

**Avances en la simulación de la intrusión marina.
Efectos y necesidad de la tridimensionalidad.
Aplicación al Delta del Llobregat.**

Informe final del Convenio IGME-CUADLL-UPC

Jesús Carrera, Enric Vázquez-Suñé, Elena Abarca, Juan Hidalgo,
Desiré Gámez y María Pool
Departamento de Ingeniería del Terreno
Universidad Politécnica de Cataluña

Enric Queralt
Comunidad de Usuarios de Aguas del Delta del Llobregat

José Manuel Murillo
Instituto Geológico y Minero de España

Diciembre, 2005

RESUMEN EJECUTIVO

La intrusión marina es el principal problema de contaminación asociado a la explotación intensa de acuíferos costeros. El diseño de medidas para controlarla se ve dificultado por la complejidad del fenómeno. El agua dulce flota sobre la salada, que tiende a penetrar a favor de las zonas más permeables y profundas. Es decir, el proceso está afectado por las diferencias de densidad, por la heterogeneidad y por la topografía del acuífero, además de por los factores habituales (explotación, recarga, etc). En este contexto, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) y la Comunidad de Usuarios de Aguas del Delta del Llobregat (CUADLL) firmaron un Convenio de Colaboración para la investigación y desarrollo de una herramienta informática que modele la intrusión marina en los acuíferos costeros en 3D. Este documento contiene una síntesis de los trabajos realizados en el contexto de dicho convenio.

El objetivo concreto era el estudio de los acuíferos del Delta del Llobregat ya que son un sistema hidrogeológico representativo del litoral Mediterráneo y representan una reserva hídrica estratégica para el área metropolitana de Barcelona. Es por tanto un valor que conviene proteger y gestionar de forma correcta para su preservación futura. Una peculiaridad de estos acuíferos es que su espesor es pequeño en relación a su extensión, por lo que parecería innecesario modelarlos en tres dimensiones. Precisamente, uno de los objetivos subsidiarios es estudiar bajo qué condiciones puede modelarse el flujo con densidad variable en dos dimensiones. Con estas motivaciones (necesidad de tres dimensiones, modelación del Delta del Llobregat y desarrollo de una herramienta informática), los trabajos realizados son:

1. Desarrollo del programa TRANSDENS, que no solo simula el flujo con densidad variable en tres dimensiones, sino que también permite resolver el problema inverso. Se ha mostrado que, en caso de resolverse el problema inverso, resulta ventajoso hacerlo mediante el algoritmo de Newton Raphson.
2. Se ha estudiado la geología del Delta. Para ello se han empleado técnicas de sedimentología secuencial, que han conducido a un avance notable del conocimiento del acuífero principal. En particular, se han identificado un conjunto de paleocauces que actúan como vías preferentes de intrusión.
3. Respecto al estudio de la intrusión en tres dimensiones, se ha observado que, cuando el acuífero es delgado y el régimen estacionario, se produce una celda de convección subhorizontal. La importancia de esta celda depende de la pendiente lateral del acuífero.

Cuando ésta es baja, como en el Llobregat, apenas se produce. Cabe por tanto esperar que en condiciones naturales, sin bombeo, el acuífero profundo no tuviese salinidad.

4. La observación anterior, junto con la naturaleza confinada del acuífero principal del Delta del Llobregat han motivado un estudio específico para analizar bajo qué condiciones se puede estudiar la intrusión en dos dimensiones, sin tener en cuenta el efecto de la densidad. Se concluye que en general no es posible. Sin embargo, cuando la pendiente lateral es baja y, bajo condiciones de explotación, la simplificación es válida.

5. Por ello, los acuíferos del Delta se han simulado bajo la hipótesis de densidad constante. El modelo se calibró, con resultados muy buenos entre 1965 y 2001. Con el modelo así calibrado, se ha simulado el período 2001-04. Los resultados de la validación son aún mejores que los de la fase de calibración, lo que confirma la validez del modelo.

INDICE

1.- INTRODUCCIÓN	1
2.- MODELACIÓN INVERSA DE FLUJO CON DENSIDAD VARIABLE	3
2.1.- ECUACIONES DE FLUJO Y TRANSPORTE CON DENSIDAD VARIABLE	5
2.1.1.- Flujo.....	5
2.1.2.- Transporte.....	6
2.2.- PROBLEMA INVERSO.....	7
3.- MODELO GEOLÓGICO DEL DELTA DEL LLOBREGAT ...	9
3.1.- MODELO GEOLÓGICO CONCEPTUAL.....	9
3.1.1.- Delta emergido	10
3.1.2.- Delta sumergido.....	11
3.2.- MODELO NUMÉRICO GEOLÓGICO.....	13
3.2.1.- Reconstrucción de la geometría de los cuerpos geológicos	13
3.2.2.- Reconstrucción de los rellenos de los cuerpos geológicos.....	14
4.- EFECTO DE LA TRIDIMENSIONALIDAD DE LA INTRUSION MARINA	16
4.1.- NÚMEROS ADIMENSIONALES.....	18
4.2.- METODOLOGÍA DE MODELACIÓN NUMÉRICA	18
4.3.- RESULTADOS.....	20
4.3.1.- Acuíferos sin pendiente lateral	20
4.3.2.- Acuíferos con pendiente lateral.....	21
4.4.- IMPLICACIONES PARA EL ACUÍFERO PROFUNDO DEL DELTA DEL LLOBREGAT.....	24
5.- SIMULACIÓN DE INTRUSIÓN MARINA EN ACUÍFEROS CONFINADOS	25
5.1.- INTRODUCCIÓN.....	25
5.2.- METODOLOGÍA.....	25
5.3.- RESULTADOS	27
5.3.1.- Modelos 3D	27
5.3.2.- Modelos 2D	28
5.3.3.- Análisis de sensibilidad al caudal de agua dulce.....	29

5.3.4.-	Análisis de sensibilidad a la dispersividad	33
5.3.5.-	Análisis de sensibilidad a la pendiente	35
5.3.5.1.-	Pendiente del 1%	36
5.3.5.2.-	Pendiente del 10%	37
5.3.5.3.-	Influencia de un bombeo.	39
5.4.-	CONCLUSIONES	42
6.-	MODELACIÓN DE LA HIDROGEOLOGÍA	45
7.-	RESUMEN y CONCLUSIONES	60
8.-	REFERENCIAS	61

1.- INTRODUCCIÓN

Hasta principios del Siglo XX, la intrusión marina estaba rodeada de un halo de misterio. Las observaciones de la Isla Cefalonia, en la que el agua de mar conducida por gravedad mediante un canal se infiltra en una sima, no solo confundieron a los griegos clásicos, sino que también condujeron a ideas erróneas sobre la intrusión marina mucho después de que se hubiera aclarado la verdadera naturaleza del Ciclo Hidrológico. Ghyben (1889) y Herzberg (1901) observaron una relación lineal entre la profundidad del agua salada y el nivel de agua dulce. Esta relación resulta de las diferencias de densidad, que provocan que el agua dulce en acuíferos costeros flote sobre el agua del mar. Suponiendo que ambos fluidos están en equilibrio y que el agua salada permanece estática, se puede demostrar que, efectivamente, la profundidad de la interfaz por debajo del nivel del mar es 40 veces el nivel de agua dulce sobre el nivel del mar.

En realidad, incluso en régimen estacionario, el agua de mar no permanece estática: los dos fluidos se mezclan. Esta mezcla se produce por difusión/dispersión y conlleva que parte de la sal sea arrastrada de nuevo hacia el mar por el agua dulce. Para suplir la sal que se ha lavado es necesario un flujo de sal tierra adentro. El resultado de este proceso es una celda de convección vertical en la que el agua salada penetra en el acuífero en profundidad hasta alcanzar la zona de mezcla donde se dispersa y es arrastrada por el agua dulce otra vez hacia el mar. Esta discusión indica que el movimiento de agua salada en los acuíferos costeros se debe a la combinación del flujo debido a variaciones de densidad y a la dispersión hidrodinámica. Este efecto fue descrito por primera vez por (Cooper 1964).

En la práctica, la situación es aún más compleja, porque si la topografía del fondo es variable, el agua de mar penetrará preferentemente por las zonas más profundas. Si, además, se reconoce que los acuíferos son heterogéneos, se concluye que el fenómeno es complejo. Es esta complejidad lo que hace que la intrusión solo se haya estudiado de forma parcial. De hecho, hasta que no han aparecido programas fiables de simulación del flujo con densidad variable en tres dimensiones, no se ha podido proceder a un estudio serio del fenómeno. Precisamente, este era el objetivo de partida del Convenio de Colaboración firmado entre el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) y la Comunidad de Usuarios de Aguas del Delta del Llobregat (CUADLL) para la investigación y desarrollo de una herramienta informática que modele la intrusión marina en los acuíferos costeros en 3D.

La necesidad de un campo de trabajo, unido a las características de los acuíferos del Delta del Llobregat, aconsejó centrar los trabajos en los mismos. Los acuíferos del delta del Llobregat son un sistema hidrogeológico representativo del litoral Mediterráneo y representa una reserva hídrica estratégica de gran importancia que abastece el área

metropolitana de Barcelona. Es por tanto un valor que conviene proteger y gestionar de forma correcta para su preservación futura. Además, estos acuíferos se encuentran entre los mas estudiados de España y, posiblemente, del mundo. Por ello, representan un buen campo de prácticas para el estudio de la intrusión.

Este documento contiene una síntesis de los trabajos realizados en el contexto de dicho convenio. Se ha estructurado, de acuerdo con los trabajos realizados en los siguientes capítulos:

Capítulo 2: Contiene las ecuaciones de simulación del flujo con densidad variable. Estas ecuaciones han dado pie al desarrollo del programa TRANSDENS, que no solo simula el flujo con densidad variable en tres dimensiones, sino que también permite resolver el problema inverso.

Capítulo 3: Contiene el estudio de la Geología del Delta. Para ello se han empleado técnicas de sedimentología secuencial, que han conducido a un avance notable del conocimiento del acuífero principal. En particular, se han identificado un conjunto de paleocauces que actúan como vías preferentes de intrusión.

Capítulo 4: Contiene un estudio sobre las celdas de convección de agua salada en acuíferos de bajo espesor y gran extensión.

Capítulo 5: Contiene un análisis de las condiciones bajo las que se puede estudiar la intrusión en dos dimensiones, sin tener en cuenta el efecto de la densidad. Este trabajo surge como consecuencia de los resultados del Capítulo 4, junto con la naturaleza confinada del acuífero principal del Delta del Llobregat.

Capítulo 6: Contiene un resumen del modelo realizado en los acuíferos del Delta.

En los anejos se incluyen varias publicaciones surgidas del proyecto.

2.- MODELACIÓN INVERSA DE FLUJO CON DENSIDAD VARIABLE

Los medios con densidad variable son comunes en hidrogeología. Los cambios en las propiedades físicas del fluido pueden tener consecuencias significativas sobre el comportamiento de los sistemas hidrogeológicos y, algunas veces, una importancia vital para la describir de forma precisa la dinámica de los acuíferos. La densidad es depende de la temperatura, concentración y presión. En acuíferos costeros, la densidad del agua subterránea se ve afectada principalmente por la concentración pudiendo despreciarse el efecto de los cambios de presión y temperatura. Los cambios en la densidad del agua subterránea aparecen en el caso de intrusión marina en acuíferos costeros o en acuíferos afectados por disolución de sal proveniente de formaciones geológicas salinas.

La teoría general del flujo con densidad variable se describe en Bear (1972). Una gran cantidad de trabajo se ha desarrollado a partir de este estudio básico y las propuestas para las ecuaciones de conservación de masa de fluido, es decir, agua más solutos disueltos, y masa de soluto es variada. Voss (1984) propone un balance de masa en términos de presiones mientras que Huyakorn et al. (1987) derivan las ecuaciones en términos de niveles equivalentes de agua dulce. El transporte de soluto puede expresarse en términos de concentración (Bear, 1979, Kinzelbach, 1986) o de fracción másica (Olivella et al., 1994). Una revisión más extensa de las formulaciones del flujo con densidad variable puede encontrarse en Kolditz et al. (1998), Holzbecher (1998) y Diersch y Kolditz (2002).

Bajo condiciones de densidad variable el flujo y el transporte se convierten en dos fenómenos no lineales acoplados. La simulación, entonces, es una tarea compleja que puede sufrir problemas de convergencia y requerir un alto coste computacional. Existen muchos códigos disponibles para la simulación del flujo con densidad variable y el transporte de soluto como pueden ser SUTRA (Voss, 1984), HYDRUS-2D (Simunek et al., 1998), ROCKFLOW (Kolditz et al., 2002), MOC DENSE (Sandford y Konikow, 1985), MOC DENSE 3D (Oude Essink, 1998) SALTFLOW (Molson y Frind, 1994), SEAWAT (Guo y Bennet, 1998). Todos ellos utilizan un proceso iterativo conocido como método de Picard para la resolución del acoplamiento entre las ecuaciones de flujo y transporte. Sin embargo, un algoritmo más robusto sería más adecuado en este caso, y más aún si se añade la calibración de parámetros como se verá más tarde. Los algoritmos basados en el método de Newton-Raphson son una alternativa viable que ha sido implementada en códigos como CODE_BRIGHT (Olivella et al., 1996), FEFLOW (Diersch, 2002) o d3f (Fein et al., 1998) para problemas de densidad variable. Putti y Paniconi (1995) desarrollaron un esquema de Newton parcial (despreciando las

contribuciones de los términos no diagonales) que demostró una eficiencia superior a la del método de Picard.

Durante el proceso de modelación una de las principales fuentes de incertidumbre es el valor de los parámetros hidráulicos implicados en el modelo (conductividad hidráulica, almacenamiento, porosidad, etc.). Los valores se eligen usualmente a partir de ensayos de campo, la caracterización geológica y el resto de información previa, que puede proceder de fuentes diversas. La experiencia ha demostrado que la calibración automática es una herramienta útil para reducir la incertidumbre. Los parámetros se calculan como aquellos valores que minimizan una cierta función objetivo, que mide la diferencia entre los valores simulados y observados de las variables de estado. Los resultados así obtenidos son más robustos y fiables que los provenientes de la calibración manual.

El proceso de calibración puede mejorarse en el caso del flujo con densidad variable. El acoplamiento entre el flujo y el transporte da la posibilidad de integrar globalmente los datos de concentración en el proceso de calibración. El movimiento de la interfaz agua dulce – agua salada puede verse como un ensayo de trazadores a escala de acuífero, el cual proporciona una enorme cantidad de información sobre los parámetros del acuífero. A pesar de que la calibración automática se ha aplicado durante años, existe muy poca experiencia cuando se trata de sistemas en los que existe variación de densidad. Iribar et al., 1996, realizaron una primera aproximación calibrando parámetros de un acuífero con intrusión marina con buenos resultados, pero despreciando los efectos de densidad. La identificación de parámetros en flujo con densidad variables ha sido también tratada por Piggott et al. (1993), quienes implementaron un algoritmo de inversión para SUTRA llamada $SUTRA^{-1}$ (o SUTRAINV). El algoritmo se basa en el método de mínimos cuadrados generalizado. La función error se minimiza mediante un método *simplex downhill*. El código CALIF (Häfner et al., 1998) resuelve el problema inverso minimizando la función objetivo mediante una combinación de descenso máximo, los métodos de Gauss-Newton y Powell y Levenberg-Marquardt (Press et al. 1994). Johansenn et al. (2002), resuelven un problema de mínimos cuadrados aplicando el método de Newton. La matriz jacobiana se calcula por medio de cocientes incrementales. Existen otros algoritmos que pueden ser utilizados para calcular el jacobiano del sistema. PEST (basado en Vecchia et al., 1987) y UCODE (Poeter et al., 1998) son códigos genéricos para la minimización de una función objetivo de mínimos cuadrados que pueden acoplarse a cualquier otro código que resuelva los problemas de flujo y transporte. Ambos calculan la matriz jacobiana mediante cocientes incrementales, lo cual es computacionalmente caro e impreciso.

La calibración es un proceso iterativo (Figura 2.1). Independiente mente del método utilizado, cada vez que el conjunto de parámetros se perturba, debe hacerse una

simulación. Cuando se trata con problemas no lineales, el proceso de calibración puede volverse extremadamente costoso. El bucle de calibración puede verse interrumpido por dificultades en la convergencia durante la fase de simulación, siendo necesario comenzar de nuevo el proceso completo. Por esta razón, si se desea estimar los parámetros de un modelo, es necesario tener un algoritmo de calibración eficiente junto con un método robusto para la simulación.

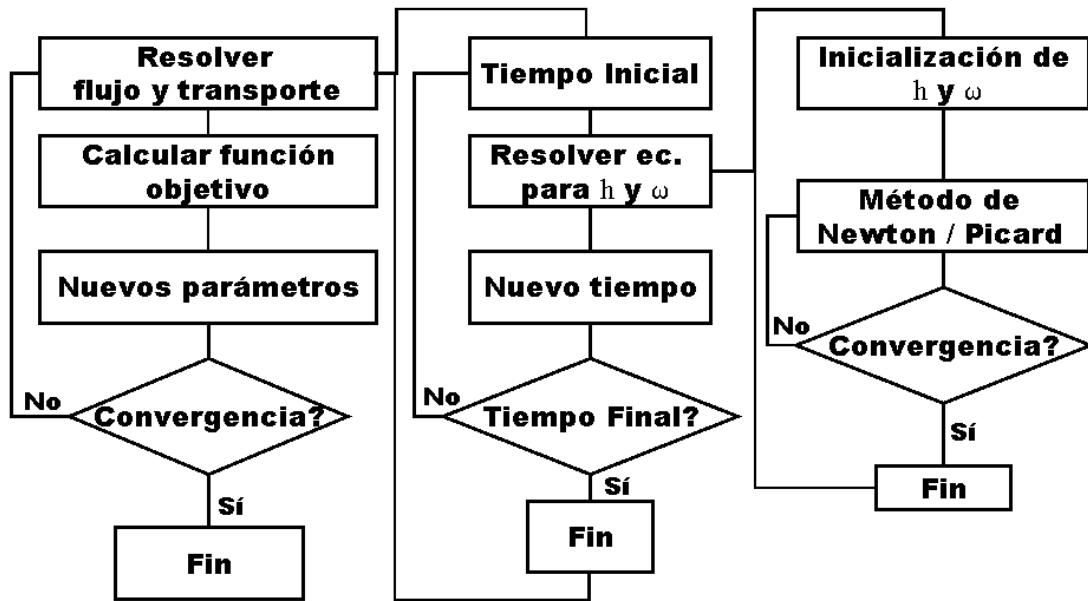


Figura 2.1.- Diferentes bucles iterativos en el proceso de calibración automática de parámetros.

2.1.- ECUACIONES DE FLUJO Y TRANSPORTE CON DENSIDAD VARIABLE

2.1.1.- Flujo

La ecuación de flujo puede expresarse en términos del nivel equivalente de agua dulce, que se define como

$$h_f = \frac{P}{\rho_f g} + z \quad (1)$$

Donde P es la presión del fluido, ρ_f es la densidad del agua dulce, g el módulo del vector gravedad y z la elevación. Entendiéndose por elevación la dirección opuesta a la gravedad.

La densidad se considera sólo función de la variable de estado de transporte, es este caso la fracción másica ω . (kg. de soluto por kg. de fluido).

$$\rho = \rho_f e^{\beta_\omega(\omega - \omega_0)} \quad (2)$$

Donde ω_0 , es la fracción másica de referencia (aquella a la cuál $\rho = \rho_f$) y β_ω se define como

$$\beta_\omega = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \omega} \quad (3)$$

La ecuación de flujo en términos de niveles equivalentes de agua dulce es

$$\rho \frac{\partial \Theta}{\partial h_f} \frac{\partial h_f}{\partial t} + \rho \Theta \beta_\omega \frac{\partial \omega}{\partial t} = -\bar{\nabla} \cdot [\rho \mathbf{q}] + \rho^* q_r \quad (4)$$

Donde Θ es contenido volumétrico de fluido (volumen de fluido por volumen de acuífero), q_r representa las fuentes y sumideros en el sistema, ρ^* es la densidad de dichas fuentes/sumideros y \mathbf{q} es la velocidad de Darcy. La velocidad de Darcy viene dada por

$$\mathbf{q} = -\frac{\mu_f}{\mu} \mathbf{K} \left(\nabla h_f + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \nabla z \right) \quad (5)$$

Donde μ y μ_f son la viscosidad del fluido y la viscosidad de referencia respectivamente, \mathbf{K} es la conductividad hidráulica a ω_0 (lo cual hace necesario incluir explícitamente en la fórmula las variaciones de viscosidad).

