo, la reducción de la tasa de respiración del fitoplancton, k_r , conlleva a una disminución en las

concentraciones de PO_4 , el cual es consumido en mayor medida al presentarse menores pérdidas de la población biótica. La distribución vertical sufre cambios sustanciales con el cambio de la tasa de mineralización del fósforo orgánico, $DOP1_{max}$, y de la tasa de liberación de PO_4 por los sedimentos, $SmpPO_4$, el cual influye también en las concentraciones media y máxima. El coeficiente de extinción lumínica ε tiene influencia en las concentraciones medias y en la distribución vertical de las mismas, al incrementarse la población de fitoplancton en la columna de agua y por lo tanto, aumentar el consumo de PO_4 por parte de éste.

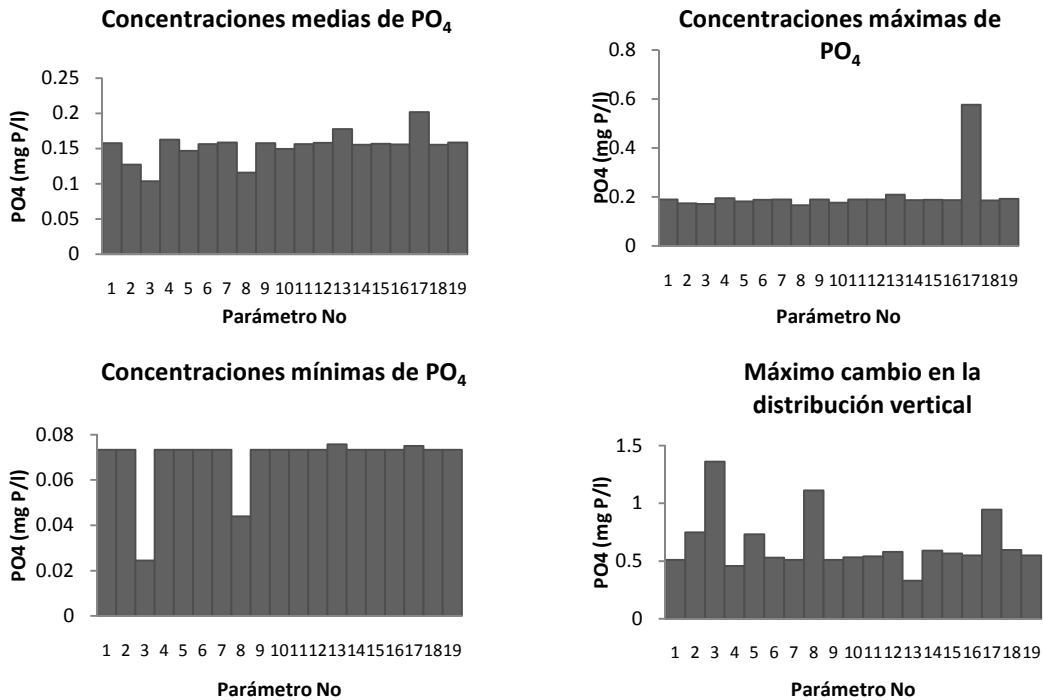


Figura 60. Valor medio, máximo y mínimo de OD en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.

Los cambios en las concentraciones medias se pueden apreciar en la siguiente gráfica.

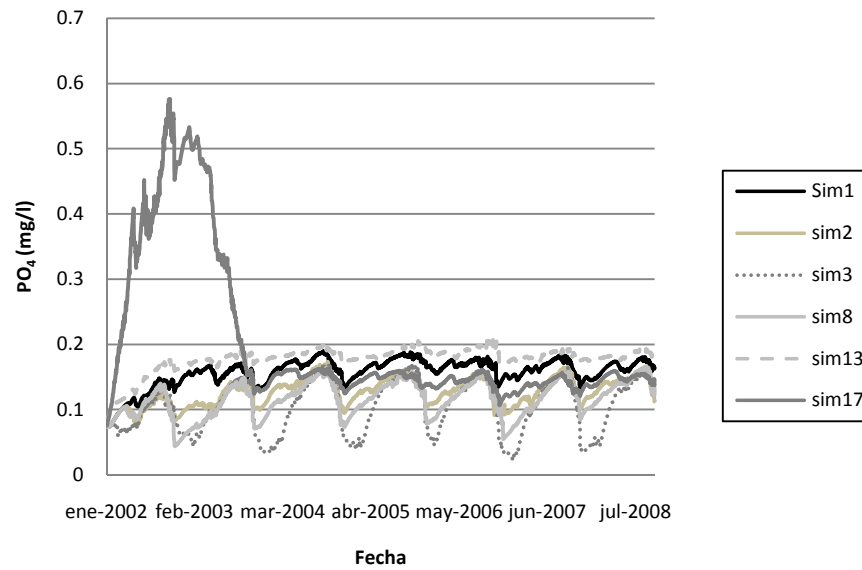


Figura 61. Concentraciones medias de ortofosfato para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad. (A) simulaciones 3,8 y 17 y (B) simulaciones 2 y 13 (ver tabla 6).

Para mostrar el efecto que en la temperatura tiene la modificación de los parámetros de mineralización del nitrógeno y fósforo, por alteración de la población del fitoplancton, se muestra, a continuación el error absoluto en la temperatura alterando $DOP1max$, $DON1max$ y $koNH$. La serie A representa los errores en la temperatura simulada con valores de los parámetros citados de 0.07 día^{-1} , 0.03 día^{-1} y 0.05 día^{-1} ; y la serie B, la simulación ejecutada con los valores 0.05 día^{-1} , 0.01 día^{-1} y 0.12 día^{-1} .