2.1.2.- Transporte

De manera general, la ecuación de transporte se expresa en términos de la fracción másica de soluto.

$$\rho [\Theta + \alpha_s] \frac{\partial \omega}{\partial t} = -\rho \mathbf{q} \nabla \omega + \nabla (\rho \mathbf{D} \nabla \omega) - \rho \lambda [\Theta + \alpha_s] \omega + q_r (\rho^* \omega^* - \rho \omega) \quad (6)$$

Donde α_s es el coeficiente de retardo, que representa los procesos de adsorción, \mathbf{D} es el tensor de difusión-dispersión, λ es el coeficiente de desintegración de primer orden y ω^* es la fracción másica de las fuentes y sumideros del sistema. Normalmente, tanto el retardo como la desintegración serán nulos cuando se trate de transportar sal.

Si se utiliza el método de Newton-Raphson, el sistema de ecuaciones resultante se puede escribir como

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial f_f}{\partial h_f} & \frac{\partial f_f}{\partial \omega} \\ \frac{\partial f_T}{\partial h_f} & \frac{\partial f_T}{\partial \omega} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta h_f \\ \Delta \omega \end{pmatrix} = - \begin{pmatrix} f_f \\ f_T \end{pmatrix} \quad (7)$$

Donde f_f es la ecuación de flujo y f_T la ecuación de transporte.

2.2.- PROBLEMA INVERSO

Los parámetros óptimos son aquellos que minimizan un a función objetivo F dependiente de los parámetros y de las variables de estado.

$$F = F(\mathbf{p}, h_f, \omega) \quad (8)$$

La minimización de esta función objetivo implica resolver

$$\frac{dF}{d\mathbf{p}} = \frac{\partial F}{\partial h_f} \frac{\partial h_f}{\partial \mathbf{p}} + \frac{\partial F}{\partial \omega} \frac{\partial \omega}{\partial \mathbf{p}} + \frac{\partial F}{\partial \mathbf{p}} = 0 \quad (9)$$

Este cálculo requiere conocer las llamadas sensibilidades, es decir, las derivadas de las variables de estado respecto de los parámetros del sistema

El cálculo de las sensibilidades es una tarea computacionalmente cara en el problema inverso. Puede llevarse a cabo mediante perturbación y diferencias finitas de los resultados obtenidos o por derivación directa. La derivación directa de las ecuaciones de estado, llevan a

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial f_f}{\partial h_f} & \frac{\partial f_f}{\partial \omega} \\ \frac{\partial f_T}{\partial h_f} & \frac{\partial f_T}{\partial \omega} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial h_f}{\partial \mathbf{p}} \\ \frac{\partial \omega}{\partial \mathbf{p}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial f_f}{\partial \mathbf{p}} \\ \frac{\partial f_T}{\partial \mathbf{p}} \end{pmatrix} \quad (10)$$

Como puede verse, la matriz del sistema es igual a la que parece cuando se resuelve el problema directo por el método de Newton-Raphson. Lo cual hace que este algoritmo sea el más adecuado cuando se quiere hacer estimación de parámetros, dado que ahorra el cálculo de la matriz del sistema.

3.- MODELO GEOLÓGICO DEL DELTA DEL LLOBREGAT

La geología delta del Llobregat se empezó a estudiar a finales del siglo XIX, pero los estudios se han intensificado desde los años 60. Esto ha promovido la recopilación de multitud de información de interés geológico e hidrogeológico. Sin embargo, apenas se han realizado estudios globales que integren toda la información y conocimientos existentes, ni se ha considerado el estudio detallado y la importancia de la calidad de las aguas subterráneas. Los primeros modelos, tampoco caracterizaban correctamente la intrusión marina, uno de los mayores problemas de contaminación descritos en el delta de Llobregat. En consecuencia, la necesidad de conocer con precisión el comportamiento hidráulico de los acuíferos y disponer de una metodología de cuantificación de los procesos hidrogeológicos se ha convertido en una prioridad para disponer de una herramienta eficaz de gestión y administración de los recursos hídricos.

Uno de los pasos previo e imprescindible para explicar el comportamiento hidrogeológico del sistema es la representación de los reservorios hídricos en 3D de una forma realista y a partir de herramientas geológicas. El delta del Llobregat se ha tomado como ejemplo para la comprobación y mejora de estas herramientas, pero su campo de aplicación es mucho más amplio y abarca cualquier sistema acuífero, en sentido amplio.

3.1.- MODELO GEOLÓGICO CONCEPTUAL

Marqués (1984) diferenció en el delta del Llobregat dos complejos detríticos, nombrados Complejo Detrítico Inferior (CDI), de edad Pleistocena, y Complejo Deltaico (posteriormente nombrado Complejo Detrítico Superior (CDS) por Simó et al, 2005), de edad Holocena. Posteriormente, Maldonado et al. (1986 y 1989) describieron, mediante sísmica de reflexión, cuatro unidades deltaicas en la plataforma marina del delta del Llobregat (nombrados Q1 a Q4), de edad Pleistocena a Holocena. De ellos, los tres más antiguos (Q1 a Q3) se corresponden con el CDI.

En el marco del estudio se ha revisado el modelo geológico realizado por Marqués (1984) de la parte emergida del delta y se está reinterpretando los perfiles sísmicos disponibles en la parte sumergida del delta (a partir de perfiles sísmicos obtenidos para la campaña de la realización de mapas geológicos de la Plataforma continental española 1:200.000, Maldonado et al., 1986 y 1989) reconstruyendo el modelo geológico conceptual y utilizando correlaciones basadas en estratigrafía secuencial. En el nuevo modelo geológico conceptual se enfatiza la conexión que existe entre la parte emergida y sumergida, ignorada hasta el momento pero esencial para conocer las vías preferentes de intrusión marina.

3.1.1.- Delta emergido

La nueva interpretación geológica se está realizando a partir de la revisión de 446 sondeos, de los cuales unos 150 atraviesan toda la arquitectura cuaternaria deltaica.

La metodología seguida para la reconstrucción de los cuerpos sedimentarios ha sido la representación de las columnas estratigráficas (sondeos) en los cortes estratigráficos (paralelos y perpendiculares a la línea de costa) e la interpretación (relleno) del espacio entre las mismas aplicando criterios de estratigrafía secuencial para identificar unidades deposicionales. También se han elaborado mapas de isopacas e isobatas de las distintas unidades deposicionales.

Como observaciones más relevantes realizadas en la geología del delta del Llobregat se puede destacar:

-Margen de la Zona Franca (Figura 3.1): se caracteriza por la baja acumulación de cuaternario y la estructuración, a partir de fallas y superficies de erosión, de 4 unidades zócalo de distinta permeabilidad (Triásico, Mioceno Burdigaliense, Mioceno Serrevaliense y Plioceno)

- Zona central del delta y el margen del Garraf: se caracteriza por la gran acumulación de cuaternario. Lo mas característico es la identificación de tres secuencias granodecrecientes en el Complejo Detrítico Inferior que se interpretan como sistemas fluviales amalgamados y encajados durante los estadios de bajo nivel del mar durante el Pleistoceno (Simó et al., 2005, ver anejos).

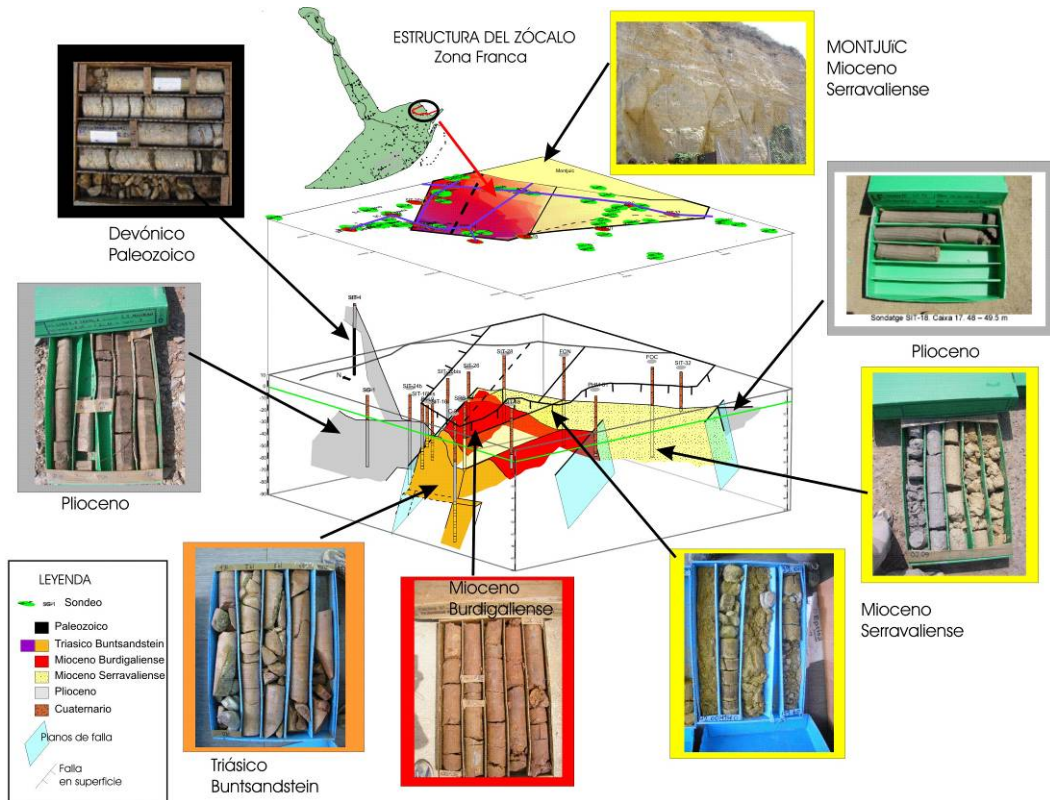


Figura 3.1.- A partir de datos de afloramientos, datos petrográficos, dataciones y paleontología se reconstruyó la estructura del zócalo de la Zona Franca (margen izquierdo del delta del Llobregat). Esta estructura está afectada por fallas y condiciona al depósito de los materiales cuaternarios. A nivel hidrogeológico se pueden distinguir unidades acuíferas de edad miocena serravaliense y unidades acuíferas de edad triásica, miocena burdigaliense y pliocena.

3.1.2.- Delta sumergido

La conexión vertical entre los sistemas de paleocanales cartografiados en el delta emergido (3 sistemas fluviales) y su continuidad hacia la parte sumergida del delta (a facies deltaicas) son la clave para conocer las vías preferentes de intrusión marina.

En la parte emergida del delta los sistemas fluviales se encuentran amalgamados, el estudio de los perfiles sísmicos realizados a mar nos permitirá conocer:

- cuantos sistemas deltaicos pleistocenos existen.
- la continuidad hidráulica de los acuíferos (sistemas de paleocanales) reconocidos en la parte emergida del delta, hacia mar.

A partir de la colaboración con el IGME, trabajando con los perfiles sísmicos y aplicando los conceptos de estratigrafía secuencial se ha podido reconocer la arquitectura pleistocena del delta sumergido, con la repetición de ciclos de regresión-transgresión.

En los intervalos regresivos se han identificado cliniformas con un ángulo de inclinación que varía de la parte proximal a la distal, como indicador característico de la formación de deltas en estadios de regresiones forzadas (Figura 3.2).

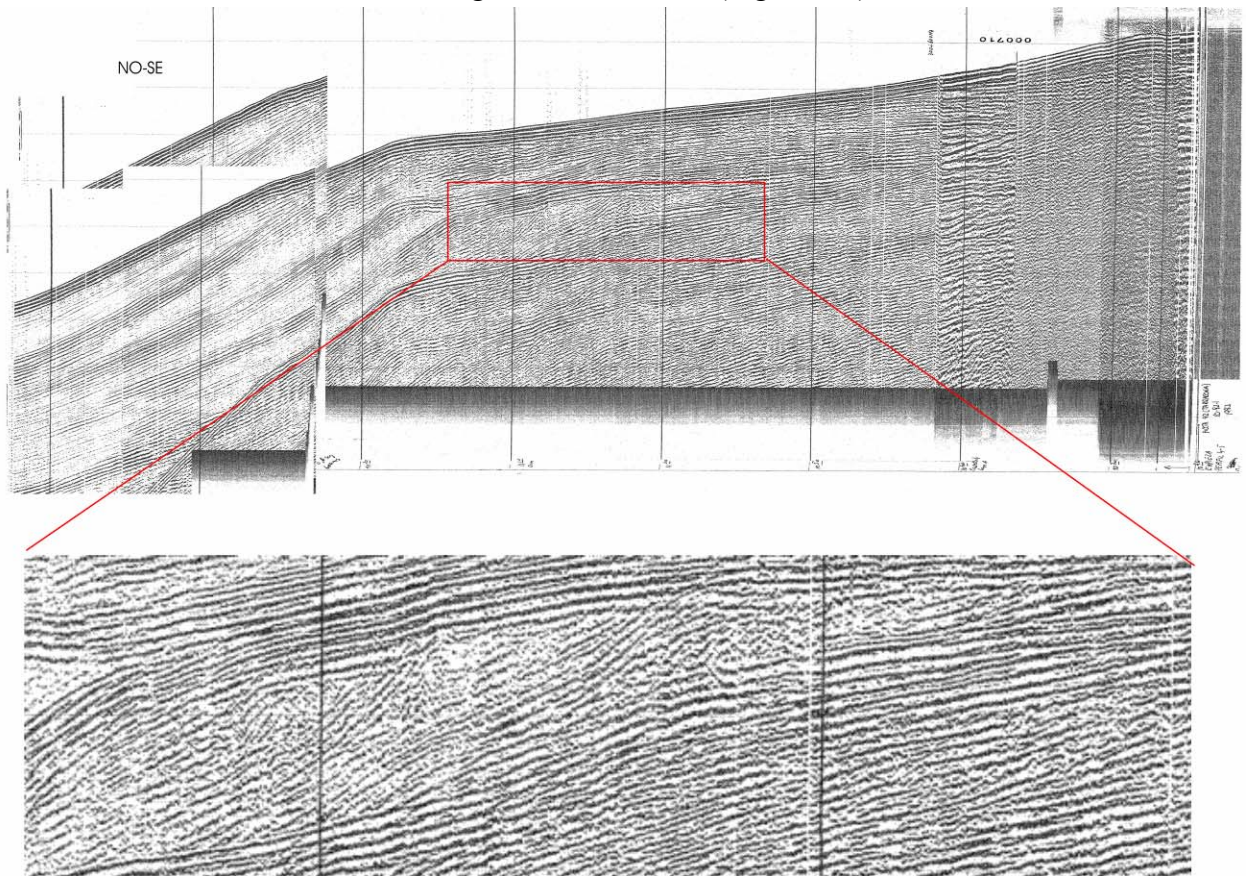


Figura 3.2.- Perfil sísmico perpendicular a la actual línea de costa realizado en la parte sumergida del delta del Llobregat. Muestra los diferentes ángulos de inclinación de los reflectores como característica indicativa de la formación del sistema deltaico durante un estadio de regresión forzada.

Se puede destacar que se han identificado como mínimo 3 grandes deltas pleistocenas (Figura 3.3). Es de gran importancia destacar que la interpretación de los depósitos formados durante estadios de regresiones forzadas en las unidades deltaicas pleistocenas aporta un gran avance respecto:

- a) Al conocimiento de los procesos que formaron el delta del Llobregat durante el Pleistoceno y compararlo con otros sistemas deltaicos mediterráneos.
- b) La interpretación de los depósitos gruesos formados durante los estadios de las regresiones forzadas, son de gran interés desde un punto de vista hidrogeológico, ya que conectan con los sistemas de paleocanales cartografiados en el delta emergido. Por lo tanto, existen unos conductos de alta conductividad hidráulica desde tierra y hacia mar que permiten unas vías preferentes para la intrusión

marina.

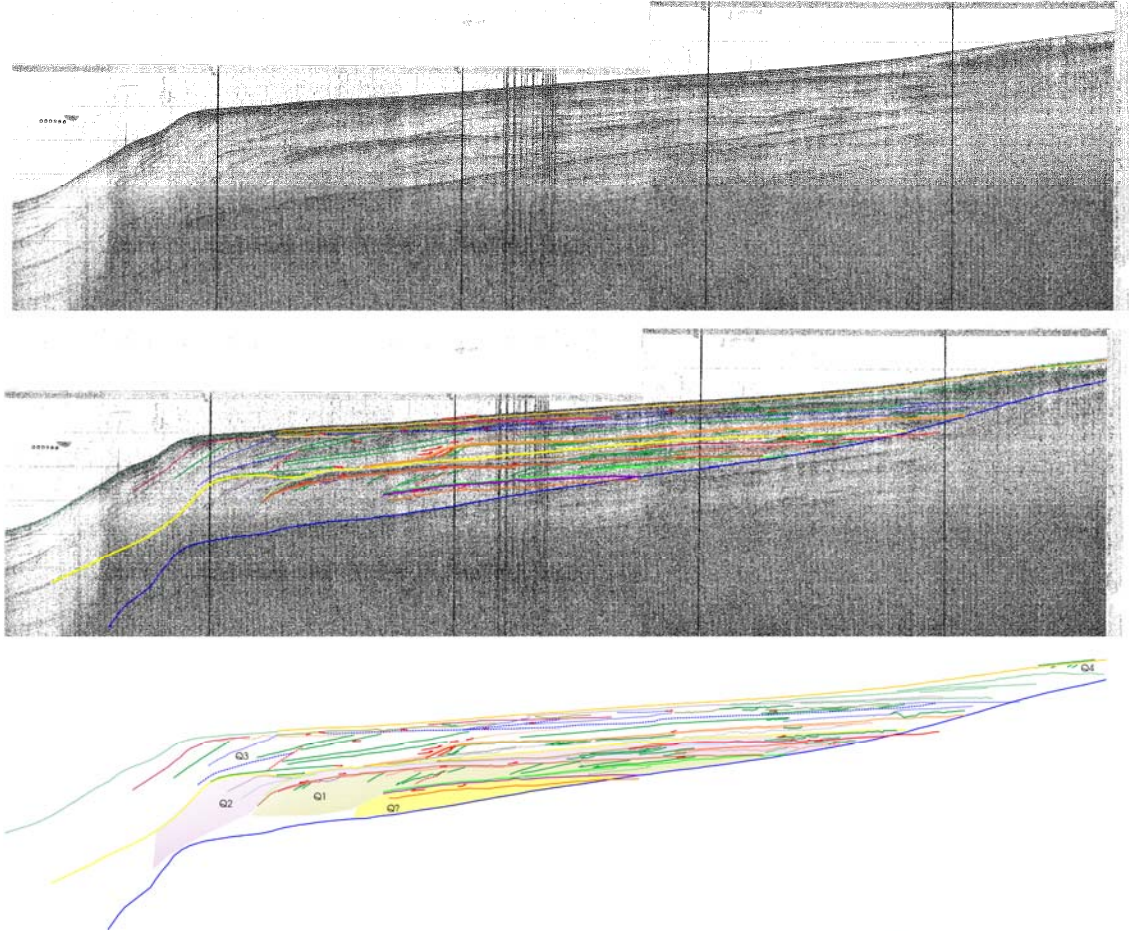


Figura 3.3.- a) Perfil sísmico e interpretación de una línea perpendicular a la actual línea de costa del delta del Llobregat. b) En la interpretación del perfil sísmico se muestran las de 3 a 4 unidades deltaicas pleistocenas

3.2.- MODELO NUMÉRICO GEOLÓGICO

3.2.1.- Reconstrucción de la geometría de los cuerpos geológicos

A partir de la reconstrucción del modelo conceptual de la parte emergida y sumergida del delta del Llobregat se han diferenciado distintas superficies que configuran la geometría de los cuerpos geológicos (Tabla 3.1). Estas superficies se han identificado para cada sondeo (446 sondeos) de tal manera que se incorporarán al modelo numérico geológico. Una vez se incorporen las superficies, se reconstruirán tridimensionalmente, mediante técnicas geoestadísticas que incorporen criterios geológicos.

El programa de visualización geológica utilizado será el software GoCad. En una primera fase, se han incorporado al programa, 159 (88 profundos) de los 446 totales, introduciendo las distintas superficies definidas en el modelo conceptual y que limitan las unidades deposicionales.

En la Figura 3.4 se observan las primeras visualizaciones realizadas con GoCad donde se representan los distintos sondeos con los *well-markers* que representan las superficies de cada unidad deposicional.

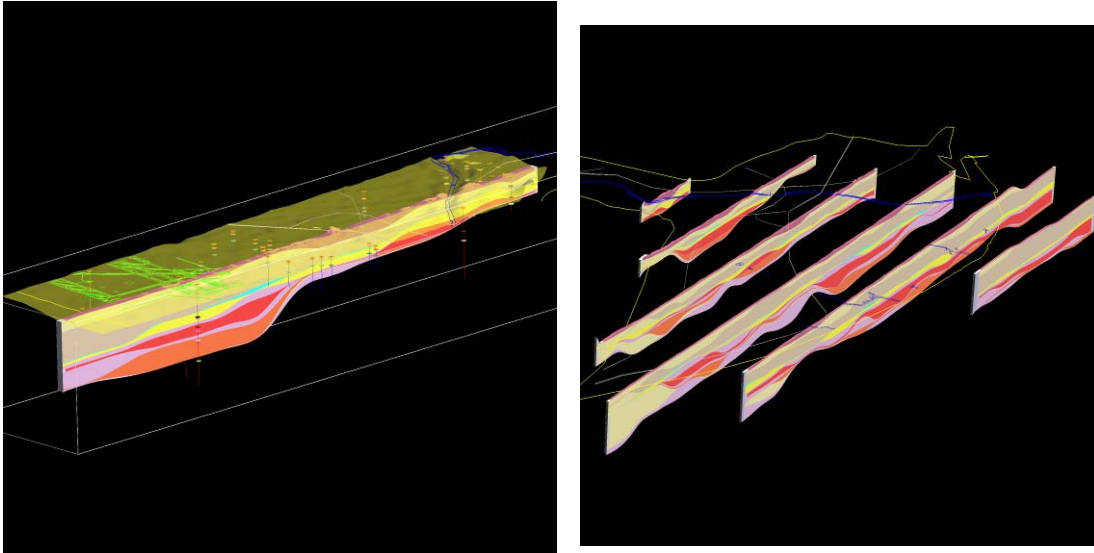


Figura 3.4.- Visualizaciones extraídas del programa GoCad realizadas a partir de la incorporación de los 159 sondeos donde se definieron las bases de cada unidad deposicional definidas en el modelo conceptual.

3.2.2.- Reconstrucción de los rellenos de los cuerpos geológicos

Una vez se tengan incorporados todas las superficies a partir de los datos de sondeos y la posterior interpolación geoestadística y construidos las geometrías de cada unidad deposicional, se procederá al relleno de los cuerpos geológicos. Para ello será necesario:

- a) Incorporación de las facies interpretadas de los 446 sondeos.
- b) Empleo de algoritmos geoestadísticos para el relleno de los cuerpos geológicos creados en el punto 3.2.1, condicionados por las interpretaciones de facies incorporadas en cada sondeo.

Tabla 3.1.- Descripción de las capas empleadas en el modelo geológico del Delta.

Delta	Sup.	Descripción	Zona identificada	Edad
1	1a	relleno antropico	Del.Emerg.	Holoceno
	1ll	llanura deltaica	Del.Emerg.	
	1	sin distinción de facies	Zona Franca y Garraf	
	1rc	conglomerados fluvial regresivo	Centro delta	
	1rf	frente progradante, regresivo	Centro delta y Del.Sumerg.	
	1p	prodelta	Todos y	
1t	frente retrogradante transgresivo	Del.Sumerg.	Pleistoceno-Holoceno	
2	2z	sin distinción de facies	Zona Franca y Garraf	Pleistoceno
	2rc	conglomerados fluviales regresivo	Centro delta y Del.Sumerg.	
	2rf	frente progradante, regresivo	Del.Sumerg.	
	2p	prodelta	Del.Sumerg.	
	2t	frente retrogradante transgresivo	Del.Sumerg.	
3	3z	amalgacion de 3 +cuerpos inferiores	Garraf+centro del delta	Pleistoceno
	3lp	finos llanura o prodeltaicos	Del.Emerg.	
	3rc	canales fluviales	Del.Emerg.	
3.1	3.1rc	conglomerados fluviales regresivo	Del.Sumerg.	
	3.1rf	frente progradante, regresivo	Del.Sumerg.	
3.2	3.1p	prodelta	Del.Sumerg.	
	3.1t	frente retrogradante transgresivo	Del.Sumerg.	
	3.2rc	conglomerados fluviales regresivo	Del.Sumerg.	
3.2	3.2rf	frente progradante, regresivo	Del.Sumerg.	
	3.1	3.2p	prodelta	
3.1	3.2t	frente retrogradante transgresivo	Del.Sumerg.	
	4lp	finos llanura o prodeltaicos	Del.Emerg.	
4	4rc	conglomerados fluviales regresivo	Del.Emerg. y sumerguido	
	4rf	frente progradante, regresivo	Del.Sumerg.	
	4p	prodelta	Del.Sumerg.	
	4t	frente retrogradante transgresivo	Del.Sumerg.	
OBSERVACIONES		Del.Emerg.: Delta emergido, margen de la Zona Franca+centro delta+margen del Garraf		
		Del.Sumerg.: Delta Sumergido		

4.- EFECTO DE LA TRIDIMENSIONALIDAD DE LA INTRUSION MARINA

En este capítulo se presenta un resumen del trabajo realizado para el estudio de la formación de celdas de convección horizontal en intrusión marina, presentados en Abarca et al., 2005a.

Las diferencias de densidad provocan que el agua dulce en acuíferos costeros flote sobre el agua del mar. Este efecto fue descrito por primera vez por (Ghyben, 1889) y (Herzberg, 1901) quienes descubrieron, de forma empírica, que la profundidad del agua salada se correlaciona con el nivel de agua dulce. Asumiendo que ambos fluidos están en equilibrio y que el agua salada permanece estática, la profundidad a la que se encuentra la interfaz de agua dulce / agua salada, z , es $\alpha_s z = h$; donde h es el nivel de agua dulce, $\alpha_s = (\rho_s - \rho) / \rho_f$ donde ρ_s y ρ_f son las densidades del agua del mar y dulce, respectivamente. A esta fórmula se la conoce como la aproximación de Ghyben-Herzberg para intrusión marina. Como α_s es aproximadamente igual a 1/40, una regla frecuente es suponer que la profundidad de la interfaz por debajo del nivel del mar es 40 veces el nivel de agua dulce sobre el nivel del mar.

Un segundo efecto asociado con las diferencias de concentración es la mezcla entre los dos fluidos. Esta mezcla se produce debido a los procesos de difusión/dispersión y conlleva que parte de la sal sea arrastrada de nuevo hacia el mar por el agua dulce. Para rellenar la sal que se ha lavado es necesario un flujo de sal tierra adentro. El resultado de este proceso es una celda de convección vertical en la que el agua salada penetra en el acuífero en profundidad hasta alcanzar la zona de mezcla donde se dispersa y es arrastrada por el agua dulce otra vez hacia el mar (Figura 4.1). La hipótesis de equilibrio de la aproximación de Ghyben-Herzberg no es válida porque el flujo de agua salada produce una pérdida de energía que se traduce en una menor penetración de la cuña de agua salina. Por lo tanto, la profundidad de la interfaz se subestima. Esta discusión indica que el movimiento de agua salada en los acuíferos costeros se debe a la combinación del flujo debido a variaciones de densidad y a la dispersión hidrodinámica. Este efecto fue descrito por primera vez por (Cooper, 1964).

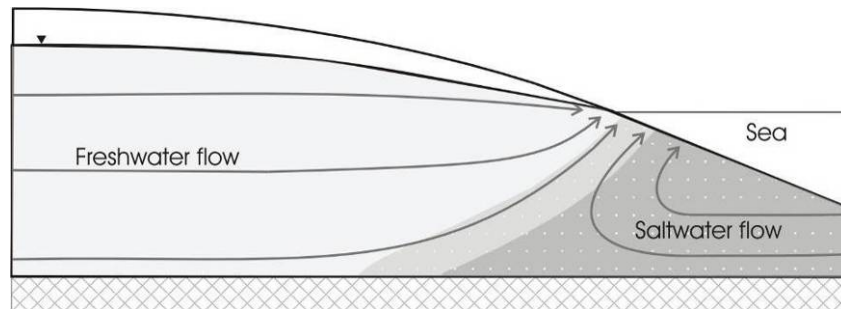


Figura 4.1.- Clásica celda de convección vertical de agua salada inducida por la combinación de fuerzas de flotación y procesos de dispersión hidrodinámica

La tridimensionalidad puede ser un factor crítico, y sin embargo, es a menudo olvidada a la hora de analizar los procesos de intrusión marina. Las distribuciones irregulares de salinidad pueden estar causadas por muchos factores como son, entre otros, las variaciones en el espesor del acuífero, la heterogeneidad y la variación en la profundidad de los límites del acuífero. En este capítulo analizaremos este último factor. El objetivo es evaluar si éste es un factor determinante a la hora de entender, analizar y modelar la intrusión marina en el caso del acuífero profundo del delta del Llobregat.

Cuando los acuíferos presentan una gran extensión lateral comparada con su espesor, las variaciones de éste pueden considerarse despreciables. En este caso, las variaciones en la topografía del fondo pueden convertirse en el factor crítico. El efecto de la gravedad viene dado, en estos casos, por la gravedad efectiva, proyección del vector gravedad sobre la superficie de contorno. Esta gravedad efectiva está controlada por la pendiente y forma de los contornos. Cuando la pendiente lateral es grande, el flujo vertical es de menor orden que los flujos laterales.

Algunos estudios geofísicos proporcionan pruebas de que el agua de mar penetra más tierra adentro en la parte más profunda de los acuíferos costeros ((Flores-Marquez et al., 1998; Rangel-Medina et al., 2003; Benkabbour et al., 2004). En la literatura hidrogeológica no se encuentran análisis cualitativos del efecto de la morfología del acuífero sobre la intrusión, aunque su importancia ha sido considerada en numerosos estudios de transporte de calor. (Dorgarten y Tsang, 1991; Bachu, 1995; Lahm, et al., 1998; Bachu y Karsten, 2002; Malkovsky y Pek, 2002; Assouline y Shavit 2004). La falta de análisis del efecto de la tridimensionalidad en la intrusión marina es, en parte, debida a falta de herramientas manejables tales como códigos 3D eficientes y computadores suficientemente potentes.

4.1.- NÚMEROS ADIMENSIONALES

Con el fin de analizar el efecto de la tridimensionalidad del acuífero se definen dos números adimensionales. El primero de ellos, N_b , se define comparando los dos términos de la ley de Darcy escrita en términos de nivel de agua dulce equivalente. El primer término, flujo de agua dulce ($K \nabla h_f$), se aproxima por el flujo de agua dulce, q_b , que entra por el contorno interno. El segundo, término de flotación, se aproxima por la máxima pendiente del fondo del acuífero, m .

$$N_b = \frac{\alpha_s |K \nabla z|}{|K \nabla h_f|} \approx \frac{\alpha_s |Km|}{q_b} \quad (1.11)$$

El segundo número compara la fuerza de arrastre hacia el mar (flujo de agua dulce) con la componente lateral de la flotación.

$$N_b = \frac{\alpha_s K \partial z / \partial y}{q_b} \quad (1.12)$$

4.2.- METODOLOGÍA DE MODELACIÓN NUMÉRICA

La contribución de la profundidad del acuífero a las irregularidades en los patrones de intrusión se ha evaluado mediante una metodología numérica consistente en considerar distintas geometrías de un acuífero horizontal confinado y de espesor constante con un modelo 3D de tamaño 10000x50x50m³. Las geometrías consideradas pueden agruparse en cuatro categorías: (1) horizontal, (2) inclinado hacia el mar, (3) en forma de V (con una sección central más profunda) y (4) alabeado (curvado con un punto más profundo situado en el centro del contorno de mar (Figura 4.2). Este último es el que podría representar la situación en el Llobregat. Todas las geometrías consideradas son simétricas por lo que sólo es necesario modelar la mitad del dominio (Figura 4.3).

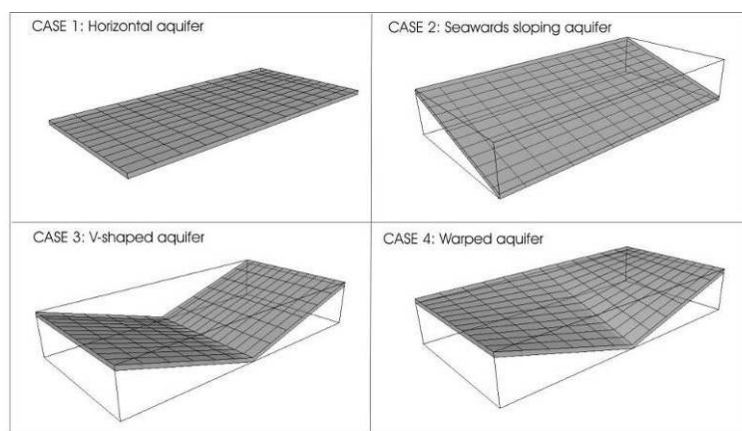


Figura 4.2.- Esquema de las geometrías consideradas. El agua dulce fluye desde el fondo hacia el frente.

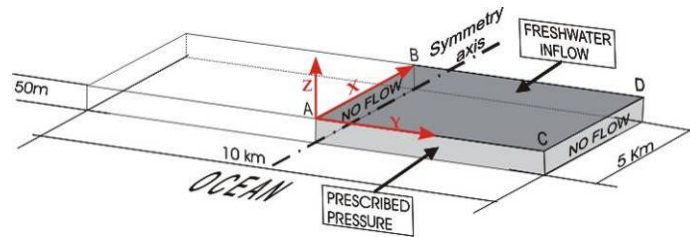


Figura 4.3.- Acuífero y dominio del modelo (área en gris), incluyendo las diferentes condiciones de contorno impuestas

Las condiciones de contorno utilizadas son:

- 1.- Flujo de agua dulce constante ($1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$) a través de todo el contorno interior (sección vertical BD en la Figura 4.3).
- 2.- Presión prescrita ($p = \rho_s g z$) a lo largo del contorno de mar (sección AC en Figura 4.3) con concentración igual al agua de mar para el flujo entrante e igual a la concentración residente para el saliente.
- 3.- Los contornos restantes (planos verticales AB y CD y las superficies superiores e inferiores de la Figura 4.3) son de flujo nulo.

Tanto el nivel del mar como el plano horizontal (ABCD en la Figura 4.3) están situados a cota cero ($z = 0$). Los parámetros de flujo y transporte utilizados en las simulaciones se especifican en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1.- Parámetros usados en la simulaciones.

Parámetro	Valor	
ϕ	0.25	Porosidad
k	$1.25 \times 10^{-11} \text{ m}^2$	Permeabilidad (isotropa)
$\alpha_{L,max} = \alpha_{L,med}$	20 m	Max. y min. dispersividad longitudinal
$\alpha_{L,min}$	2 m	Min. dispersividad longitudinal (para flujos verticales)
α_T	2 m	Dispersividad transversal
D_m	$1.0 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$	Coefficiente de diffusion molecular
α	$1.0 \times 10^{-8} (\text{kg}/\text{m} \cdot \text{s}^2)^{-1}$	Compresibilidad de la matriz
β	$4.4 \times 10^{-10} (\text{kg}/\text{m} \cdot \text{s}^2)^{-1}$	Compresibilidad del fluido
μ	$0.001 \text{ kg}/\text{m} \cdot \text{s}$	Viscosidad del agua dulce

Tabla 4.2.- Descripción de las diferentes simulaciones realizadas en el presente análisis (m_x y m_y son las componentes de la pendiente en la dirección perpendicular y paralela a la costa, respectivamente).

Geometría	Max m_x	Max m_y	N_{by}
CASO 1: Horizontal	0	0	0
CASO 2: Pendiente hacia mar	0.01	0	0
CASO 2: Pendiente hacia mar	0.03	0	0
CASO 2: Pendiente hacia mar	0.1	0	0
CASO 3: Forma de V	0	0.01	0.25
CASO 3: Forma de V	0	0.03	0.6
CASO 3: Forma de V	0	0.1	2.5
CASO 4: Alabeado	0.01	0.01	0.25
CASO 4: Alabeado	0.03	0.03	0.6
CASO 4: Alabeado	0.1	0.1	2.5

Los casos simulados se clasifican según la forma y la pendiente de los contornos y el número N_{by} . Las simulaciones se realizaron con SUTRA (Voss y Provost, 2002) sobre una malla de 36x73x11 nudos. Los resultados se analizan para un estado estacionario natural que se alcanza con seguridad tras una simulación transitoria de 1500 años. Las condiciones iniciales corresponden a las de un acuífero de agua dulce.

4.3.- RESULTADOS

Con el fin de comparar el comportamiento de la intrusión marina en los diferentes casos simulados, se ha elegido como parámetro de comparación la penetración de la isolínea de 50% de mezcla y, más particularmente, el *pie* de esta línea. Este *pie* se define como la distancia (medida a lo largo del eje x) entre el contorno de mar y el punto en el que la línea de 50% de mezcla interfecta el fondo del acuífero. A continuación se presenta un resumen de los resultados obtenidos según el acuífero tenga o no pendiente lateral ($m_y \neq 0$). Los resultados del acuífero horizontal (Caso 1) sirven como referencia. Primero analizaremos el comportamiento de la interfaz en la sección central del acuífero (AB en la Figura 4.3) en la que se alcanzan profundidades mayores en los casos con pendientes laterales.

4.3.1.- Acuíferos sin pendiente lateral

En la Figura 4.4 (izquierda) se presenta la posición de la interfaz para los acuíferos horizontal y con pendiente hacia el mar (es decir, aquellos cuyas pendientes laterales, m_y , son cero y por tanto el número N_{by}). Se observa que los acuíferos inclinados hacia el mar presentan un comportamiento muy similar al del acuífero horizontal. En otras palabras, la pendiente m_x no afecta a la geometría de la interfaz.

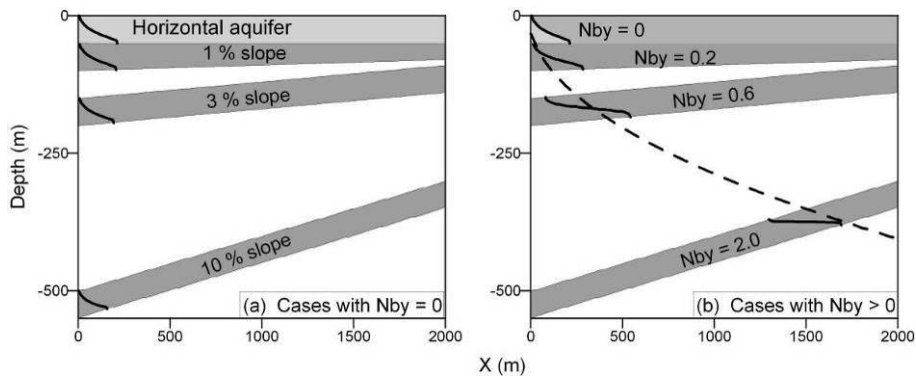


Figura 4.4.- Posición de la interfaz para los acuíferos sin pendiente lateral (izquierda) y para los acuíferos alabeados (caso 4) en los que $m_x = m_y$. La línea discontinua representa la posición de la interfaz de un acuífero de 550 m de espesor con la mismo flujo unitario de entrada de agua dulce por el contorno interior.

4.3.2.- Acuíferos con pendiente lateral.

La posición de la interfaz se ve fuertemente alterada cuando se consideran acuíferos con pendientes laterales (con $N_{by} \neq 0$), como puede observarse en la gráfica derecha de la Figura 4.4. Al aumentar la pendiente lateral, es decir, N_{by} , aumenta la penetración de la interfaz en la sección central del acuífero. Es interesante observar que la posición de la interfaz coincide con la que tendría a esa altura un acuífero horizontal de espesor mayor (en este caso 550 m de espesor) pero con el mismo flujo específico de entrada de agua dulce (línea discontinua en Figura 4.4).

La mayor penetración en esta sección central puede entenderse mejor si se observan los vectores velocidad. En la Figura 4.5 se presentan los vectores velocidad para el acuífero inclinado hacia el mar con mayor pendiente. Los vectores muestran la típica celda de convección vertical ilustrada en la Figura 4.1. El agua dulce descarga hacia el mar y se forma una celda de convección de agua salada que entra en profundidad, se mezcla con el agua dulce y es arrastrada hacia el mar por esta. Sin embargo, en el acuífero los alabeado (Figura 4.6) la interfaz se encuentra tierra adentro, lejos del contacto con el mar. Por lo tanto el agua dulce que fluye en esta sección no puede descargar en el mar. ¿Hacia donde va esa agua dulce? ¿Toda ella se dispersa en la zona de mezcla? Los vectores velocidad parecen indicar que hay una celda de convección cerrada en esa zona. Sin embargo, si existe entrada constante tanto de agua dulce como de agua salada, tiene que existir una zona de salida.

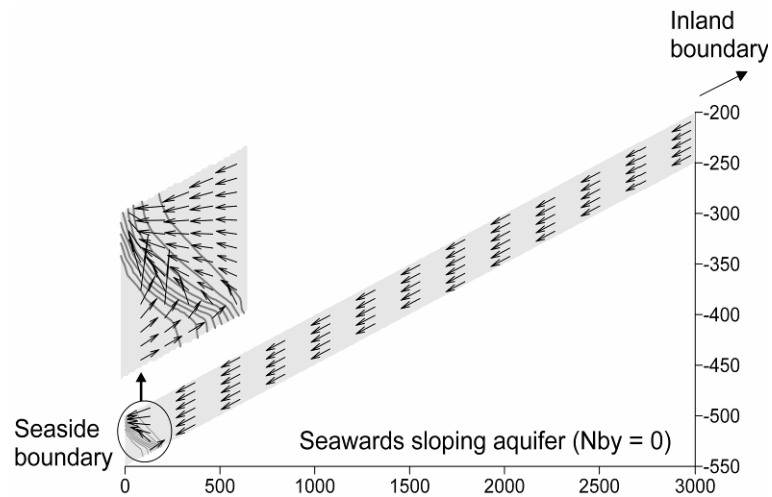


Figura 4.5.- Proyección de los vectores velocidad en la sección central del acuífero inclinado hacia el mar con mayor pendiente m_x .