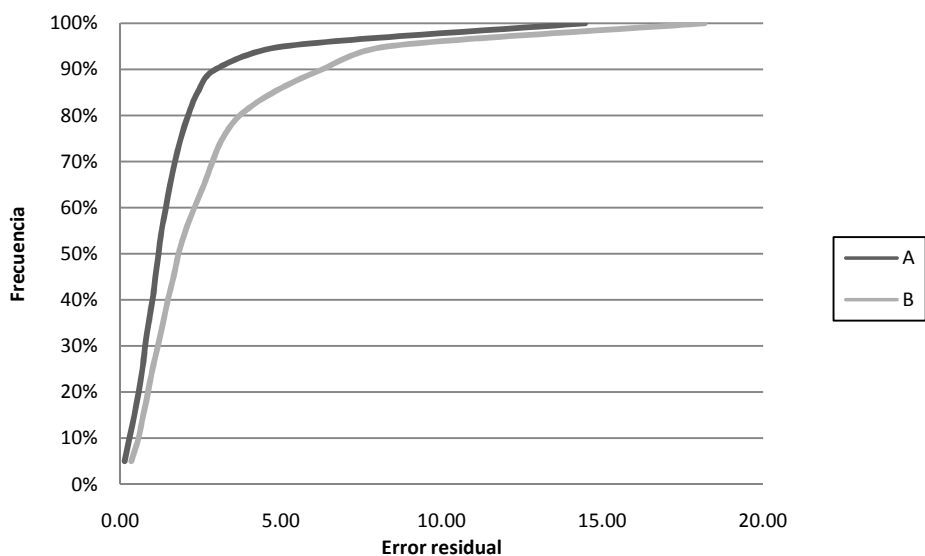


Figura 62. Error absoluto en temperatura simulada. Con modificación de parámetros más relevantes en las concentraciones de amonio y ortofosfatos.

Se aprecia que el error en la temperatura simulada disminuye, pero como se ha citado anteriormente, estos parámetros también repercuten en las concentraciones de oxígeno disuelto, por lo que su calibración se haría con base en las variaciones de esta variable. Las concentraciones medias de ortofosfatos en el epilimnion e hipolimnion se ilustran en la siguiente gráfica.

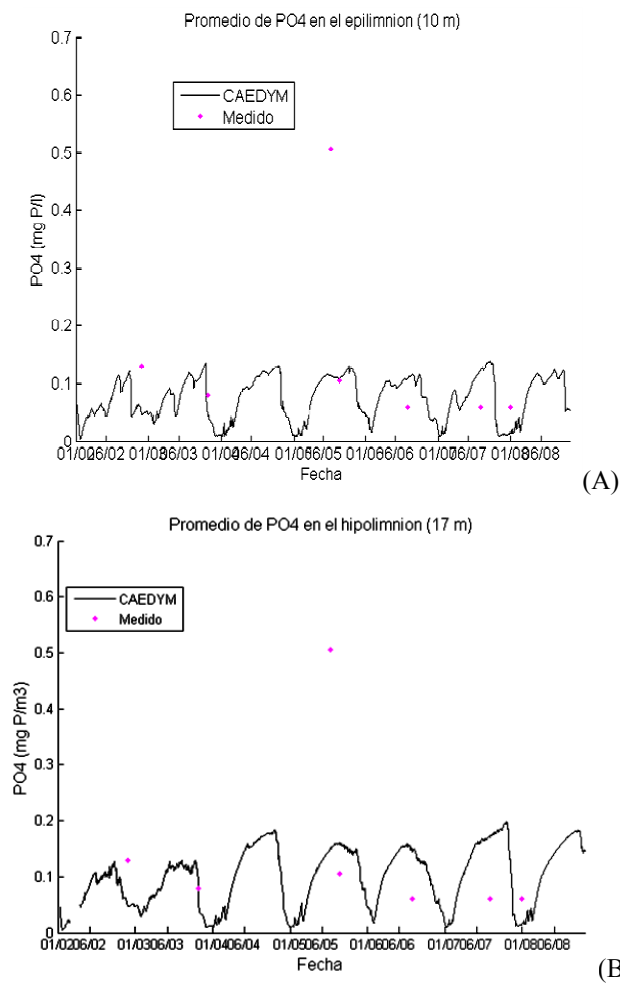


Figura 63. Concentraciones medias de ortofosfatos simulado en (A) epilimnion y (B) hipolimnion, y valores medidos en estudios limnológicos del embalse.

5.3.5 Oxígeno disuelto

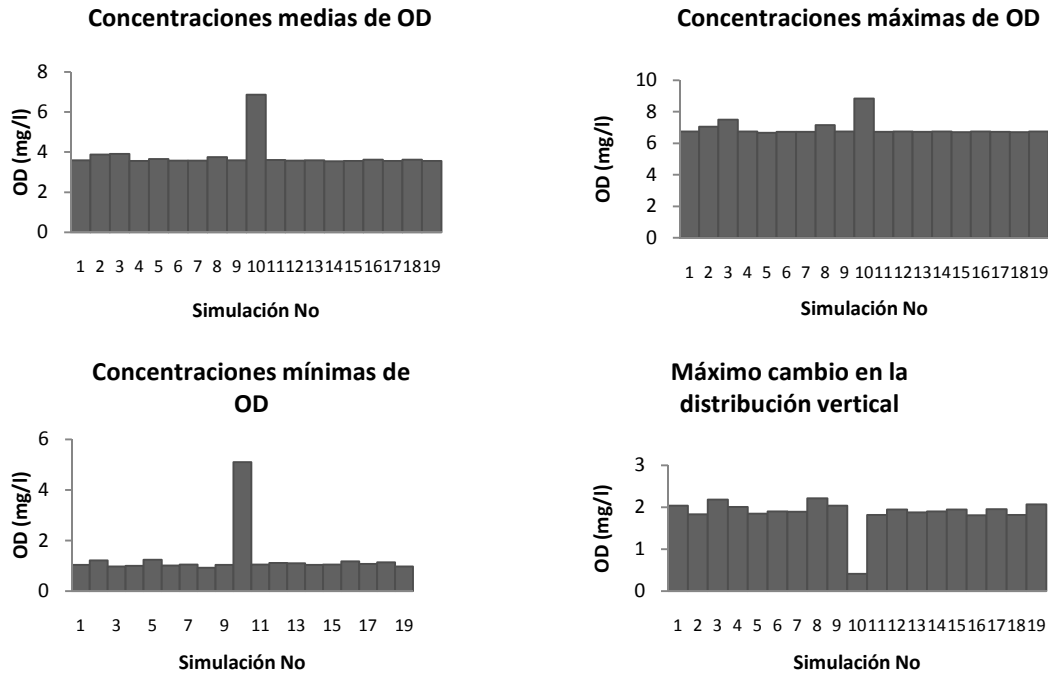


Figura 64. Valor medio, máximo y mínimo de OD en la columna de agua y máxima desviación estándar normalizada por la media, de las 11 simulaciones usadas para análisis de sensibilidad del modelo ecológico.