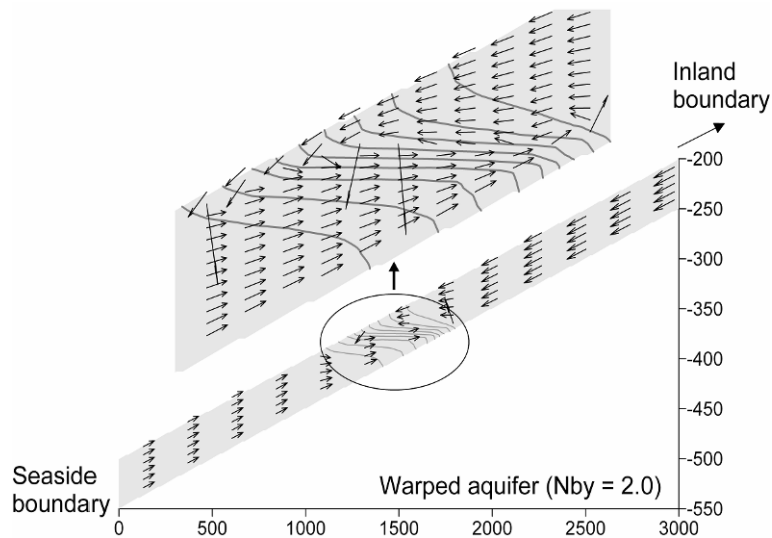


Figura 4.6.- Proyección de los vectores velocidad en la sección central del acuífero alabeado con $N_{by} = 2$.

Estos resultados aparentemente poco realistas pueden entenderse mejor si se observa el flujo en el fondo del acuífero en los acuíferos con pendientes laterales (en forma de V y alabeados) tal como se presenta en la Figura 4.7. Esta figura muestra hacia donde se mueve el agua que entra por la sección central, más profunda, una vez alcanza la zona de mezcla. El agua de mar es desviada lateralmente y pendiente arriba. Lo mismo le ocurre al agua dulce, que es empujada por el agua de mar y solamente puede descargar en las partes más someras de la costa. La pendiente lateral provoca, por lo tanto, que la celda de convección de la cuña de intrusión se desarrolle principalmente de forma lateral. Esto explica por qué el agua de mar penetra tan lejos tierra adentro en la parte más profunda del acuífero. Tanto la penetración del agua de mar como la forma de la interfaz están condicionadas por el patrón tridimensional del flujo. Por tanto, se observa

diferente penetración en las secciones central y lateral en todos los ejemplos con $N_{by} \neq 0$.

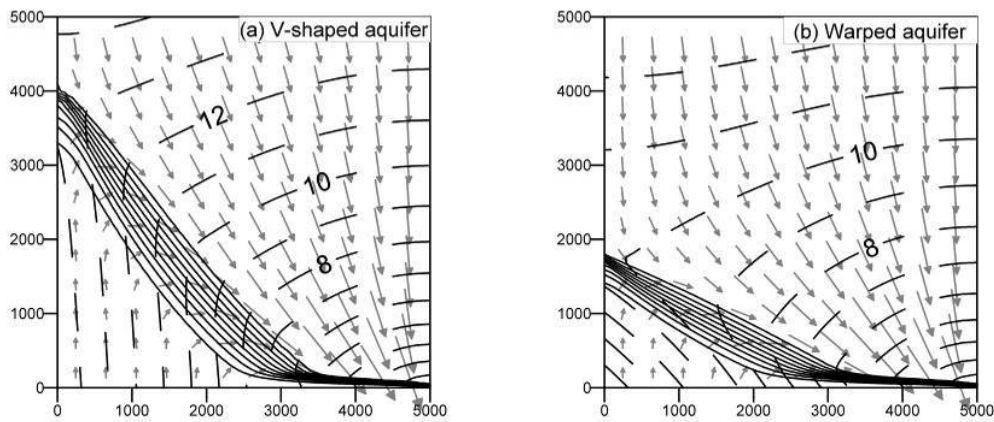


Figura 4.7.- Vista en planta de los vectores velocidad en el fondo del acuífero, líneas de isoconcentración e isolíneas de nivel equivalente (líneas discontinuas) para el acuífero en forma de V (izquierda) y alabeado (derecha). Ambos tienen $N_{by} = 2$.

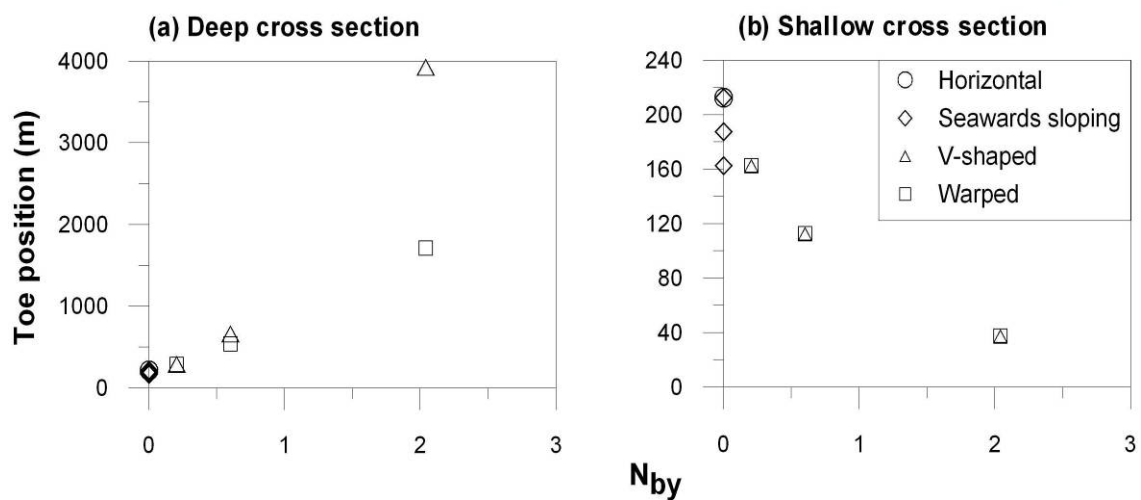


Figura 4.8.- Posición del pie para las secciones central (a) y lateral (b) en función del número adimensional N_{by} .

La penetración del agua de mar en la sección más profunda aumenta conjuntamente con el valor del número N_{by} (Figura 4.8 a). Este efecto va acompañado de un retroceso del pie de la cuña de intrusión en las secciones más someras (Figura 4.8 b). Por tanto, se puede considerar N_{by} como un indicador de la magnitud de la celda de convección lateral horizontal.

Como consecuencia de esta tridimensionalidad del flujo, la cantidad de agua salada que entra en el acuífero a través del acuífero no está uniformemente distribuida a lo largo de la costa en los acuíferos con pendientes laterales (Figura 4.9). El flujo integrado

verticalmente es prácticamente 0 para acuíferos sin pendiente lateral como era de esperar dada la simetría del flujo. En los acuíferos con forma de V se pueden distinguir dos zonas a lo largo de la zona de costa, una dominada por el flujo entrante y otro por el saliente. El valor máximo de descarga de sal depende de la extensión de la celda horizontal de convección que se forma y por tanto de N_{by} .

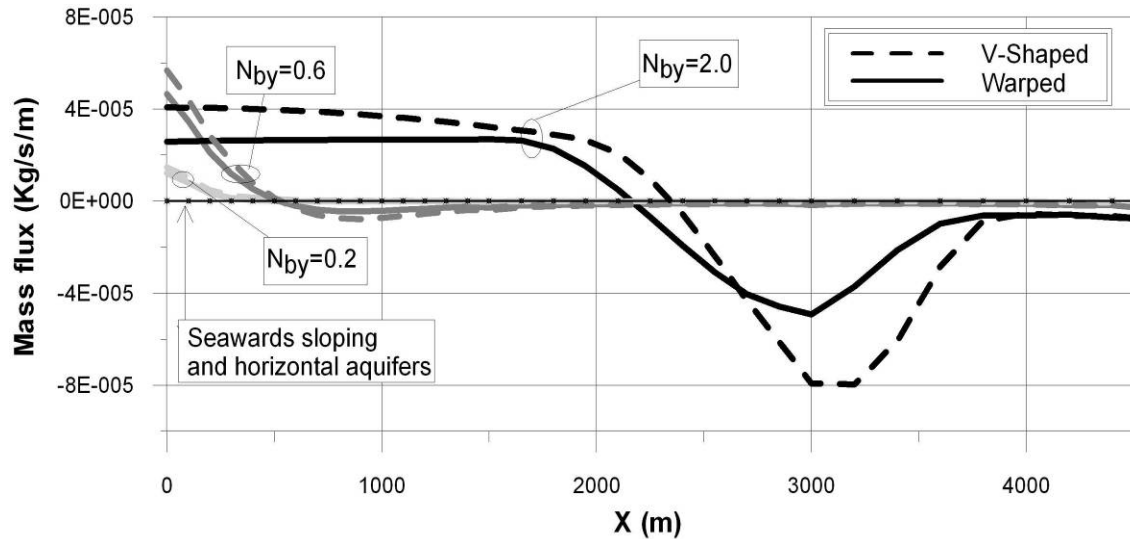


Figura 4.9.- Flujo de sal integrado verticalmente por unidad de longitud de línea de costa (x). Los valores positivos indican flujo de sal entrante y los negativos, de descarga. El valor mínimo indica la situación del principal punto de descarga.

4.4.- IMPLICACIONES PARA EL ACUÍFERO PROFUNDO DEL DELTA DEL LLOBREGAT

El acuífero profundo del delta del Llobregat, es como ya se ha comentado anteriormente un acuífero de gran extensión horizontal comparado con su espesor. De hecho, su forma es similar a la representada por el acuífero alabeado (caso 4) con una parte central, distal más profunda que los laterales. Por lo tanto, las conclusiones extraídas de este análisis son plenamente aplicables a este acuífero. El estudio del efecto de las pendientes laterales de los contornos en este tipo de acuíferos ha evidenciado que la tridimensionalidad del flujo puede llegar a ser crítica en algunos casos, cuando las pendientes laterales son importantes. Un indicador de la importancia de este efecto es, como ya hemos dicho, el número N_{by} . Valores de N_{by} menores de 0.5 indican que el efecto de las pendientes laterales es despreciable, sin embargo ha de tenerse en cuenta para valores mayores. En la situación previa a la explotación, el N_{by} del acuífero principal del delta del Llobregat puede considerarse claramente inferior a este umbral. Por tanto, el efecto de la tridimensionalidad del flujo puede considerarse poco importante para la definición de las condiciones iniciales.

5.- SIMULACIÓN DE INTRUSIÓN MARINA EN ACUÍFEROS CONFINADOS

5.1.- INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo es el análisis de los procesos de intrusión marina en acuíferos costeros confinados estudiando bajo qué condiciones se puede simplificar el problema a dos dimensiones y con densidad constante en el interior del dominio.

5.2.- METODOLOGÍA

Para cumplir dicho objetivo se ha modelado con el código de elementos finitos SUTRA un caso teórico en tres dimensiones tomando el problema acoplado y desacoplado, luego se ha modelado lo mismo en dos dimensiones, de esta manera se pueden cuantificar las diferencias existentes entre los casos anteriores para poder aclarar en qué casos se pueden aplicar estas simplificaciones.

Se ha tomado como caso base un acuífero confinado de dimensiones 5000x5000x50, homogéneo e isótropo, con una cierta pendiente (5%) paralela al mar.

Las condiciones de contorno impuestas son:

- Caudal de agua dulce prescrito del continente al mar ($1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$).
- Presión prescrita en el contorno del mar, siendo $P = -\rho_s g z$, de tal forma que si el acuífero descarga al mar tomará la concentración correspondiente al interior del acuífero, y si existe una entrada de fluido al acuífero la concentración será igual a la concentración de agua de mar.
- Flujo nulo en el contorno superior e inferior.

La discretización espacial supone dividir el dominio en una serie de elementos o celdas, el método de elementos finitos resuelve la ecuación de flujo y transporte en los vértices de los elementos. Se ha dividido el dominio en celdas rectangulares, refinando la malla en los lugares de mayor interés.

En la Figura 5.1 se muestran la geometría, la malla y los parámetros del acuífero.

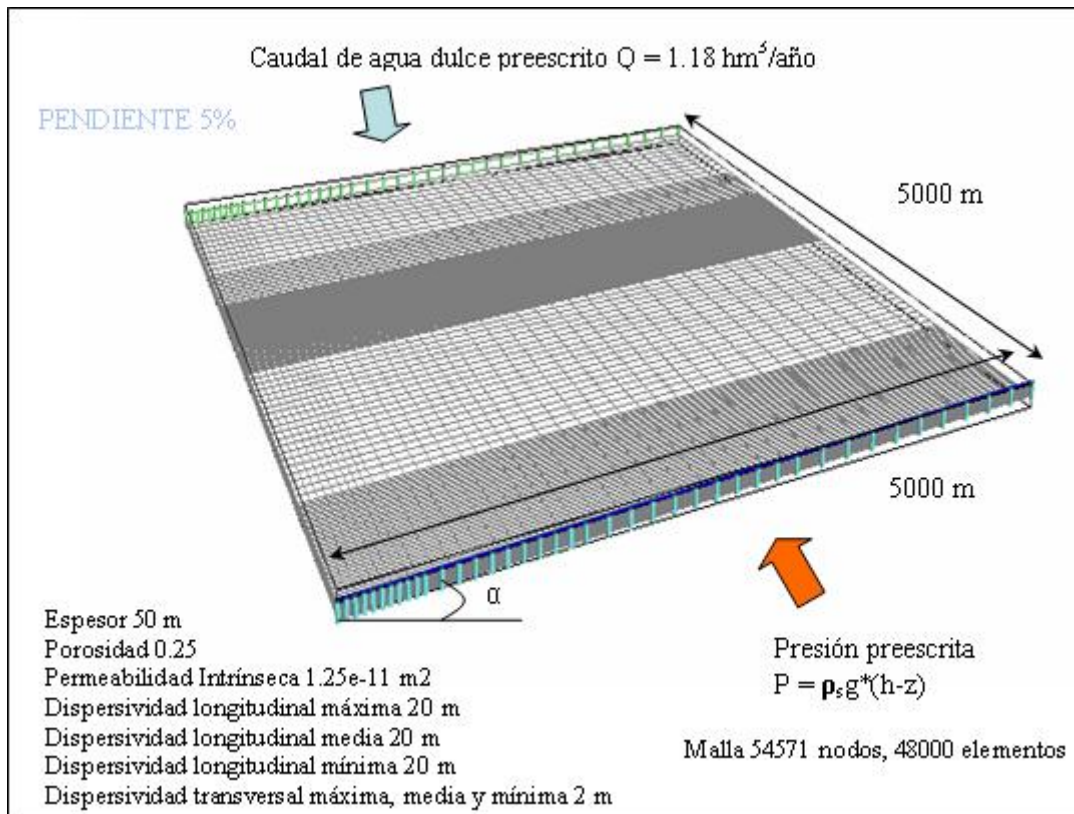


Figura 5.1.- Dimensiones, malla y propiedades del modelo.

Se han simulado los siguientes casos:

- Modelos 3D:
 - Problema desacoplado, que llamaremos con densidad constante, en el cual la densidad dentro del dominio es la del agua dulce, aunque en la condición de contorno del mar tome la densidad de agua salina.
 - Problema acoplado, que llamaremos problema con densidad variable, en el cual la densidad dentro del dominio es función de la concentración.
- Modelos 2D con densidad constante y variable.
- Análisis de sensibilidad al caudal de agua dulce.
- Análisis de sensibilidad a las dispersividades.
- Análisis de sensibilidad a las pendientes.
- Influencia de un bombeo, insertando un pozo de extracción (Figura 5.2.)

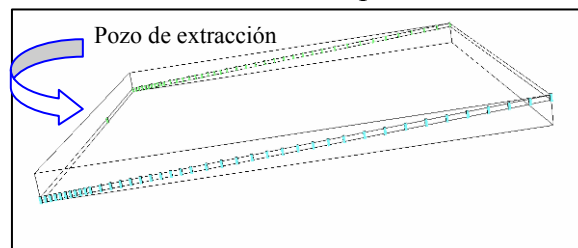


Figura 5.2.- Situación del pozo de extracción.

5.3.- RESULTADOS

5.3.1.- Modelos 3D

Se ha modelado el caso base en 3D con densidad constante y densidad variable hasta alcanzar un estado estacionario. En la Figura 5.3 se muestran las isoconcentraciones y los vectores de velocidad para los dos casos tomadas en el plano inferior del acuífero:

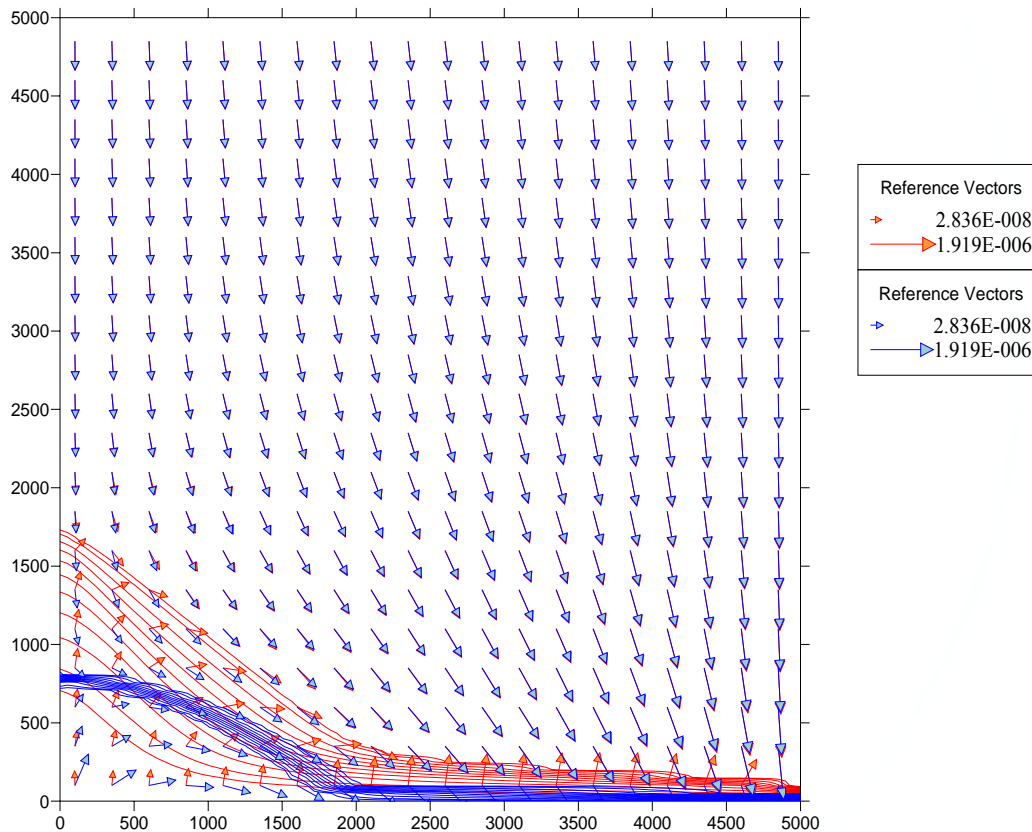


Figura 5.3.- Caso base. Mapa en planta de isoconcentraciones y velocidades de flujo para los modelos 3D con densidad variable, color rojo, y densidad constante, color azul, tomando el plano inferior del acuífero.

Como puede observarse la longitud del pie es mayor para el caso con densidad variable (diferencia de más de 900m), así como el ancho de la zona de mezcla (la forma de la interfaz es tendida en el caso de densidad variable y verticalizada en el caso de densidad constante). La velocidad de entrada es mayor en el modelo con densidad constante cerca del contorno del mar y disminuye progresivamente hacia el continente, en el caso de densidad variable la velocidad de entrada de agua salina es prácticamente constante.

En el modelo con densidad constante la componente vertical es muy importante mientras que en el modelo de densidad variable la componente principal es la

transversal. Existen diferencias en la zona de descarga, mientras que en los modelos con densidad constante la descarga se produce a lo largo de todo el acuífero, en los modelos con densidad variable la mayor descarga se produce en las zonas menos profundas. Es por esto por lo que se puede afirmar que la componente vertical en los modelos con densidad constante es muy importante.