El parámetro más relevante en las concentraciones de OD es la tasa de intercambio de oxígeno con los sedimentos r_{SOS} . Se ve como al disminuir este valor, las concentraciones aumentan en la columna de agua. Otro parámetro que influye un poco en las concentraciones máximas de OD es la tasa de crecimiento máximo del fitoplancton, pues al aumentar la producción de éste, también se incrementa el oxígeno generado en la fotosíntesis.

A continuación, un gráfico que permite apreciar las concentraciones medias de oxígeno disuelto en la columna de agua para los parámetros más sensibles.

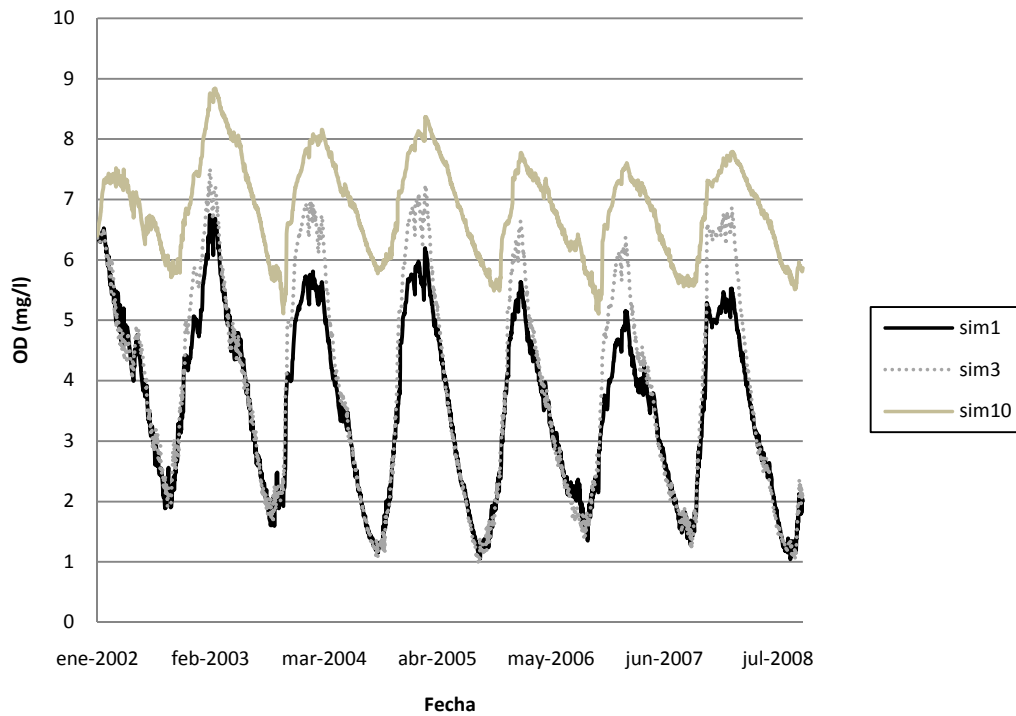


Figura 65. Concentraciones medias de oxígeno para los parámetros más determinantes durante el análisis de sensibilidad (tabla 11).

Las tasas de respiración del fitoplancton, k_r , y de crecimiento P_{max} , aunque pueden introducir cambios en las concentraciones de oxígeno disuelto, no fueron calibradas nuevamente, pues sus valores ya representaban un error mínimo en la distribución térmica del embalse, durante su modelación. El único parámetro evaluado dentro de la distribución del oxígeno disuelto, fue la tasa de intercambio de oxígeno con los sedimentos.

A continuación se presentan las concentraciones simuladas y observadas del oxígeno disuelto a 3 y 15 m, para valores de rS_{os} de 0.3, 1 y 5 $g/m^2/día$.