Existe gran diferencia con respecto al balance de masas. En el modelo con densidad constante para el caudal de agua dulce tomado entra mayor caudal de agua salina, 315.88 kg/sg con respecto a 21.62 kg/sg que entra en el modelo 3D con densidad variable; esto es porque el gradiente de presión es mayor en el modelo con densidad constante (en el contorno está fijada la presión con respecto a la densidad de agua salina y en el interior del acuífero la densidad no es función de la concentración, es decir, la densidad es la del agua dulce).

5.3.2.- Modelos 2D

Se ha modelado el caso base en 2D con densidad constante y densidad variable, como en el apartado anterior, hasta alcanzar un estado estacionario. Para los modelos 2D ocurre lo mismo que para los modelos 3D, la longitud del pie es mayor en los modelos con densidad variable. El ancho de la zona de mezcla es mucho menor en los modelos 2D que en los modelos 3D y la interfaz es más vertical.

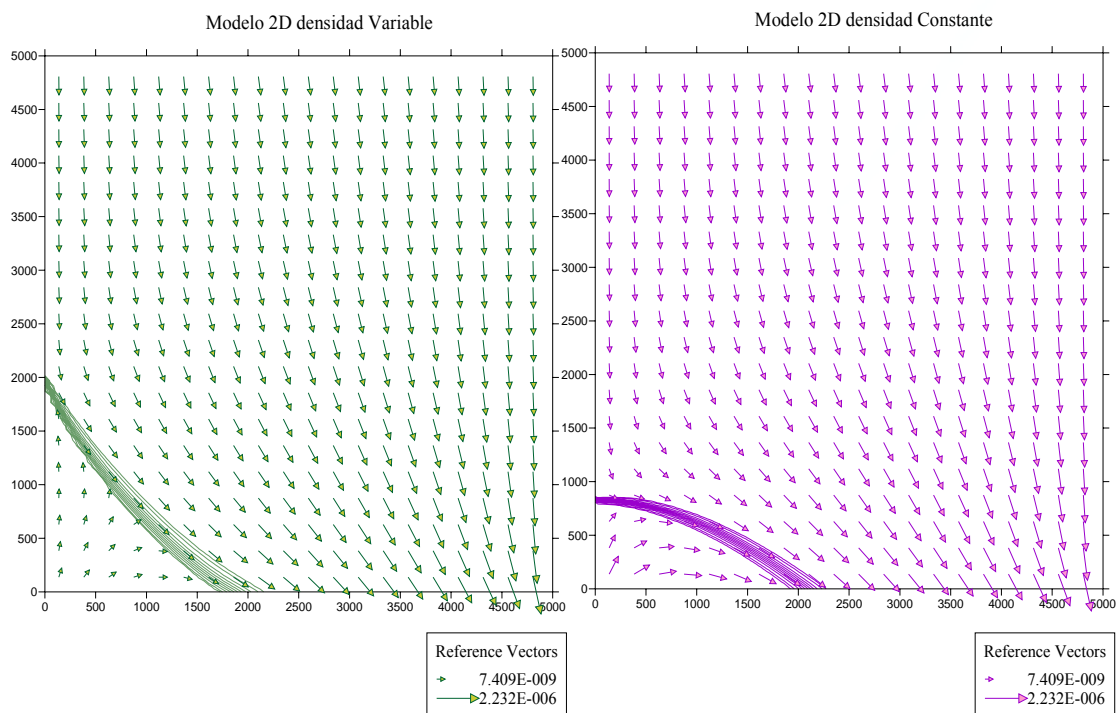


Figura 5.4.- Caso base. Mapa en planta de isoconcentraciones y velocidades de flujo para los modelos 2D con densidad variable y densidad constante.

Al igual que en los modelos 3D las velocidades difieren, de modo que para el modelo 2D con densidad constante la velocidad de entrada en el contorno es elevada y va disminuyendo de forma progresiva hacia el continente, en el modelo 2D con densidad variable la velocidad de entrada es prácticamente constante.

Como en el caso anterior existe gran diferencia con respecto al balance de masas. En el modelo 2D con densidad constante entra mayor caudal de agua salina, 8.61 kg/sg con respecto a 0.57 kg/sg que entra en el modelo 2D con densidad variable; esto es porque el gradiente de presión es mayor en el modelo con densidad constante. Estos resultados son muy diferentes con respecto a los modelos 3D.

5.3.3.- Análisis de sensibilidad al caudal de agua dulce

Al modelar el mismo problema tanto en 3D como en 2D imponiendo otros caudales de agua dulce prescritos (el doble y la mitad del inicial) se ha observado que al aumentar el caudal de agua dulce la forma de la interfaz y el ancho de zona de mezcla son similares en todos los casos, pero las velocidades de entrada, y los balances difieren mucho.

Al aumentar el gradiente en los modelos 3D con densidad variable las velocidades aumentan, mientras que en el caso 3D con densidad constante disminuyen. En los modelos 2D las velocidades permanecen prácticamente igual.

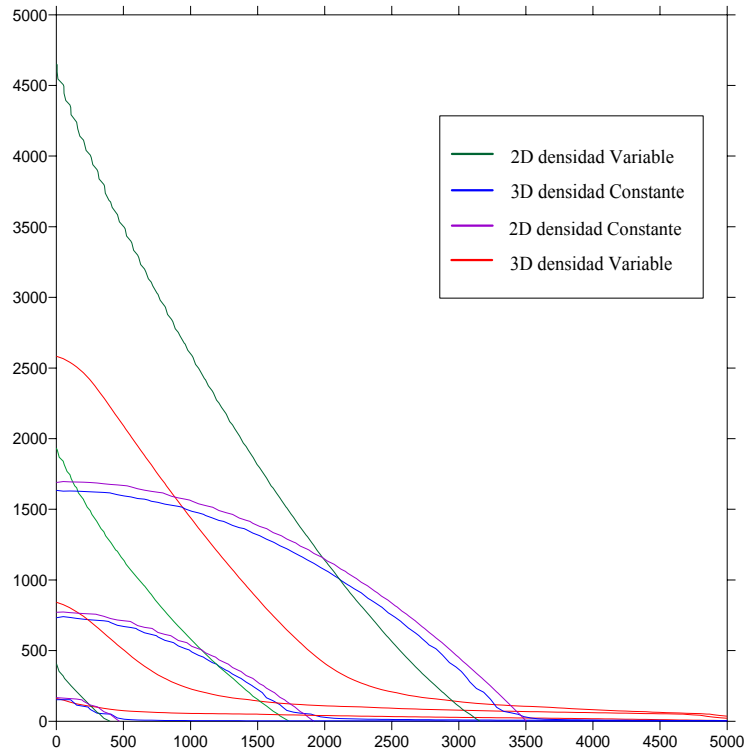


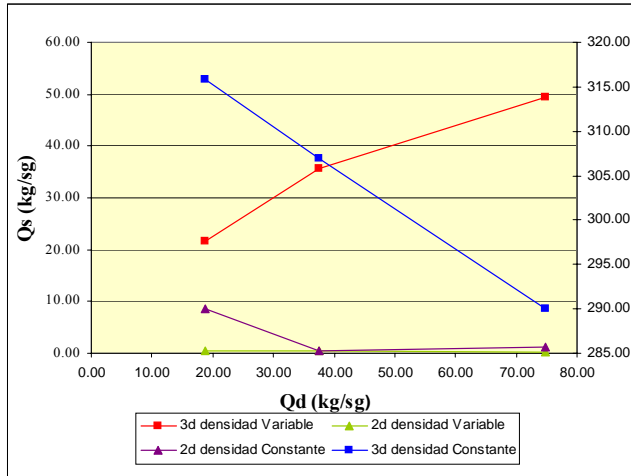
Figura 5.5.- Caso base. Mapa en planta para los modelos 2D y 3D con densidad variable y densidad constante, tomando unos caudales de $0.6 \text{ hm}^3/\text{año}$, $1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $2.36 \text{ hm}^3/\text{año}$. La línea marca el 90% de concentración.

Como se observa en la figura la longitud del pie para el modelo 2D con densidad variable tomando un caudal de agua dulce de $0.6 \text{ hm}^3/\text{año}$ es mucho mayor que para los modelos 3D (diferencia con respecto al modelo 3D con densidad variable de 2000 metros y con respecto al modelo 3D con densidad constante más de 3000 metros), al aumentar el gradiente tomando un caudal de agua dulce de $2.36 \text{ hm}^3/\text{año}$ estas diferencias disminuyen notablemente, la isolínea del 90% de concentración coincide siendo el modelo 2D con densidad variable el que presenta diferencia con respecto a los otros.

Con respecto a los balances de masas al aumentar el caudal de agua dulce en el modelo 3D con densidad variable, la cuña de intrusión se retira pero entra mayor cantidad de agua salada (aumenta el gradiente de presión y aumenta el coeficiente de dispersión, por lo que para equilibrar el sistema ha de entrar mayor cantidad de agua). Esto en el resto de modelos no queda reflejado.

Los balances de masas de los modelos 2D también son diferentes al compararlos con los modelos 3D, la entrada de agua salina es bastante menor que en los modelos 3D con

densidad variable (sobre todo al comparar 2D con densidad variable), y al aumentar el gradiente la entrada de agua salina no aumenta.



Presión en este punto, tomando la densidad variable, aumenta algo por aumento de caudal, pero disminuye mucho porque tiene menor cantidad de agua salada encima.

Con densidad constante no ocurre esto, sino que la presión aumenta por el aumento del caudal (menor gradiente y menor flujo), y no se ve modificado por el traslado de la cuña ya que la concentración no afecta en la presión.

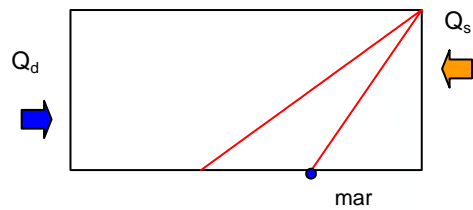


Figura 5.6.- Caso base modificando el caudal de agua dulce. Relación entre el caudal de entrada de agua salina y el caudal impuesto de agua dulce para los modelos 2D y 3D con densidad constante y densidad variable.

En los modelos 3D con densidad variable al aumentar el caudal de entrada al acuífero, aumenta el caudal de entrada de mar. En los modelos 3D con densidad constante disminuye, y esta disminución es lineal. En la Tabla 5.1 se muestran los balances de masas de los modelos 3D y 2D con densidad variable y densidad constante.

Tabla 5.1- Caso base. Balances de masas de los modelos 3D con densidad variable y densidad constante al aumentar el caudal de entrada de agua dulce.

MODELOS 2D	Q= 0.6 hm ³ /año		Q= 1.18 hm ³ /año		Q= 2.36 hm ³ /año	
	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante
flujo salida (kg/sg)	18.75	18.75	37.50	37.50	74.75	75.00
flujo entra por contorno de Presión (kg/sg)	0.57	8.61	0.375	4.445	0.18	1.15
flujo sale por contorno de Presión (kg/sg)	-19.31	-27.36	-37.874	-41.940	-75.18	-76.14
concentración (kg soluto/sg)	0.02	0.33	0.01	0.17	0.01	0.04
MODELOS 3D	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante
flujo salida (kg/sg)	18.75	18.75	37.50	37.50	74.75	74.75
flujo entra por contorno de Presión (kg/sg)	21.62	315.88	35.688	306.994	49.32	290.00
flujo sale por contorno de Presión (kg/sg)	-40.36	-334.58	-73.186	-344.494	-124.06	-364.75
concentración (kg soluto/sg)	0.83	12.19	1.38	11.85	1.90	11.19

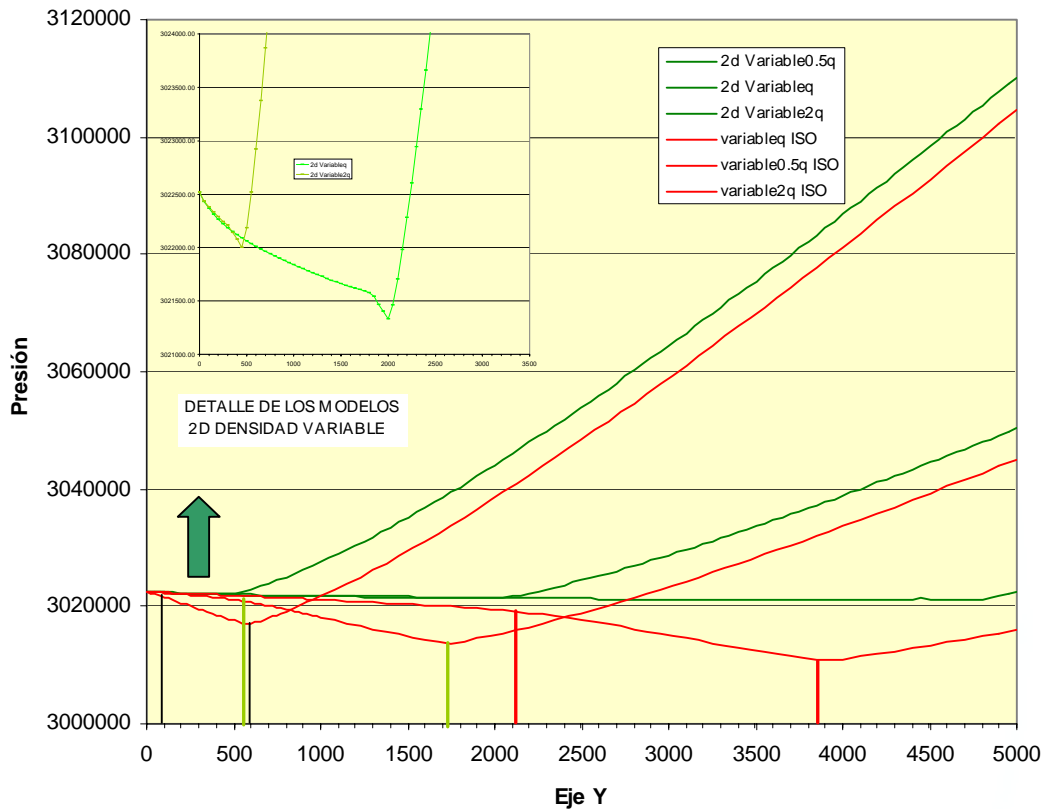


Figura 5.7.- Perfiles de presión para los modelos 3D (color rojo) y 2D (color verde) con densidad variable, tomando unos caudales de $0.6 \text{ hm}^3/\text{año}$, $1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $2.36 \text{ hm}^3/\text{año}$. Las líneas verticales muestran el cambio de pendiente en los modelos 3D con densidad variable

Si comparamos los resultados obtenidos de los modelos 3D y 2D todas estas diferencias se reflejan en los gradientes de presión en Y para $X = 0$ tomando en los modelos 3D el plano inferior (Figura 5.7). En los modelos 3D con densidad variable la presión comienza con una pequeña pendiente, todos los puntos tienen la concentración máxima, a partir de un cierto punto las concentraciones empiezan a disminuir, mayor gradiente de presión y por tanto mayor pendiente, hasta que la concentración es nula, nuevo cambio de pendiente (pendiente positiva). En 2D los puntos tienen la máxima concentración, por lo que las presiones son prácticamente iguales, el gradiente es muy pequeño (pendiente pequeña), el ancho de la zona de mezcla es pequeño, por lo que la pendiente cambia bruscamente a una pendiente mayor hasta el momento en el que la concentración es nula, pendiente positiva.

En los modelos 3D y 2D con densidad constante la curva es cóncava y el cambio de pendiente coincide aproximadamente con la isolínea de 70% de concentración.

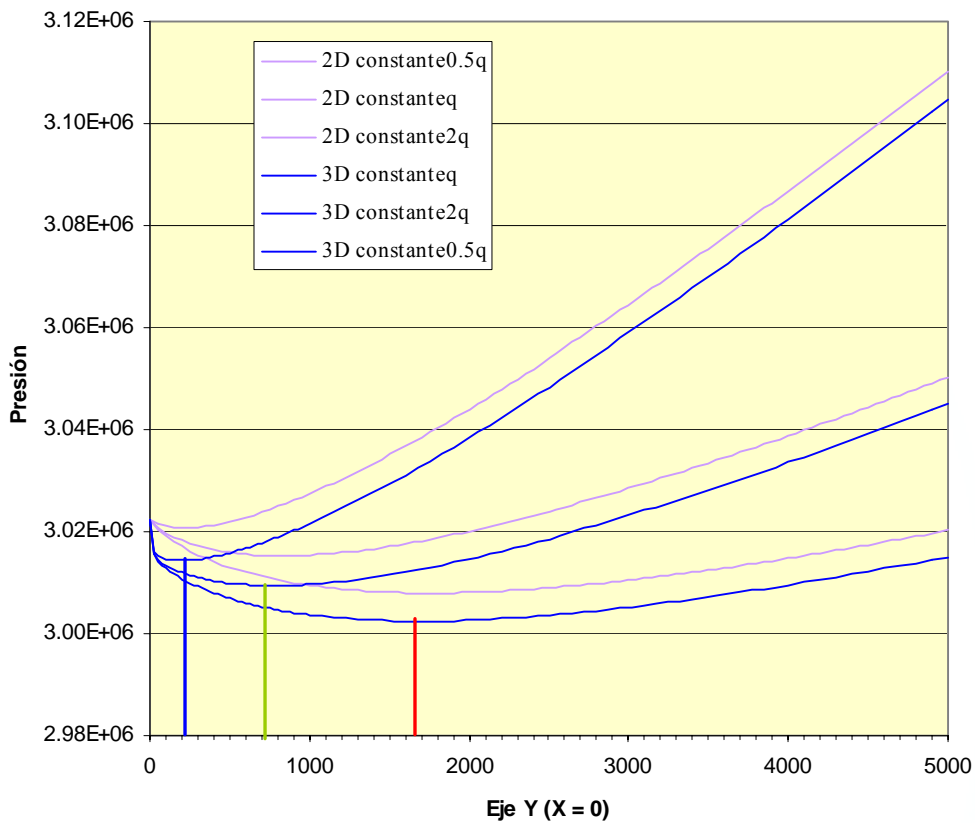


Figura 5.8.- Perfiles de presión para los modelos 3D (y 2D con densidad constante, tomando unos caudales de $0.6 \text{ hm}^3/\text{año}$, $1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $2.36 \text{ hm}^3/\text{año}$.

El modelo más coherente con respecto al modelo 3D con densidad variable es el modelo 2D con densidad constante, existiendo diferencias en la longitud del pie, la forma de la interfaz, el ancho de la zona de mezcla y los balances de masas, pero siendo estas diferencias menores que en los modelos 3D con densidad constante y 2D con densidad variable.

5.3.4.- Análisis de sensibilidad a la dispersividad

Para intentar ajustar la longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla en el modelo 2D con densidad variable con respecto al modelo 3D con densidad variable, se ha aumentado el valor de las dispersividades, tanto longitudinal como transversal, en el modelo 2D.

Los valores de las dispersividades con las que se consigue un mejor ajuste son: dispersividad longitudinal 280m y dispersividad transversal 60m.

Con estas dispersividades la interfaz deja de ser vertical, ancho de la zona de mezcla mayor, sin embargo el balance de masas no se ajusta, entrando en el modelo 2D con

densidad variable menor cantidad de agua salina que en el modelo 3D con densidad variable.

Se ha comparado el modelo 2D con el modelo 3D promediado en la vertical, del mejor ajuste se muestra en la siguiente figura:

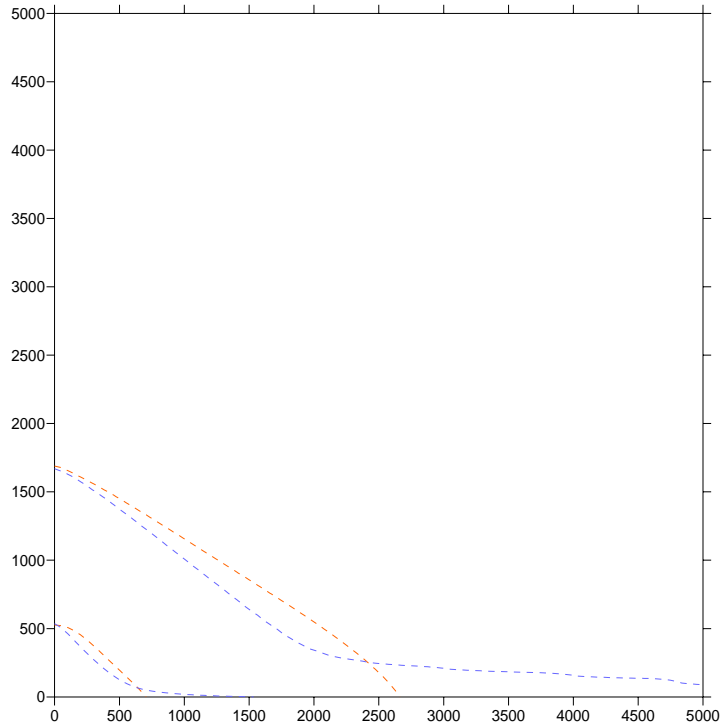


Figura 5.9.- Caso base. Mapa en planta de líneas de isoconcentración del 90% para los modelos 3D promediado en la vertical (línea discontinua azul) y el modelo 2D con densidad variable (línea discontinua roja) aumentando el valor de las dispersividades longitudinal de 20m inicialmente a 280m y transversal de 2m a 60m.

En la siguiente figura se muestra la forma de la interfaz en el eje Y siendo $X = 0$, de todos los ajustes. Como puede observarse los valores que mejor se ajustan al promedio en la vertical del modelo 3D con densidad variable son los anteriormente descritos.

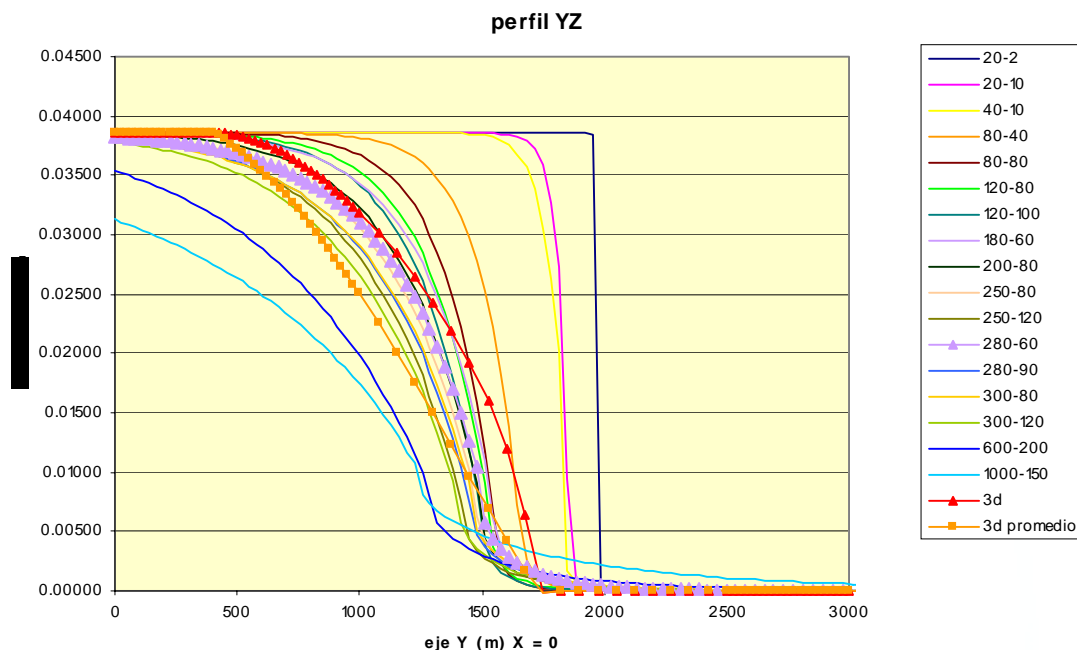


Figura 5.10.- Forma de la interfaz en el eje Y para X = 0 el modelo 3D promediado en la vertical y el modelo 2D con densidad variable al modificar el valor de las dispersividades.

Al aumentar los valores de las dispersividades la entrada de agua salina al acuífero aumenta, pero no lo suficiente como para alcanzar los valores resultantes del modelo 3D con densidad variable. Así si para el modelo 3D con densidad variable una vez alcanzado el estado estacionario y para un caudal de agua dulce de $1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$ entra un caudal de agua salina de 35.6 Kg/s , para el caso del modelo 2D con densidad variable aumentando las dispersividades entra 1.29 kg/sg (valor bastante mayor que tomando las dispersividades iniciales, 20m la longitudinal y 2m la transversal, siendo este valor igual a 0.37 kg/sg).

5.3.5.- Análisis de sensibilidad a la pendiente

Para evaluar la influencia de la geometría del acuífero se ha modificado la pendiente manteniendo el resto de parámetros igual. Se ha modelado tanto en 3D como en 2D, tomando unas pendientes del 10% y 1%.

5.3.5.1.- Pendiente del 1%

En este caso se han tomado varios caudales de agua dulce debido a que si tomamos el caudal de agua dulce del caso base ($1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$), en los modelos 2D no entraba agua salina al acuífero, no se daba intrusión marina, por lo que se ha disminuido tomando unos caudales de $0.6 \text{ hm}^3/\text{año}$, $0.295 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $0.1475 \text{ hm}^3/\text{año}$. Las diferencias existentes entre los modelos 3D y 2D con densidad constante son menores al disminuir la pendiente, la longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla y las velocidades de entrada prácticamente coinciden, sin embargo siguen existiendo diferencias notables en los balances de masas. Con respecto a los modelos 2D y 3D con densidad variable, al disminuir la pendiente aumentan las diferencias de la longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla.

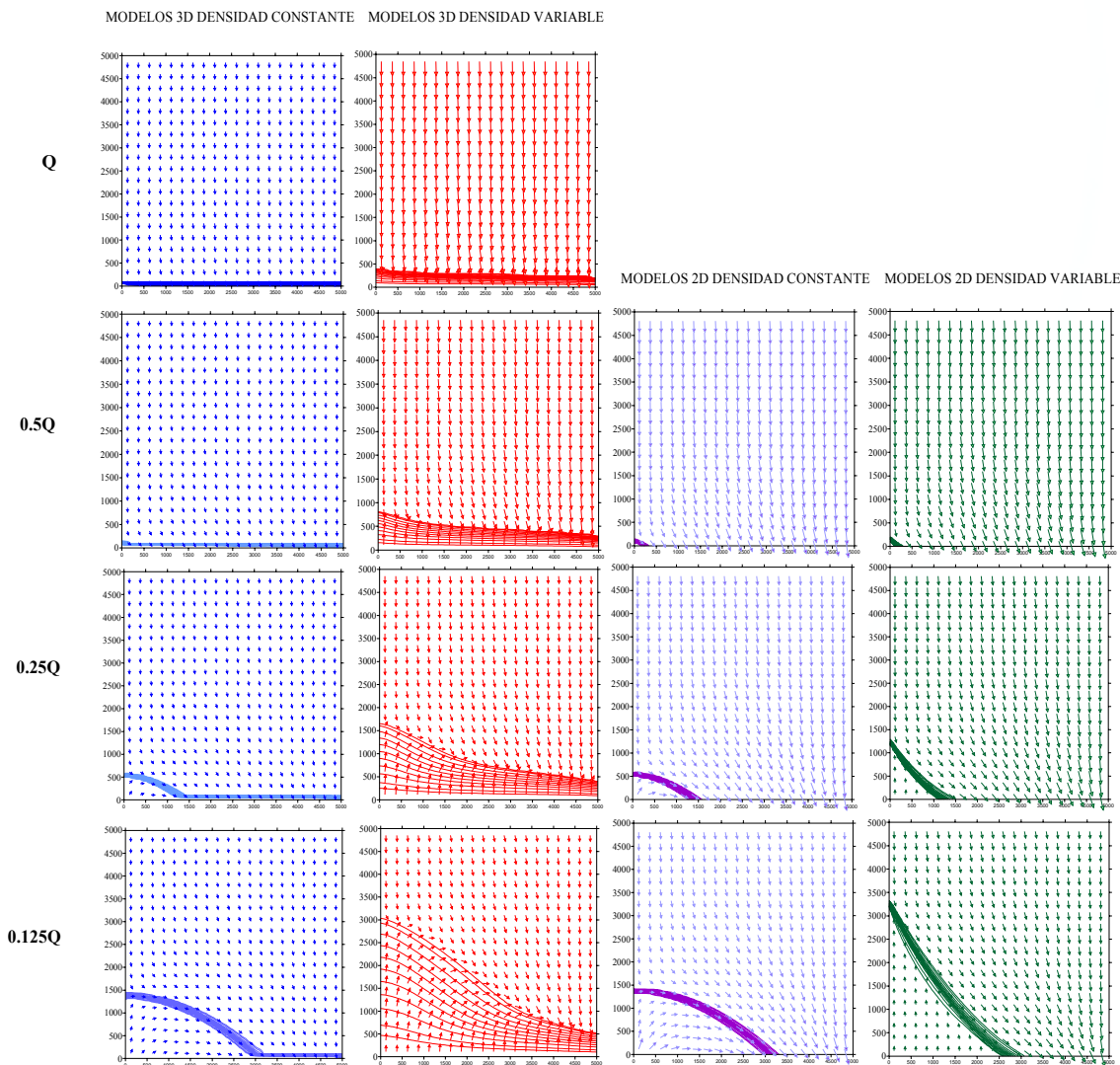


Figura 5.11.- Pendiente 1%. Mapa en planta de líneas de isoconcentración y velocidades para los modelos 2D y 3D con densidad variable y densidad constante, tomando unos caudales de $0.1475 \text{ hm}^3/\text{año}$, $0.295 \text{ hm}^3/\text{año}$, $0.6 \text{ hm}^3/\text{año}$ y $1.18 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Como ocurría en el caso base, pendiente del 5%, En el modelo 3D con densidad variable al aumentar el caudal de agua dulce aumenta la entrada de agua salina, en los modelos 2D la entrada es mucho menor, y al aumentar el caudal de agua dulce disminuye la entrada de agua salina de forma exponencial, en el modelo 3D con densidad constante la entrada de agua salina para una caudal de agua dulce dado es mucho mayor que en los otros casos (eje de la derecha), pero al aumentar el caudal de agua dulce disminuye esta entrada de forma prácticamente lineal.

Debido a que se ha tomado un rango mayor de caudales de extracción que en el caso base, las diferencias del balance entre los cuatro casos, 2D y 3D con densidad constante y variable, son más evidentes, como se puede observar en la siguiente figura.

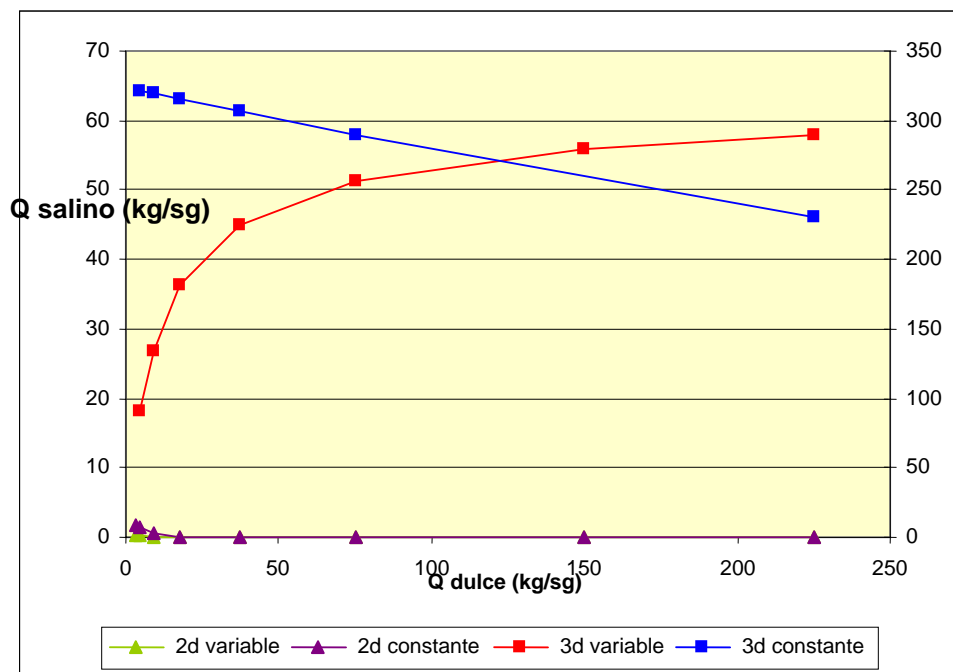


Figura 5.12.- Pendiente del 1% modificando el caudal de agua dulce. Relación entre el caudal de entrada de agua salina y el caudal impuesto de agua dulce para los modelos 2D y 3D con densidad constante y densidad variable (el modelo 3D con densidad constante queda representado en el eje vertical derecho).

5.3.5.2.- Pendiente del 10%

En este caso se han tomado además del caudal de agua dulce del caso base (1.18 hm³/año) el doble y cuatro veces el mismo, ya que con caudales menores la interfaz quedaba influenciada, por cercanía, por la condición de contorno. Se confirma lo que se comentaba en el caso de pendiente del 1%, es decir, las diferencias existentes entre los modelos 3D y 2D con densidad constante aumentan al aumentar la pendiente, la

longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla y las velocidades de entrada prácticamente.

Con respecto a los modelos 2D y 3D con densidad variable, al aumentar la pendiente disminuyen las diferencias de la longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla. Todo esto se puede observar en la figura 5.13, en la que muestra en planta la línea del 90% de concentración de todos los casos modelados con las distintas pendientes.

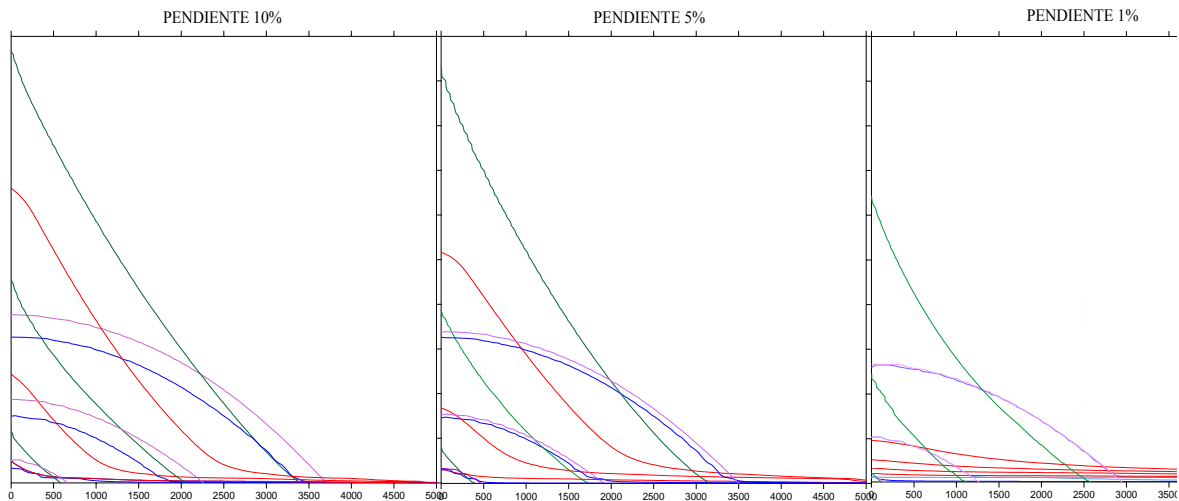


Figura 5.13.- Mapa en planta de línea de isoconcentración del 90% de los modelos 3D con densidad variable (rojo), 3D con densidad constante (azul), 2D con densidad variable (verde) y 2D con densidad constante (morado) al modificar la pendiente, tomando unos caudales de 1.18 hm³/año, 2.36 hm³/año y 4.72 hm³/año para el caso del 10% de pendiente, caudales de 0.6 hm³/año, 1.18 hm³/año y 2.36 hm³/año para el caso del 5% de pendiente (caso base) y caudales de 0.1475 hm³/año, 0.295 hm³/año, 0.6 hm³/año y 1.18 hm³/año para el caso del 1% de pendiente.

Las diferencias existentes en el balance de masas con respecto al modelo 3D con densidad variable tomando una pendiente del 10% son grandes, sobre todo al compararlo con el modelo 3D con densidad constante. Si tomamos el caudal inicial del caso base (1.18 hm³/año) el modelo más parecido al 3D con densidad variable es el modelo 2D con densidad constante, entrando prácticamente la misma cantidad de agua salina, sin embargo al aumentar el caudal de agua dulce en el modelo 2D no aumenta dicha entrada, cosa que sí ocurre en el modelo 3D.

Tabla 5.2.- Pendiente del 10%. Balances de masas de los modelos 3D con densidad variable y densidad constante al aumentar el caudal de entrada de agua dulce.

MODELOS 2D	Q= 1.18 hm ³ /año		Q= 2.36 hm ³ /año		Q= 4.72 hm ³ /año	
	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante
flujo salida (kg/sg)	37.50	37.50	74.75	74.75	149.50	149.50
flujo entra por contorno de Presión (kg/sg)	3.66	21.03	2.22	11.75	0.78	3.56
flujo sale por contorno de Presión (kg/sg)	-41.16	-58.45	-76.97	-86.50	-150.28	-153.06
concentración (kg soluto/sg)	0.14	0.81	0.09	0.45	0.03	0.14
MODELOS 3D	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante	ρ Variable	ρ Constante
flujo salida (kg/sg)	37.50	37.50	74.75	74.75	149.50	149.50
flujo entra por contorno de Presión (kg/sg)	23.51	307.58	39.27	290.42	53.81	258.63
flujo sale por contorno de Presión (kg/sg)	-61.01	-345.08	-114.02	-365.17	-203.31	-408.13
concentración (kg soluto/sg)	0.91	11.87	1.52	11.21	2.08	9.98

5.3.5.3.- Influencia de un bombeo.

Para observar el efecto de un bombeo, se ha modelado el caso base con pozo totalmente penetrante con un caudal de extracción de 4 hm³/año durante un período de tiempo de 92 años.

Al final de este tiempo de simulación, la forma de la interfaz, así como la longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla es muy similar para todos los casos: 2D y 3D con densidad constante y variable.

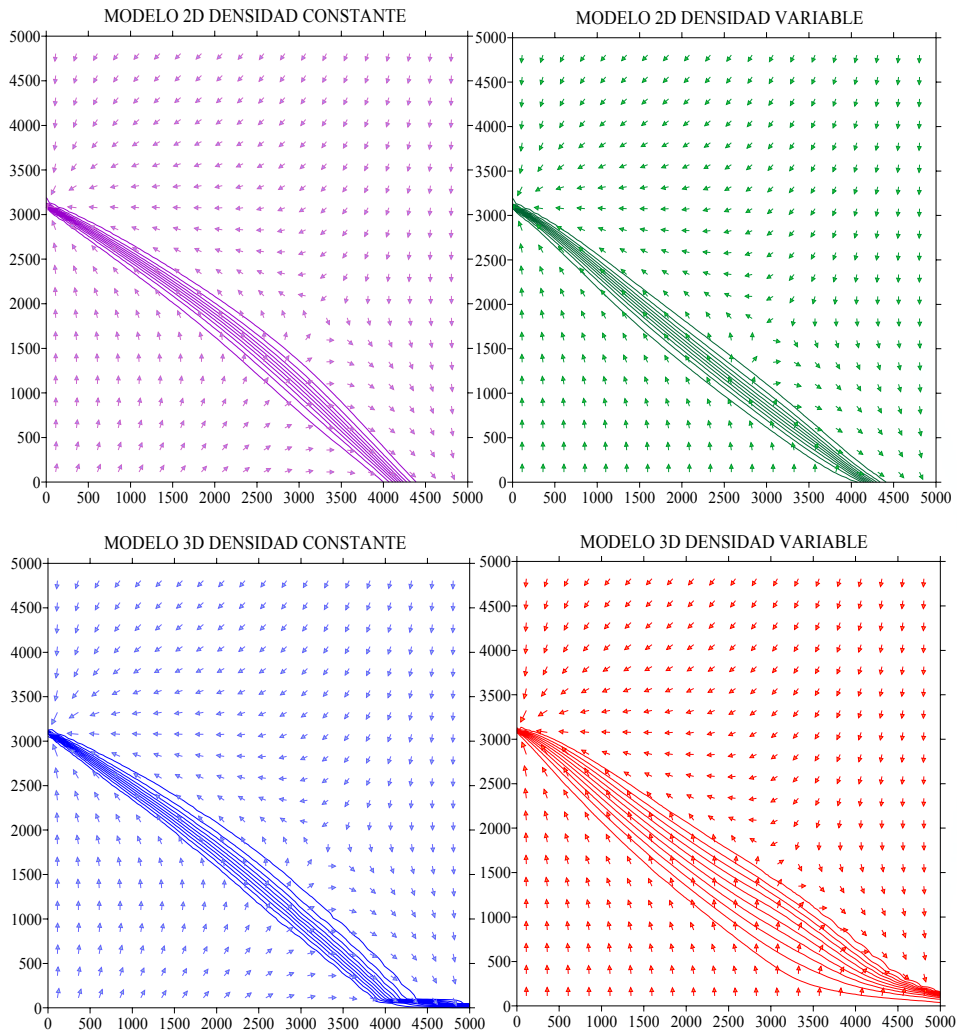


Figura 5.14.- Mapa en planta de líneas de isoconcentración para los modelos 3D y 2D con densidad constante y variable, al insertar un pozo con un caudal de extracción de $4 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Con respecto a las concentraciones alcanzadas en el pozo se han comparado los modelos 2D con el promedio en toda la longitud del pozo en los modelos 3D. La concentración máxima se alcanza en el modelo 2D con densidad variable, la concentración alcanzada en el modelo 3D con densidad variable es muy similar al alcanzado en el modelo 2D con densidad constante, siendo algo menor dicha concentración en el modelo 3D con densidad constante.