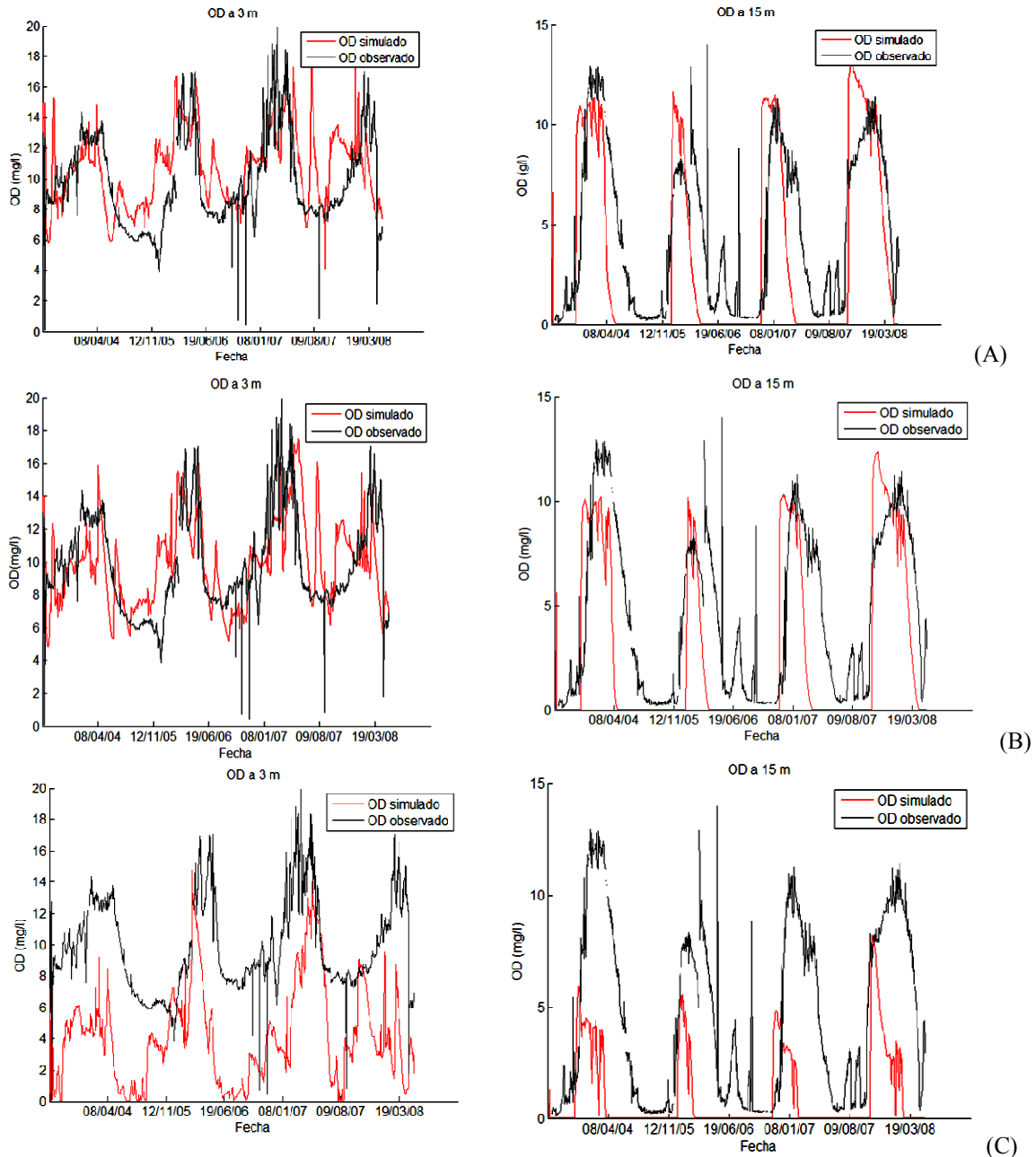


Figura 66. Concentración de oxígeno disuelto observado y simulado a 3 y 15 m de profundidad con (A) $r_{Sos}=0.3$, (B) $r_{Sos}=1.0$ y (C) $r_{Sos}=5.0$.

Por obvias razones, si se incrementa el intercambio de oxígeno con los sedimentos, esta variable se verá disminuida en la columna de agua, lo cual se ve puede observar en la gráfica anterior.

Las tasas de mineralización del nitrógeno y de nitrificación, alteran también las concentraciones de oxígeno disuelto pues éste es utilizado en dichos procesos. Para la gráfica 62, se modificaron estos parámetros y se observó una mejoría en la simulación

de la temperatura, pero en el oxígeno disuelto, tuvo un efecto negativo en las concentraciones del epilimnion, como se observa en la siguiente gráfica.

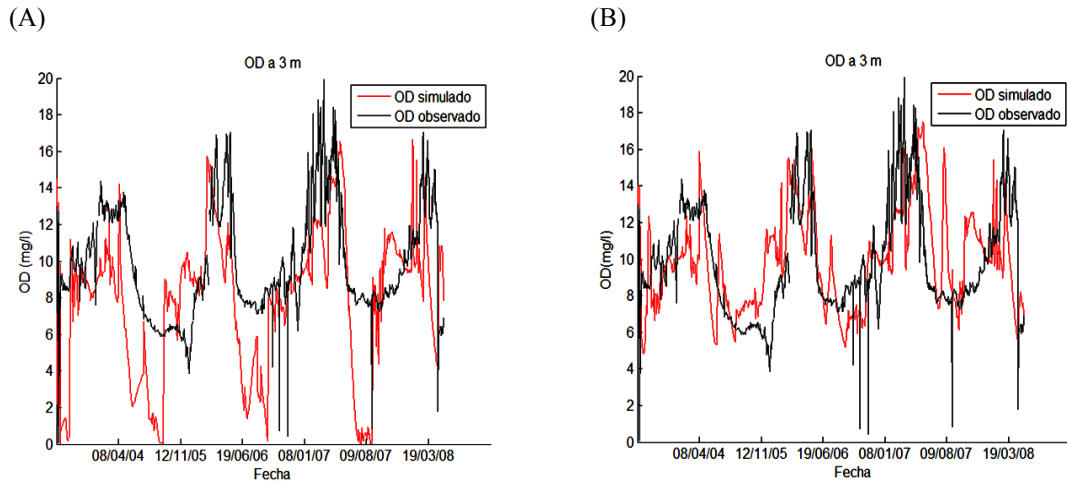


Figura 67. Oxígeno disuelto simulado y observado con series con (A) $DOP1max=0.07 \text{ dia}^{-1}$, $DON1max=0.03 \text{ dia}^{-1}$ y $koNH=0.05 \text{ dia}^{-1}$; y con (B) $DOP1max=0.05 \text{ dia}^{-1}$, $DON1max=0.01 \text{ dia}^{-1}$ y $koNH=0.12 \text{ dia}^{-1}$

Recordar que los valores de estos parámetros en la simulación modelo, fueron tomados de un estudio anterior a este mismo embalse. Por lo tanto, dicho parámetros no serán calibrados por la alteración que genera dentro de las concentraciones de oxígeno disuelto.

La simulación de esta variable ecológica puede apreciarse en la siguiente gráfica de contorno, que muestra la estratificación que sufre el oxígeno disuelto durante el período de simulación.

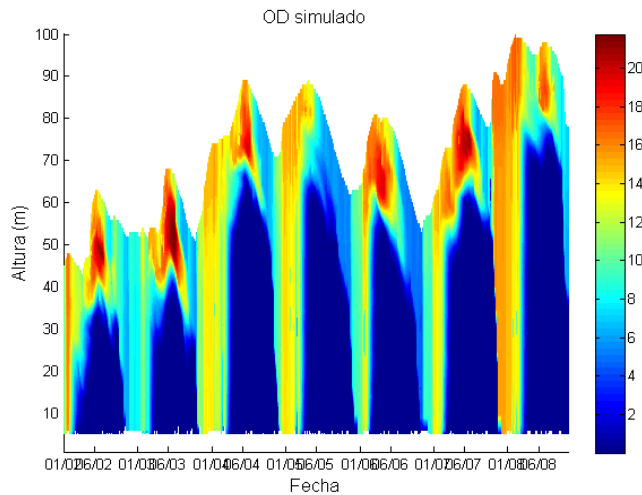


Figura 68. Concentración de oxígeno disuelto simulado en mg/l.

Si bien, esta variable necesita calibración, puede apreciarse que el modelo representa los cambios estacionales que sufren las concentraciones de oxígeno disuelto, simulando, por ejemplo, la anoxia en el hipolimnion en las épocas de estiaje.

Para finalizar la calibración del modelo ecológico, se presentan a continuación los valores definitivos de los parámetros de CAEDYM usados en la simulación del embalse de Amadorio.