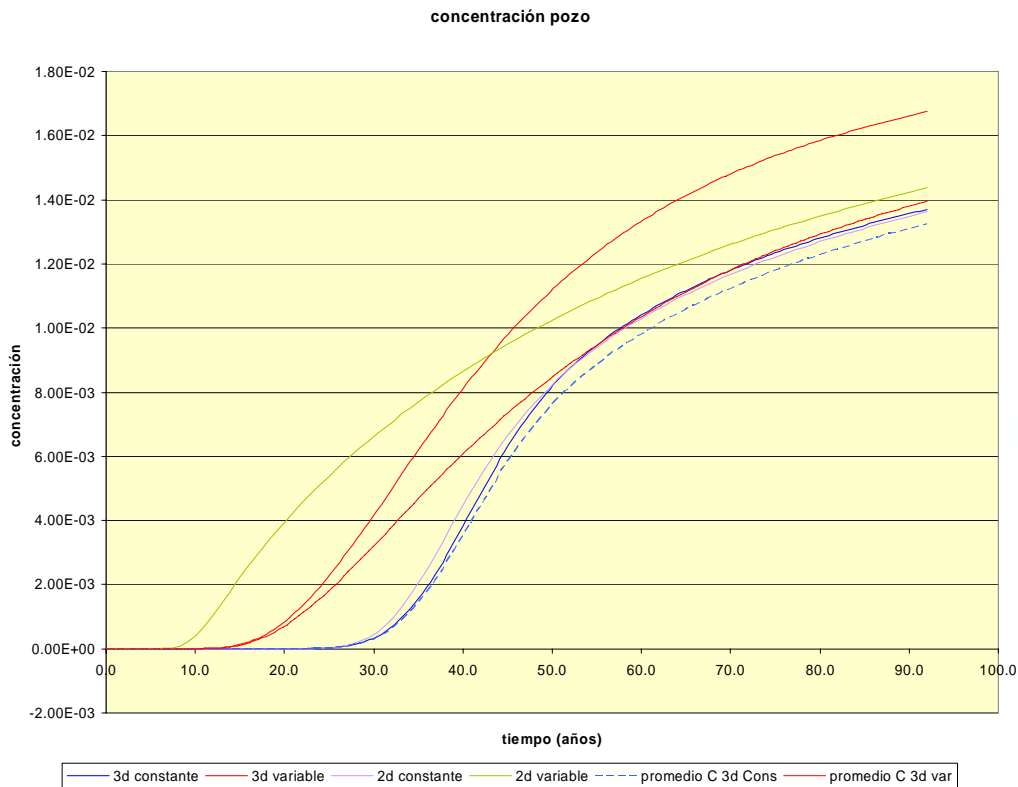


Figura 5.15.- Concentración alcanzada en el pozo después de 92 años de simulación para los modelos 3D y 2D con densidad constante y variable, tomando un caudal de extracción de $4 \text{ hm}^3/\text{año}$.

El descenso calculado es muy similar en todos los casos: 2D densidad constante descenso de 26.23m, 2D densidad variable descenso de 25.47m, 3D densidad constante 25.95m y 3D densidad variable descenso de 25.22m. La máxima velocidad se alcanza en el modelo 2D con densidad variable ($\approx 130 \text{ m/año}$), y la mínima en el modelo 3D con densidad constante ($\approx 80 \text{ m/año}$, muy similar a la velocidad alcanzada en el modelo 2D con densidad constante). Los balances de masas son muy parecidos en todos los casos excepto en el caso del modelo 3D con densidad constante, en el cual la entrada de agua salina es del orden de 8 veces mayor que en el resto de los casos.

Tabla 5.3.- Caso base. Balances de masas de los modelos 3D y 2D con densidad variable después de 92 años de simulación al insertar un pozo con un caudal de extracción de $4 \text{ hm}^3/\text{año}$

92 años de simulación	POZO Q 3D		POZO Q 2D	
	V.I.	C.I.	Variable	Constante
Bombeo (kg/sg)	-63.42	-63.42	-63.42	-63.42
flujo salida (kg/sg)	37.50	37.50	37.50	37.50
flujo entra por contorno de Presión (kg/sg)	41.51	338.69	33.77	37.13
flujo sale por contorno de Presión (kg/sg)	-15.32	-313.01	-7.58	-11.25
concentración (kg soluto/sg)	1.60	13.07	1.30	1.43
Concentración alcanzada en el pozo	1.67E-02	1.37E-02	1.44E-02	1.36E-02

Cuando existe un gradiente importante hacia el continente, el modelo más coherente con respecto al modelo 3D con densidad variable es el modelos 2D con densidad constante. La concentración alcanzada en el pozo es prácticamente la misma, y el balance de masas se ajusta bien, sin embargo el ancho de la zona de mezcla es menor en el caso del 2D. Las diferencias de presión en el pozo son muy parecidas en todos los casos (sin embargo si observamos la evolución de la presión en el pozo con respecto al tiempo en los modelos con densidad variable, la presión disminuye hasta que llega la concentración al pozo, dándose un pequeño aumento por aumento de la densidad).

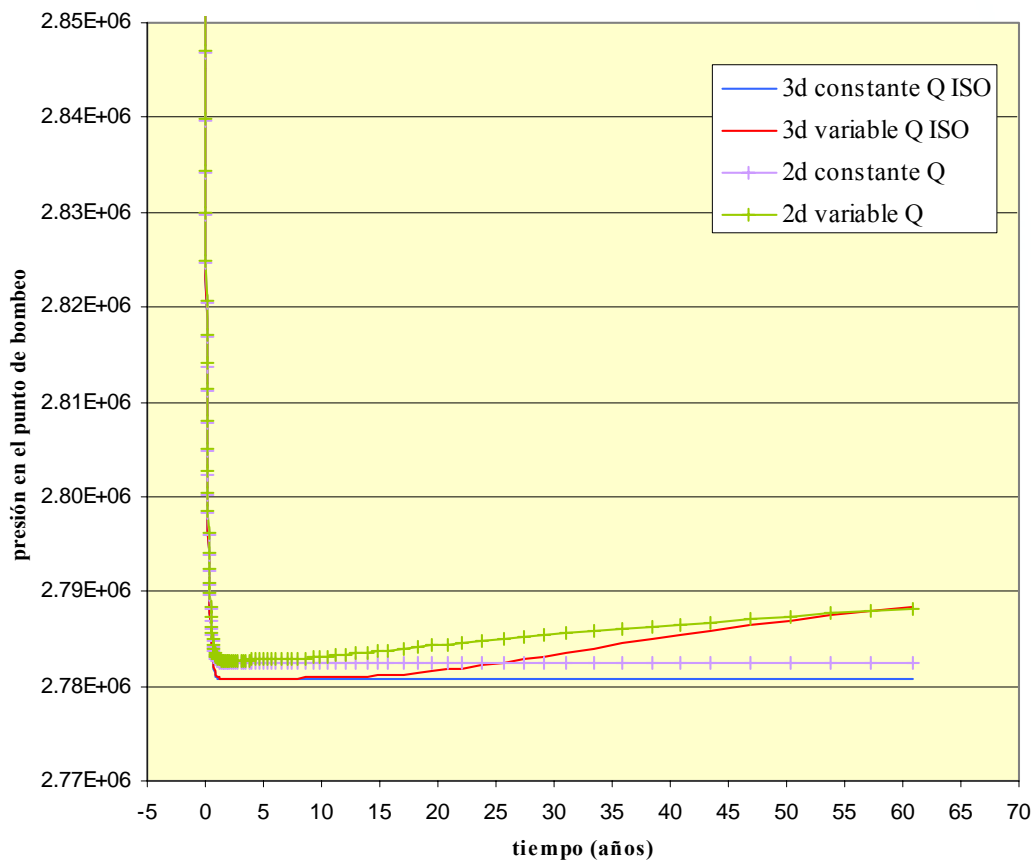


Figura 5.16. Caso base. Presiones alcanzadas en el pozo de extracción ($4\text{hm}^3/\text{año}$) tras 92 años de simulación.

Sin embargo todos estos resultados han de tomarse con cautela debido a que en ninguno de los casos anteriores se ha alcanzado el estado estacionario.

5.4.- CONCLUSIONES

De este estudio se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Longitud del pie es mayor en los modelos con densidad variable que con densidad constante, siendo mayor para el caso 2D (esta diferencia disminuye al aumentar el gradiente).
- La forma de la interfaz es tendida en los modelos 3D con densidad variable, siendo muy verticalizada para el resto de los casos.
- Balance. En los modelos 3D con densidad constante, para un Q_d fijo, entra mayor cantidad de agua salada que en los modelos 3D con densidad variable, porque el gradiente de presión es mayor. En los modelos 2D la entrada de agua salina es mucho menor que en los modelos 3D.
- En los modelos 3D con densidad constante la componente vertical es importante, debido también a la gran diferencia de presión, en los modelos 3D con densidad variable la componente principal es la transversal.
- Al aumentar el caudal de agua dulce llega un momento que el gradiente es tan elevado que la forma de la interfaz y el ancho de zona de mezcla son similares en todos los casos, sin embargo las velocidades de entrada, y los balances difieren mucho.
- Al aumentar el caudal de agua dulce de entrada al acuífero aumentan las velocidades en los modelos 3D con densidad variable, en los modelos 3D con densidad constante sucede lo contrario. En los modelos 2D al aumentar el caudal de entrada las velocidades prácticamente no varían.
- Al aumentar el caudal de agua dulce, la cuña de intrusión marina se retira pero entra mayor cantidad de agua para los modelos 3D con densidad variable. Esto en los modelos 2D y en el modelo 3D con densidad constante no queda reflejado.
- Al aumentar los valores de las dispersividades en los modelos 2D con densidad variable se ajusta la forma de la interfaz (deja de ser verticalizada) y el ancho de la zona de mezcla, la entrada de agua salina al acuífero aumenta, pero no lo suficiente como para alcanzar los valores resultantes del modelo 3D con densidad variable.
- Las diferencias existentes entre los modelos 3D y 2D con densidad constante aumentan al aumentar la pendiente, la longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla y las velocidades de entrada prácticamente. Con respecto a los modelos

2D y 3D con densidad variable, al aumentar la pendiente disminuyen las diferencias de la longitud del pie y el ancho de la zona de mezcla.

- Al introducir un pozo de extracción tanto en los modelos 3D como en los modelos 2D la forma de la interfaz, el descenso, las concentraciones alcanzadas en el pozo y los balances de masas son muy similares en todos los casos, excepto en el caso del modelo 3D con densidad constante, en el cual la entrada de agua salina es del orden de 8 veces mayor que en el resto de los casos.
- Cuando existe un gradiente importante hacia el continente, el modelo más coherente con respecto al modelo 3D con densidad variable es el modelos 2D con densidad constante. La concentración alcanzada en el pozo es prácticamente la misma, y el balance de masas se ajusta bien, sin embargo el ancho de la zona de mezcla es menor en el caso del 2D. Sin embargo estos resultados han de tomarse con cautela debido a que en ninguno de los casos se ha alcanzado el estado estacionario.

6.- MODELACIÓN DE LA HIDROGEOLOGÍA

Para el estudio de la hidrogeología se han realizado los siguientes trabajos:

Recopilación de datos piezométricos. Procedentes de los archivos del ACA y de otros (CUADLL, datos de la UPC, etc.). Todos estos datos han sido objeto de una revisión crítica y depuración. En la Figura 6.1 se muestran las ubicaciones de los pozos de medida considerados. Para el periodo 1-Ene-1966 a 31-Dic-2004 se dispone de unos 30.000 datos de nivel piezométrico repartidos en 325 pozos o piezómetros.

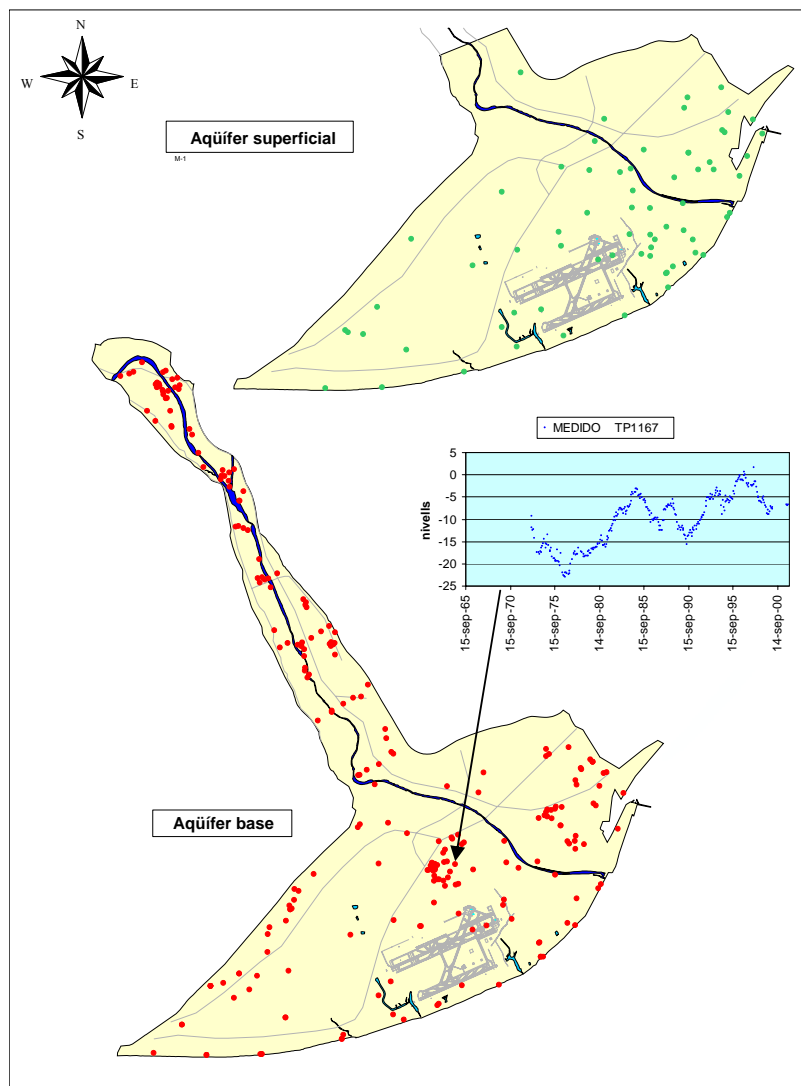


Figura 6.1.- Ubicación de los puntos donde se dispone de medidas de nivel. Se muestra también un hidrograma típico de la evolución de niveles en el acuífero Principal durante el periodo de estudio. Como se puede observar, los niveles fueron muy bajos durante los años 70 y se han ido recuperando con periodos de sobreexplotación.

Estudio de las explotaciones históricas. Los datos de bombeos proceden del ACA y de la CUADLL. Los datos son muy desiguales y se han tenido que completar con información complementaria de índole cualitativa (datos de cierre de empresas o similares) aportados por la CUADLL. En la Figura 6.2 se muestra la evolución de los caudales explotados integrados por zonas durante el periodo de estudio considerado.

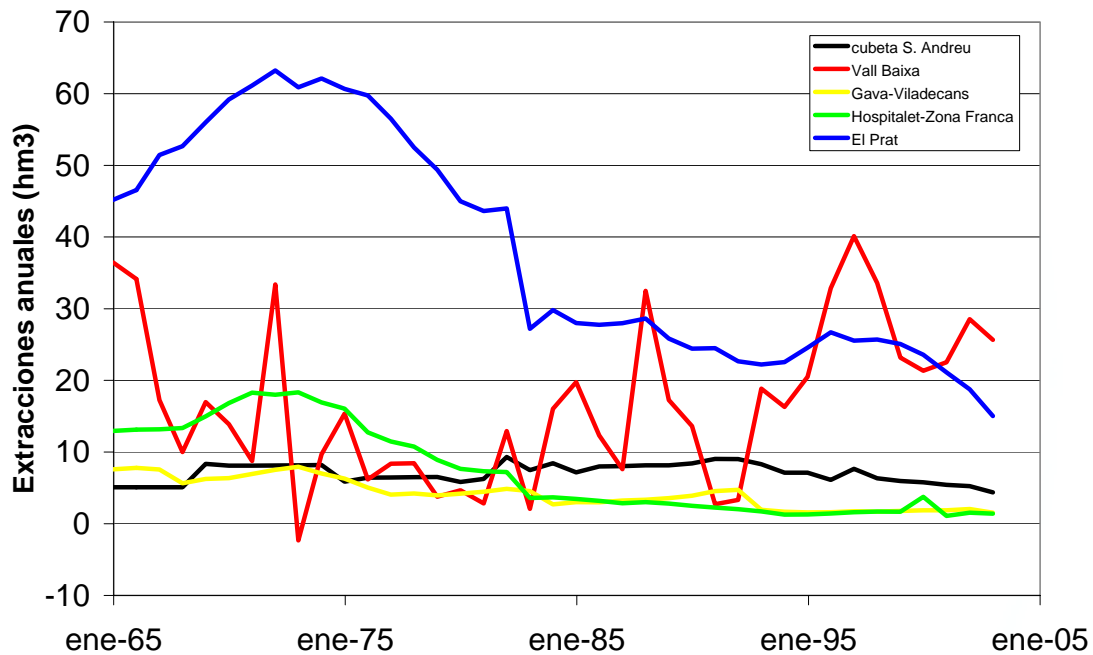


Figura 6.2.- Evolución de los caudales bombeados en lo acuíferos del Baix Llobregat

Parámetros químicos. Se han recopilado datos de parámetros de calidad: iones básicos y minoritarios y contaminantes específicos. Se ha hecho especial hincapié en la recopilación y estudio de los datos de cloruros que reflejan tanto la salinización por intrusión marina como las variaciones de calidad en el río como consecuencia de las operaciones de las minas de sal y de la puesta en marcha del colector de salmueras. De todos estos datos se han seleccionado las concentraciones en Cloruros disponibles y fiables en 477 pozos o piezómetros con un total de 2711 medidas. En la Figura 6.3 se muestran los datos de cloruros medios en el periodo 1996-2004.

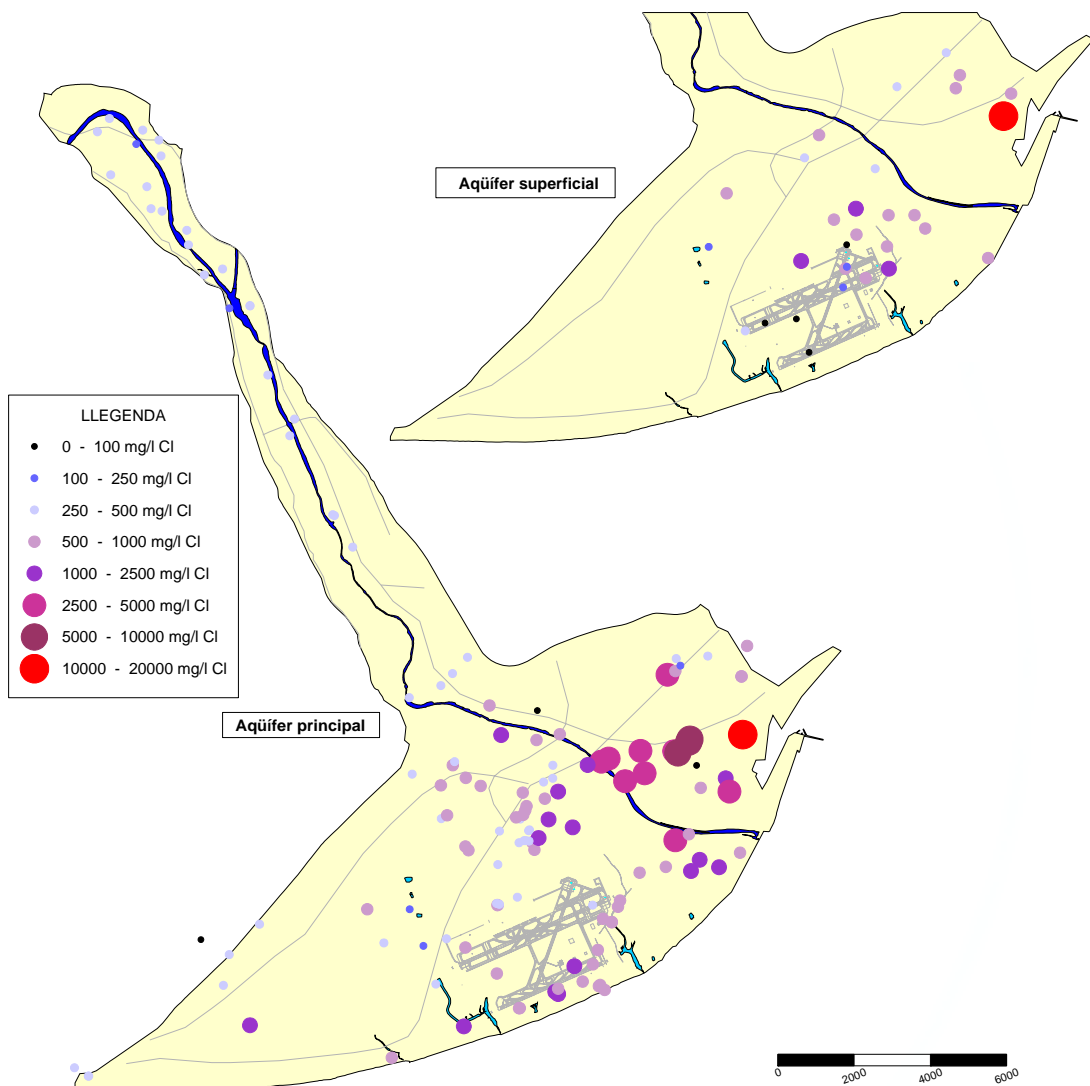


Figura 6.3.- Datos de cloruros medios en el periodo 1996-2004 en el acuífero principal. Se puede observar la fuerte intrusión en todo el lado derecho del acuífero principal

Evaluación de los parámetros hidráulicos. Se han recopilado datos de transmisividad y caudal específico (Figura 6.4). Con estos datos, juntamente con el modelo geológico del Capítulo 3, se ha elaborado un mapa con la distribución espacial de transmisividades. Para el coeficiente de almacenamiento se han adoptado los diversos valores para el acuífero principal (en parte confinado y en parte libre) y para el superficial (libre).