Coefficiente/Variable	Definición	Unidades	Valor
ϵ	Coefficiente de extinción lumínica	m^{-1}	0.6
Pmax	Tasa de crecimiento máximo potencial del fitoplancton	$día^{-1}$	1.9
Ist	Saturación de luz para máxima producción de fitoplancton	$\mu E/m^2/s$	160
kep	Coefficiente de atenuación lumínica del fitoplancton	$m^2/mg\ Cl_a$	0.002
KP	Constante de semisaturación de toma del fósforo por el fitoplancton	mg/l	0.02
KN	Constante de semisaturación de toma del nitrógeno por el fitoplancton	mg/l	0.03
kr	Tasa de respiración del fitoplancton	$día^{-1}$	0.07
max_pd	Máxima densidad del fitoplancton	kg/m^3	1025
rSos	Tasa de intercambio de oxígeno en sedimentos	$g/m^2/día$	1
POM1	Densidad de partículas orgánicas	kg/m^3	1050
KePOC	Coefficiente de atenuación lumínica de las partículas orgánicas	l/mg/m	1050
DOP1max	Máxima tasa de mineralización del fósforo orgánico a PO4	$día^{-1}$	0.05
DON1max	Máxima tasa de mineralización del nitrógeno orgánico a NH4	$día^{-1}$	0.01
koN2	Coefficiente de desnitrificación	$día^{-1}$	0.1
koNH	Coefficiente de nitrificación	$día^{-1}$	0.12
SmpPO4	Tasa de liberación de PO4 por parte de los sedimentos	$g/m^2/día$	0.005
SmpNH4	Tasa de liberación de NH4 por parte de los sedimentos	$g/m^2/día$	0.05
KeSS	Coefficiente de atenuación lumínica de las partículas inorgánicas	l/mg/m	0

Tabla 12. Parámetros del modelo de calidad CAEDYM usados en el embalse de Amadorio.

5.4 Resultados

Al igual que con el componente hidrodinámico, se comparó la temperatura media de los primeros 10 m y los últimos 17 m, para representar el epilimnion e hipolimnion respectivamente.

El epilimnion presenta un error medio de 1.5°C con desviación estándar de 1.3, y valores máximos en otoño, bastante similar a la simulación del componente hidrodinámico sólo. El error medio en el hipolimnion llega a 2°C con desviación

estándar de 1.4, y temperaturas simuladas mayores que las observadas. En general, las temperaturas son más representativas en el epilimnion.

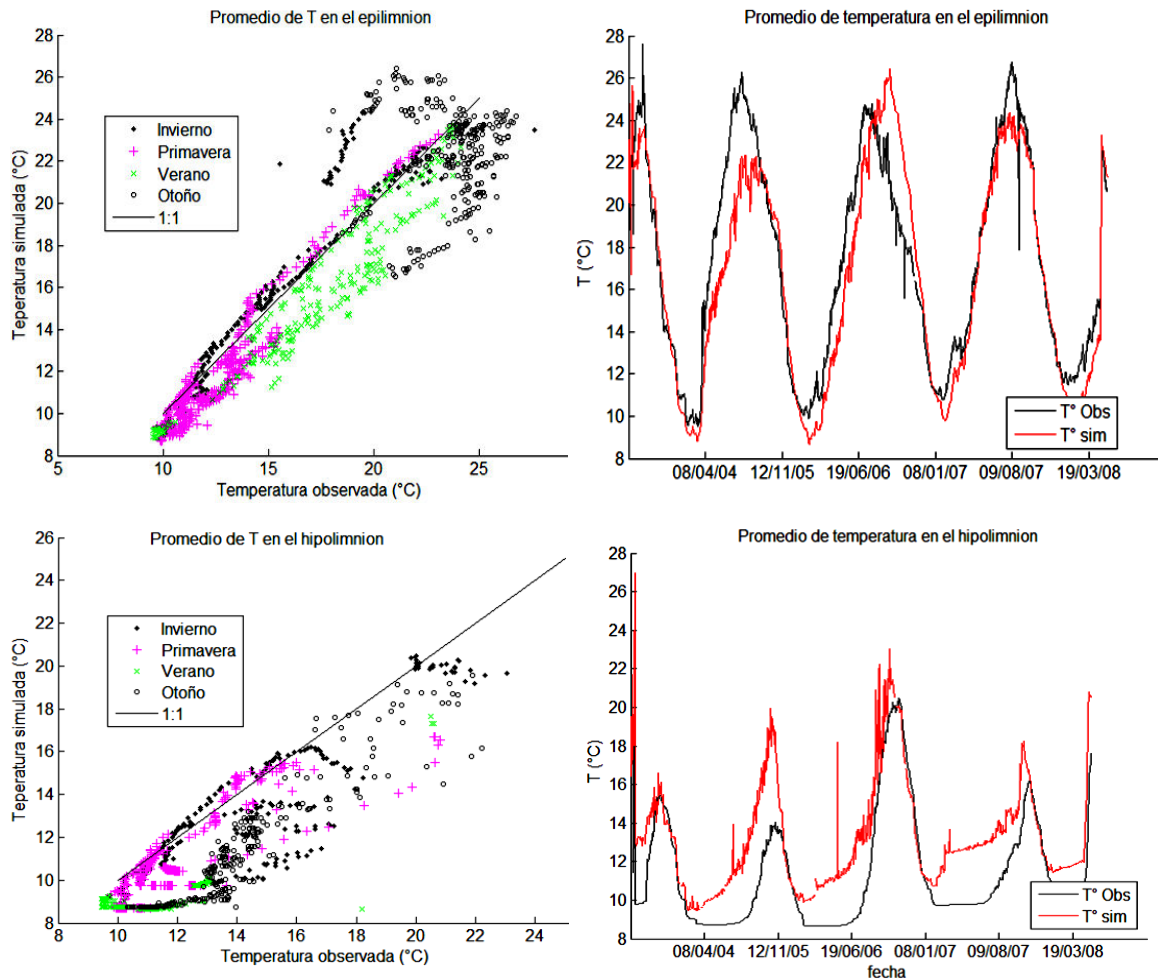


Figura 69. Promedio de temperatura simulada y observada los primeros 10 m (superior), y los últimos 17 m (inferior), con componente hidrodinámico y ecológico.

La comparación en la columna de agua entera, al igual que la simulación del componente hidrodinámico sólo, arrojó un error medio de 1.7°C con desviación estándar de 1.8 con los mayores errores en el hipolimnion, como se ha apreciado en apartados anteriores, especialmente en el año 2006. Pero este problema también lo presentan otros años. Por ejemplo, en el 2002 y 2003, en octubre, se presentan temperaturas simuladas mayores que las observadas. Esto puede ser debido a que en estos años el nivel del embalse es bastante bajo, y se produce un exceso de mezcla. En el año 2006 la simulación de la temperatura no es representativa desde el mes de septiembre hasta noviembre. También coincide en un bajo nivel de embalse (ver figura 20). El año 2007 sigue siendo el mejor simulado.

Los perfiles de las temperaturas simulada y observada se presentan a continuación, en donde se puede apreciar lo expresado en el párrafo anterior.

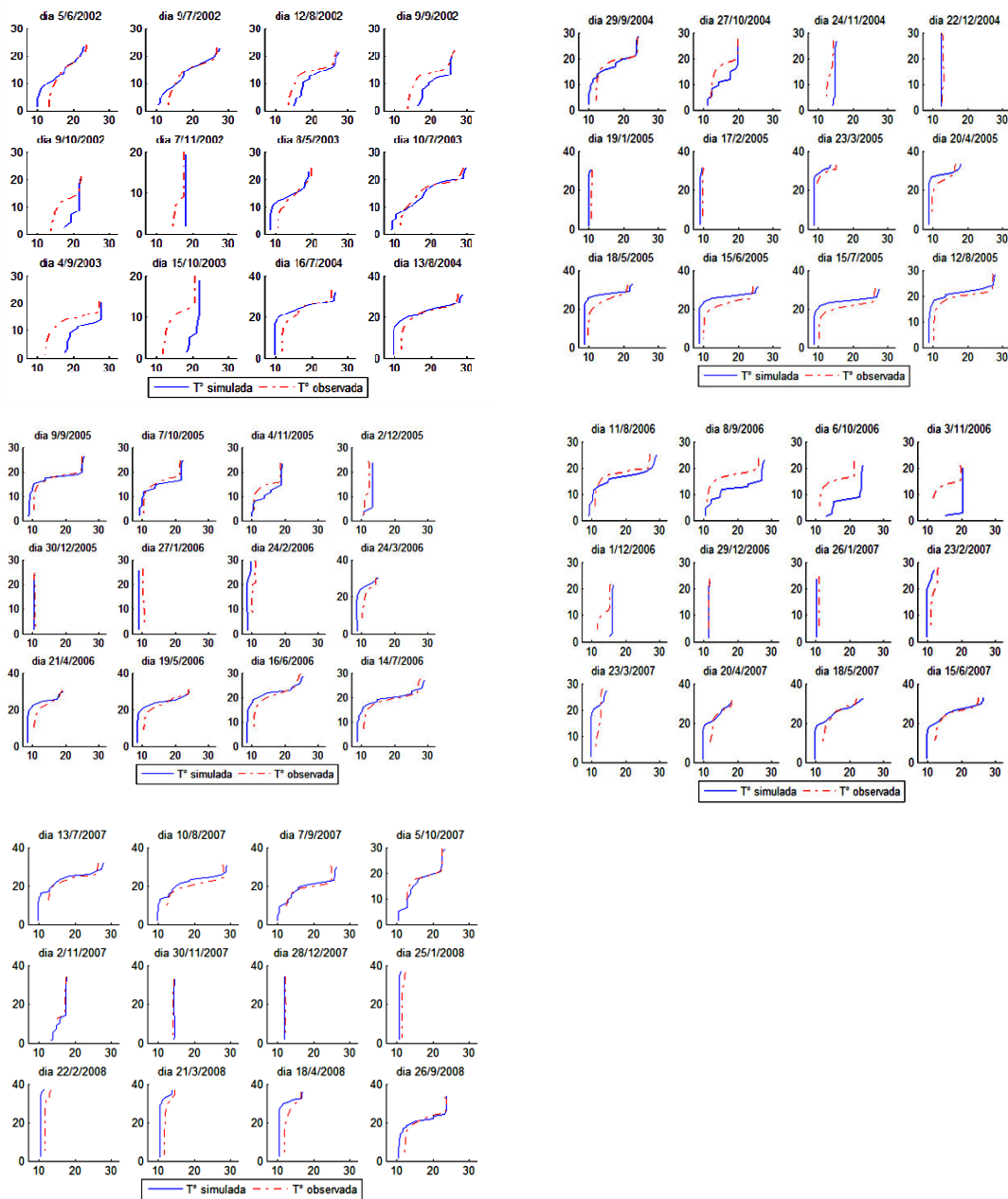


Figura 70. Perfiles de temperatura simulada y observada. Eje X temperatura (°C), eje Y altura desde el fondo (m).

La simulación de la temperatura muestra un comienzo en la estratificación a partir del mes de marzo, haciéndose más marcada con el paso de la primavera. Para el mes de mayo, la estratificación se encuentra bastante marcada, evidenciando alturas de epilimnion de aproximadamente 10 m. Los meses de junio y julio de 2002 y julio de 2003, representan un gradiente de temperatura que parece no estabilizarse en el hipolimnion, pero en otros años se ve claramente la estratificación en estos meses

alcanzando temperaturas constantes allí. El mes de octubre comienza a reflejar, para todos los años, el proceso de mezcla que se presenta en el embalse, aunque en el año 2005 esto se observa en el mes de noviembre. Para este mes, ya se evidencia el embalse totalmente mezclado, proceso que dura hasta finales de febrero, para todos los años.

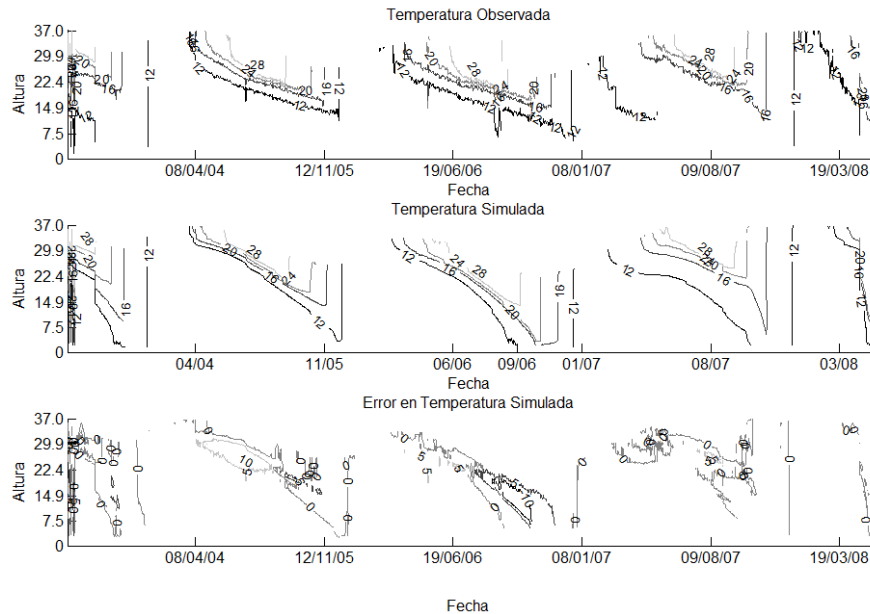


Figura 71. Temperatura observada, simulada y error E^I en temperatura simulada con modelo DYRESM-CAEDYM

Los resultados obtenidos con ambos componentes (hidrodinámico y ecológico) son bastante similares, luego de la calibración de los parámetros ligados a la población del fitoplancton, aunque con el modelo ecológico, se presentan mayores errores por la disminución de la temperatura en la columna de agua. Esta disminución conlleva a una mejoría en la estratificación en otoño para los años 2002, 2003 y 2006, pero a coste de incrementar el error en la distribución de la temperatura en la columna de agua en general.

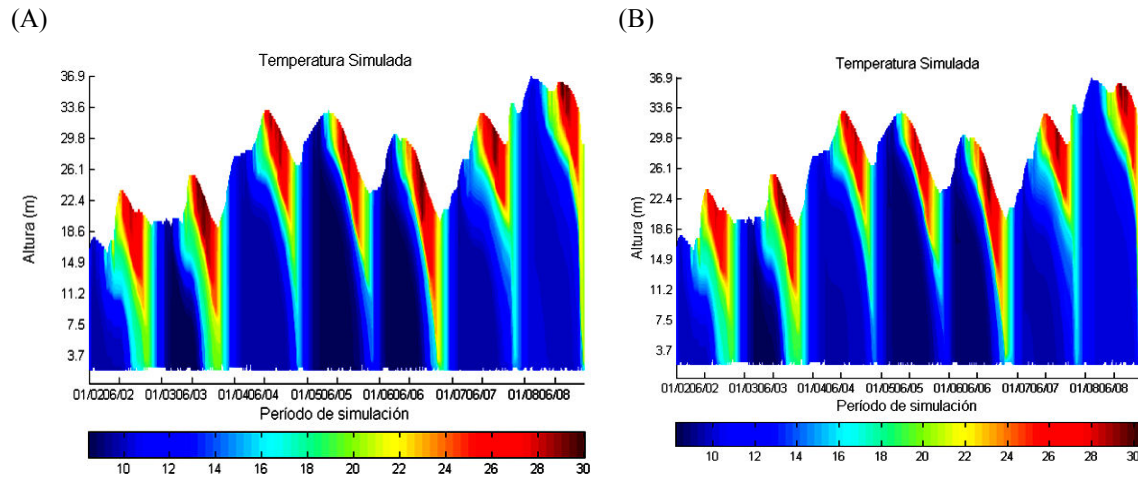


Figura 72. Distribución de temperatura simulada en °C en el embalse de Amadorio con modelo (A) DYRESM y con (B) DYRESM-CAEDYM.

6. CONCLUSIONES

En este estudio se ha realizado la modelación térmica del embalse de Amadorio mediante un modelo hidrodinámico acoplado a uno biológico. La importancia de la modelación de este embalse se debe a su utilidad de abastecimiento a la población de Villajoyosa y cercanas. Los modelos utilizados han sido DYRESM-CAEDYM, módulos muy usados en la modelación de embalses a escala mundial.

Se ha realizado un análisis exhaustivo de la modelación hidrodinámica centrándose en los parámetros y en la incertidumbre de los datos meteorológicos. Ello se ha realizado tanto en la calibración como en el análisis de sensibilidad. En cuanto a las variables meteorológicas se ha analizado la influencia de las siguientes variables: la radiación de onda larga, cobertura de nubes, velocidad del viento, coeficiente de extinción lumínica, entre otras.

De este análisis se puede concluir lo siguiente:

- El coeficiente de extinción lumínica es uno, sino el más, parámetro clave pues un incremento en dicho coeficiente trae un descenso significativo en la temperatura del agua y viceversa. Sin embargo, el uso de un coeficiente alto desplaza los errores en la temperatura hacia el metalimnion.
- Los cambios en los datos meteorológicos de entrada afectan las temperaturas simuladas, el nivel del embalse y el proceso de mezcla, por ser variables determinantes en el modelo hidrodinámico. El incremento en la velocidad del viento resultó en una ligera reducción de las temperaturas de la superficie, mientras que su descenso, conlleva a una mala simulación del balance de masas debido a cambios en las tasas de evaporación por remoción por el viento. La reducción de la radiación de onda larga tiene efectos importantes en la temperatura del agua, especialmente, en la superficie de la misma. Así mismo, el balance de masas resulta en una simulación desmejorada, reflejada en la reducción de la evaporación. Por otro lado, el aumento de esta variable conlleva

al incremento en la temperatura en la columna de agua, aumentando los errores en el hipolimnion.

- Los bajos niveles del agua en el embalse pueden ser otra razón para el exceso de mezcla en el hipolimnion. El nivel del embalse en otoño es bastante bajo pues en verano, por incremento en la población, aumenta la demanda. Esto lleva a pensar que embalses pequeños y poco profundos no son bien representados en su distribución térmica por este modelo. Habría que analizar otro embalse con características similares, pero en otra ubicación, donde las variables meteorológicas, las cuales conllevan a la mezcla (por ejemplo, la velocidad del viento) sean distintas y evaluar el comportamiento del modelo.
- El exceso de mezcla en el embalse de Amadorio en la época de otoño puede darse también porque en el componente hidrodinámico se activa la energía de mezcla por las salidas del agua que se ven incrementadas en el verano por la demanda turística, las cuales generan movimientos turbulentos y caóticos que favorecen el algoritmo de mezcla por la energía cinética disponible para ello.
- El espesor máximo y mínimo de capas permisible no presenta sensibilidad en el modelo del embalse de Amadorio, contrario a otros embalses (Hornung, 2002) donde si se ha visto influencia en esta variable definida por el usuario.

Una vez calibrado el modelo hidrodinámico se acopló un modelo biológico. Se parte de un modelo previo de dos capas por lo que la calibración se realizó de forma parcial sólo en algunos de los parámetros principales. Para el desarrollo del modelo biológico se utilizó la herramienta CAEDYM desarrollada por el mismo equipo de trabajo que el que desarrolló en módulo hidrodinámico.

Al simular con ambos componentes (DYRESM-CAEDYM), se aprecia la influencia del fitoplancton en la distribución de la temperatura del agua, la cual se ve reducida usando CAEDYM. Tan importante es esta variable ecológica, que una reducción de su atenuación lumínica mejora notablemente la temperatura del embalse en las capas superficiales, por su incremento. Sin embargo, si bien la presencia de la biomasa y un

alto coeficiente de atenuación reducen la temperatura simulada, esa reducción sí que se refleja en las capas de hipolimnion en otoño, pero en el epilimnion, aumenta el error, por su excesiva reducción. El proceso de estratificación térmica, es a su vez, responsable de los incrementos o descensos de variables ecológicas como el fitoplancton.

El modelo DYRESM-CAEDYM proporciona una gran herramienta para la modelación de lagos y embalses, en su estructura térmica y en sus variables ecológicas. Esta tesina es un punto de partida para la simulación del componente ecológico en el embalse de Amadorio. Una mayor disponibilidad de datos repercutiría en gran medida en la calidad del modelo biológico. Un buen modelo biológico sería de gran ayuda a la hora de entender la evolución limnológica del embalse.

7. BIBLIOGRAFÍA

Bluhm Gutierrez, J., 2008. Modelación unidimensional de la calidad del agua en embalses. Análisis comparativo de modelos mecanicistas y multivariantes. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente.

Brown, L.C., Barnwell, T.O. Jr., 1987. The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: documentation and user's manual. EPA/600/3-87/007. U.S. Environmental Protection Agency, Environmental Research Laboratory, Athens GA.

Casamitjana, X., Schladow, S.G., 1993. Vertical distribution of particles in stratified lake. *Journal of Environmental Engineering, ASCE*, 119(3): 443-462.

Chapra, S.C., 1997. *Surface water-quality modeling*. WCB McGraw-Hill.

Chirino, E., Abad, J., Bellot, J., 2008. Uso de indicadores de presión-estado-respuesta en el diagnóstico de la comarca de La Marina Baixa, SE, España. *Ecosistemas*, 17(1):107-114

Deas, M.L., Lowney, C.L., 2000. Water temperature modeling review. *California Water Modeling Forum*.

Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J., Brooks, N.H., 1979. *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press, pp 483.

Gal, G., Imberger, J., Zohary, T., Antenucci, J., Anis, A., Rosenberg, T., 2003. Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret. *Ecological Modelling*, 162:69-86.

Hamilton, D.P., Schladow, S.G., 1997. Prediction of Water quality in lakes and reservoirs. Part I – Model description. *Ecological Modelling*, 96: 91-110.

Hicks, B.B., 1975. A procedure for the formulation of bulk transfer coefficients over water. *Boundary Layer Meteorology*, 8:315-324.

Hipsey, M.R., Romero, J.R., Antenucci, J.P., Hamilton, D.P., 2006. *Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model. User manual.* University of Western Australia.

Hornung, R. 2002. Numerical modelling of stratification in Lake Constance with the 1-D hydrodynamic model DYRESM. *Universität Stuttgart*.

Imberger, J., Thmopmson, R., Fandry, C., 1976. Selective withdrawal from a finite rectangular tank. *Journal of Fluid Mechanics*, 78(3):489-512.

Imberger, J., Patterson, J.C., 1981. *Transport Models for Inland and Coastal Waters.* H.B. Fischer (ed). Academic Press, 310-361.

Imberger, J., Patterson, J.C., 1990. Physical limnology. *Advances in Applied Mechanics*, 27:303-455.

Imerito A., Centre for Water Research, 2007. *Dynamic Reservoir Simulation Model. Science Manual.* University of Western Australia.

Jellison, R., Melack, J.M., 1993. Meromixis and vertical diffusivities in hypersaline Mono Lake, California. *Limnology and Oceanography*, 38:1008–1019.

Martín Monerris, M., Marzal Doménech, P., 1999. *Modelación de la calidad del agua.* Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. Editorial de la Universidad Politécnica de Valencia.

Martin, J.L., McCutcheon, S.C., 1999. *Hydrodynamics and transport for water quality modelling.* Lewis.

Paredes Arquiola, J., Martín Monerris, M., 2006b. Tomo III. Estudio de la calidad ambiental de las aguas en el Embalse de Amadorio. Propuesta de actuaciones. Universidad Politécnica de Valencia.

Patten, B.C., Egloff, D.A., Richardson, T.H., 1975. Total ecosystem model for a cove in Lake Texoma. Patten, B.C. (ed.). *System Analysis and Simulation in Ecology*. Academic Press, 206–423.

Riley, J.P., Skirrow, G., 1974. *Chemical Oceanography*. Academic Press.

Romero, J.R., Hipsey, M.R., Antenucci, J.P., Centre for Water Research, 2004. *Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model. Science Manual*. University of Western Australia.

Schladow S.G., Hamilton, D.P., 1997. Prediction of Water quality in lakes and reservoirs. Part II – Model calibration, sensitivity analysis and application. *Ecological Modelling*, 96: 111-123.

Spigel, R.H., Imberger, J., Rayner, K.N., 1986. Modeling the diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, 31(3):533–556.

Tennessee Valley Authority, 1972. Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere. Water Resources Research Laboratory Report 14, Report No. 0-6803.

Trolle, D., Jørgensen, T.B., Jeppesen, E., 2008. Predicting the effects of reduced external nitrogen loading on the nitrogen dynamics and ecological state of deep Lake Ravn, Denmark, using the DYRESM-CAEDYM model. *Limnologica*, 38:220-232.

Wanninkhof, R., 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97(C5):7373–7382.

Webb, W.L., Newton, M., Starr, D., 1974. Carbon dioxide exchange of *Alnus rubra*: a mathematical model. *Oecologia*, 17:281–291.

Xenopoulos, M.A., Schindler D.W., 2001. The environmental control of near-surface thermoclines in boreal lakes. *Ecosystems*, 4:699-707.