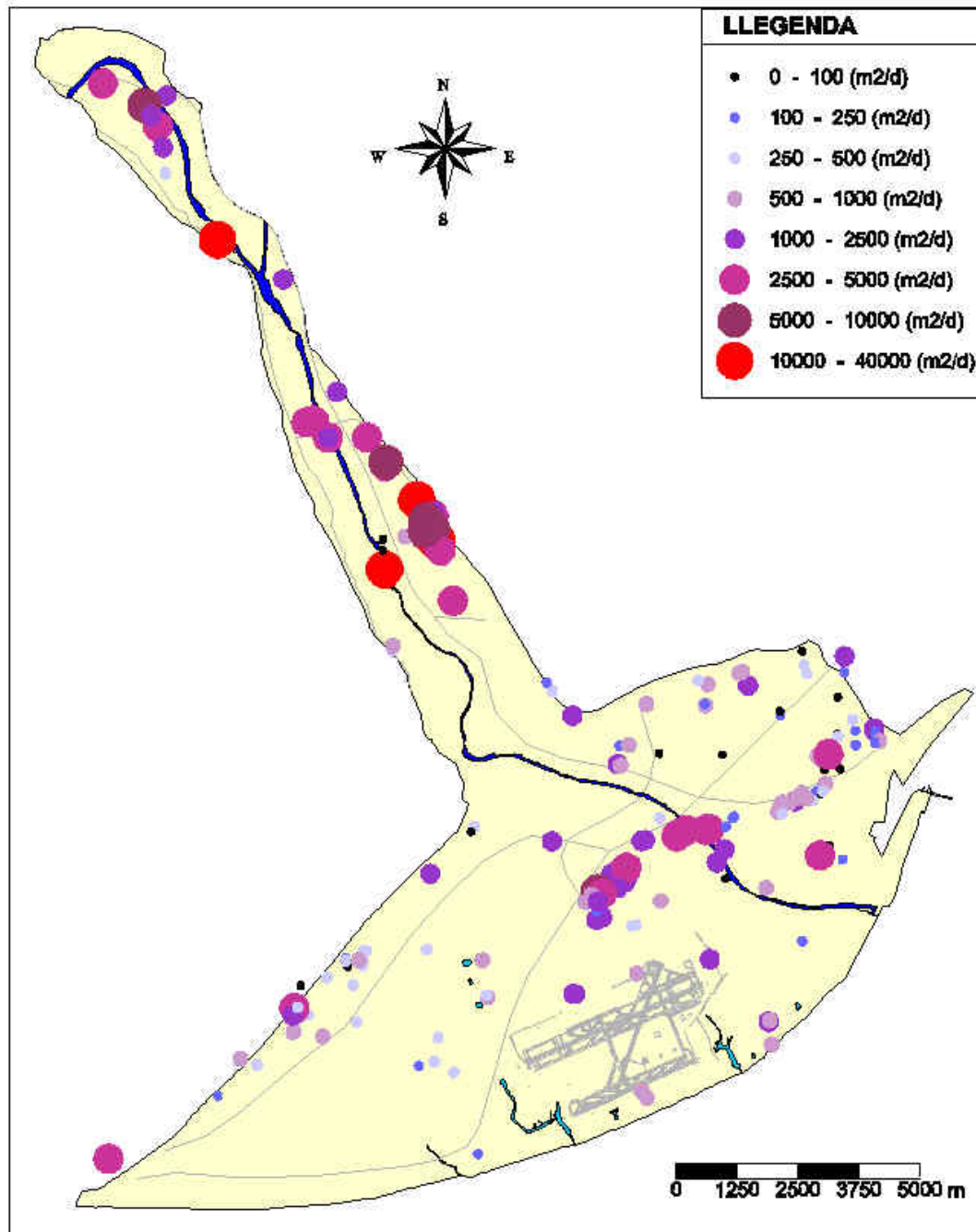


Figura 6.4.- Datos de transmisividad deducidos a partir de los datos de caudal específico recopilados para este estudio.

Entradas/salidas de agua. Las entradas en el acuífero proceden de las siguientes fuentes:

Entradas laterales: Las entradas laterales (procedentes de las Sierras del Garraf y Collserola, de las rieras adyacentes y del Llano de Barcelona) se han evaluado a partir de estudios específicos en estas zonas, que han permitido evaluar las entradas medias. La distribución temporal se ha deducido por convolución con la lluvia, con un tiempo de respuesta de medio año.

Recarga. Las entradas por recarga se han evaluado mediante balance de masas en el suelo, aún considerando la lluvia, la evapotranspiración, el escurrimiento y, si cabe, el riego. En las zonas urbana se ha extrapolado la recarga deducida para Barcelona. En resumen, entonces, la recarga se ha evaluado en función del uso del suelo (Figura 6.5).

Interacción con los ríos. La interacción con los ríos, singularmente el Llobregat, pero también La Riera de Rubí ha sido objeto de un tratamiento muy cuidado. En la parte alta (aguas arriba de Cornellá) el río está descolgado del acuífero y se ha supuesto que la entrada tiene dos componentes: una más o menos constante y una otra proporcional al caudal en el río en avenidas. En la parte baja (Delta), se ha supuesto que se puede aplicar una condición “mixta”, es decir, que se produce una cierta conexión hidráulica (el río recarga o descarga en función de la diferencia de nivel en relación con el acuífero). También se ha supuesto esta misma condición en otras entradas en los acuíferos (canales, drenajes, etc.).

Mar. En el mar también se ha supuesto una condición mixta con un nivel igual al del agua dulce equivalente. Esto implica que cuando el nivel del acuífero es más bajo que el del mar, entra agua de mar y, cuando es más alto, se sale. El que a priori no se conoce son los caudales de entrada o salida (variante espacial y temporalmente).

Con todos estos datos se ha confirmado en líneas generales el modelo conceptual de funcionamiento de los acuíferos, que se ha acabado de perfilar con el modelo numérico. Hace falta decir, pero, que se ha concluido que la interacción con el mar es mucho más compleja de lo que se había previsto. En muchos sitios, el agua salada entra por la parte de arriba. Esto sugiere que la entrada se produce a través de la capa de limos (en contra de la hipótesis habitual) o bien que los niveles pleistocenos (acuíferos profundos por debajo del superficial) aportan agua dulce. Se ha adoptado el criterio de integrarlos en el acuífero principal, dado que no se dispone de suficientes datos para caracterizarlos.

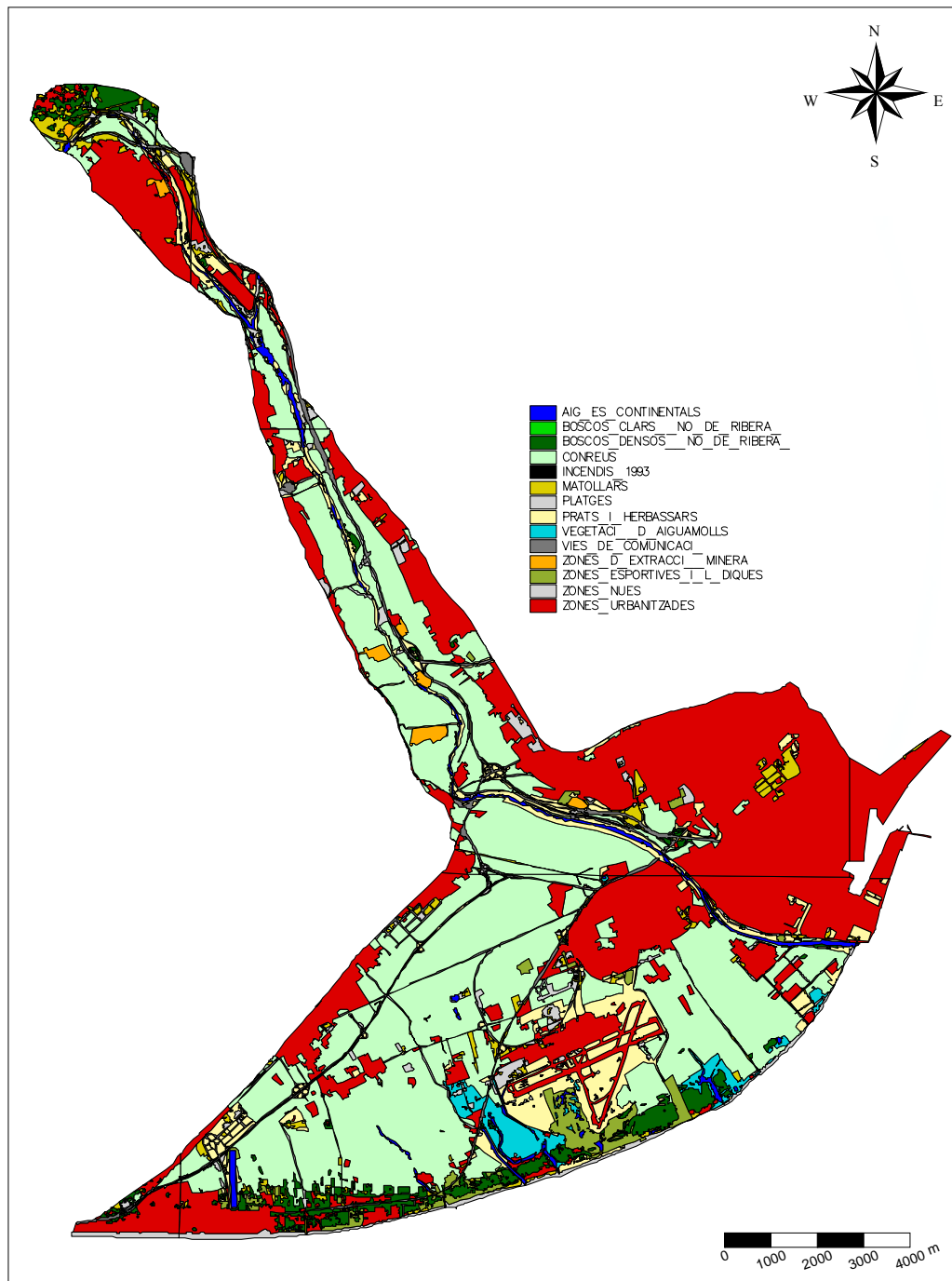


Figura 6.5.- Mapa de usos del suelo en los acuíferos del Baix Llobregat en el año 2001 (CREAF, 2001)

6.4.- MODELO NUMÉRICO. FUNCIONAMIENTO DE LOS ACUÍFEROS.

A partir del modelo conceptual, descrito anteriormente, se ha realizado el modelo numérico de los acuíferos. Los objetivos de la modelación son diversos. En primer lugar, integrar todos los datos disponibles sobre el sistema, segundo, dar coherencia al modelo conceptual, y en tercer lugar, convertirse en una posible herramienta para la gestión de los acuíferos considerados. (Vázquez-Suñé et al, 2005a; Abarca et al., 2005b).

La estructura del modelo se ha considerado bicapa (la capa superior representa el acuífero Superficial y la capa inferior el Principal (todo integrando, a nivel de parámetros, los inferiores). Se ha representado mediante elementos finitos (Figura 6.6). Sobre esta red se ha superpuesto todos los datos disponibles, esto quiere decir, límites y condiciones de contorno del dominio, parámetros hidráulicos de los acuíferos como transmisividades, coeficiente de almacenamiento, etc., los datos de recarga y de extracciones en los acuíferos y los datos de niveles y concentraciones necesarias para la calibración. El periodo de modelación cubre desde el año 1965 al 2001, los dos incluidos.

En la calibración de este modelo se ha utilizado el problema inverso. Es decir, se introducen todos los datos que se han ido recopilando y el programa devuelve los parámetros hidráulicos que, siendo coherentes con la información previa disponible, conducen al mejor ajuste con los niveles y concentraciones medidos.

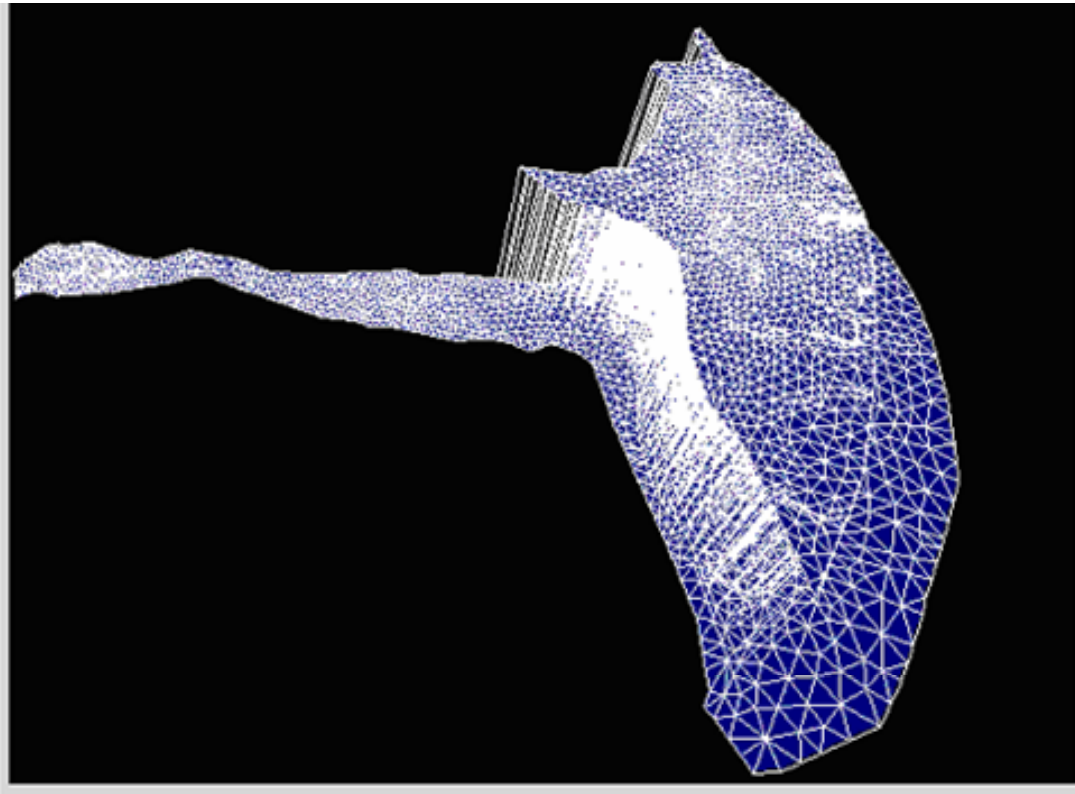


Figura 6.6.- Red de elementos finitos de las dos capas del modelo. Donde las capas se superponen, se disponen elementos unidimensionales representando la capa de limos

Los resultados y calidad del modelo se pueden analizar de diversas maneras. Primero, para un buen ajuste entre medidas (niveles y concentraciones) con las que calcula el modelo, segundo, por la coherencia entre los parámetros hidráulicos que definen el modelo conceptual y los parámetros que calibra el modelo, y tercero por la coherencia entre el resultado del balance de masas y los cálculos previos según el modelo conceptual. Además se ha contado con un periodo de validación que va de los años 2002 a 2004 ambos incluidos. Los ajustes obtenidos en el periodo de validación son excelentes, lo que da una idea de la robustez del modelo.

Sobre el ajuste, en las Figures 6.7 y 6.8 se muestran los mapas de errores medio de niveles y concentraciones calculadas, junto con el ajuste obtenido en algunos pozos. En general los ajustes se consideran bastante precisos.

Sobre el conjunto de los parámetros hidráulicos calibrados, los resultados han sido bastante satisfactorios y los valores obtenidos se ajustan, en líneas generales, muy bien a la información previa correspondiente al modelo conceptual. No se ha de olvidar que se trata de un modelo de características regionales, donde se toman los valores medios característicos generales de las unidades o zonas definidas. Con todo esto, se ha de destacar que la distribución de zonas de transmisividad, o de otros parámetros, su número y densidad obedece de forma muy ajustada a los datos previos. Sin perder de

vista el objetivo de servir de marco los modelos de detalle, en las zonas de interés el valor de estos parámetros es muy satisfactorio.

Como ejemplo de esto se puede hacer referencia a las transmisividades. En la Figura 6.9 se muestra en el mapa zonas de transmisividades. Las transmisividades tienden a ser más altas en las zonas donde el acuífero es más grosero y donde, presumiblemente, hay los paleocanales.

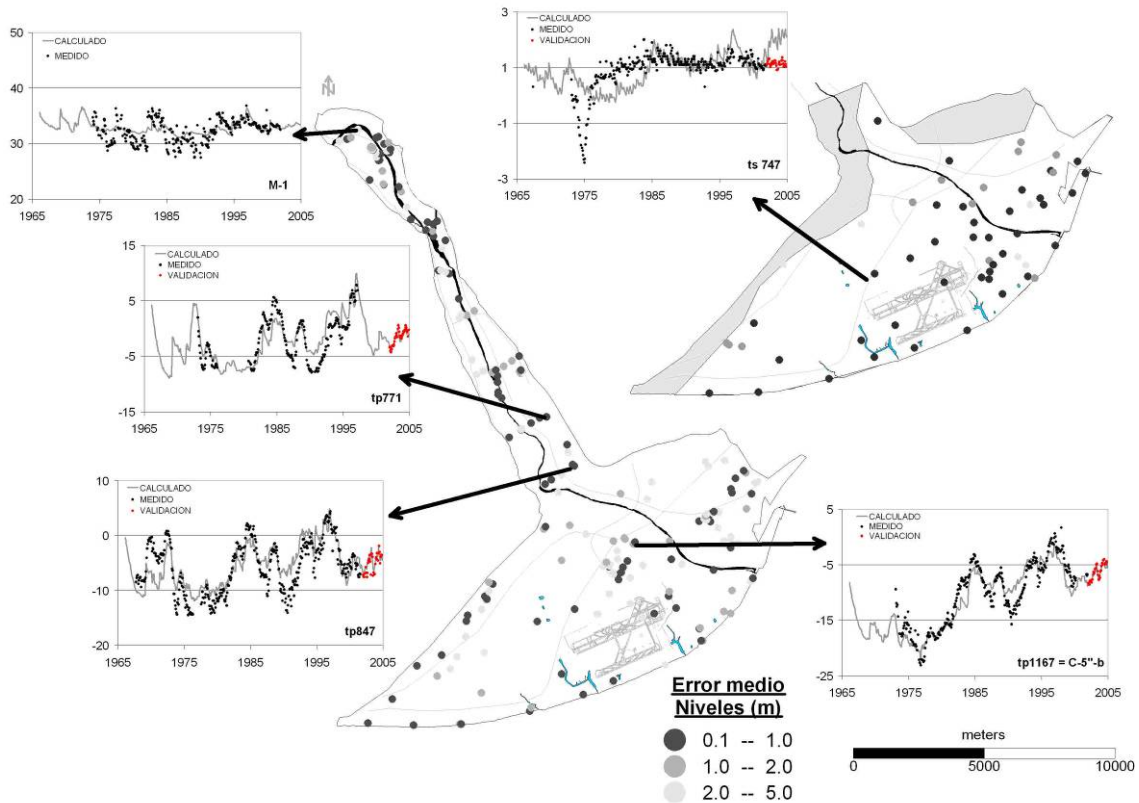


Figura 6.7.- Mapa del error medio entre los niveles medidos y calculados junto con los hidrogramas calculados y medidos en algunos pozos.

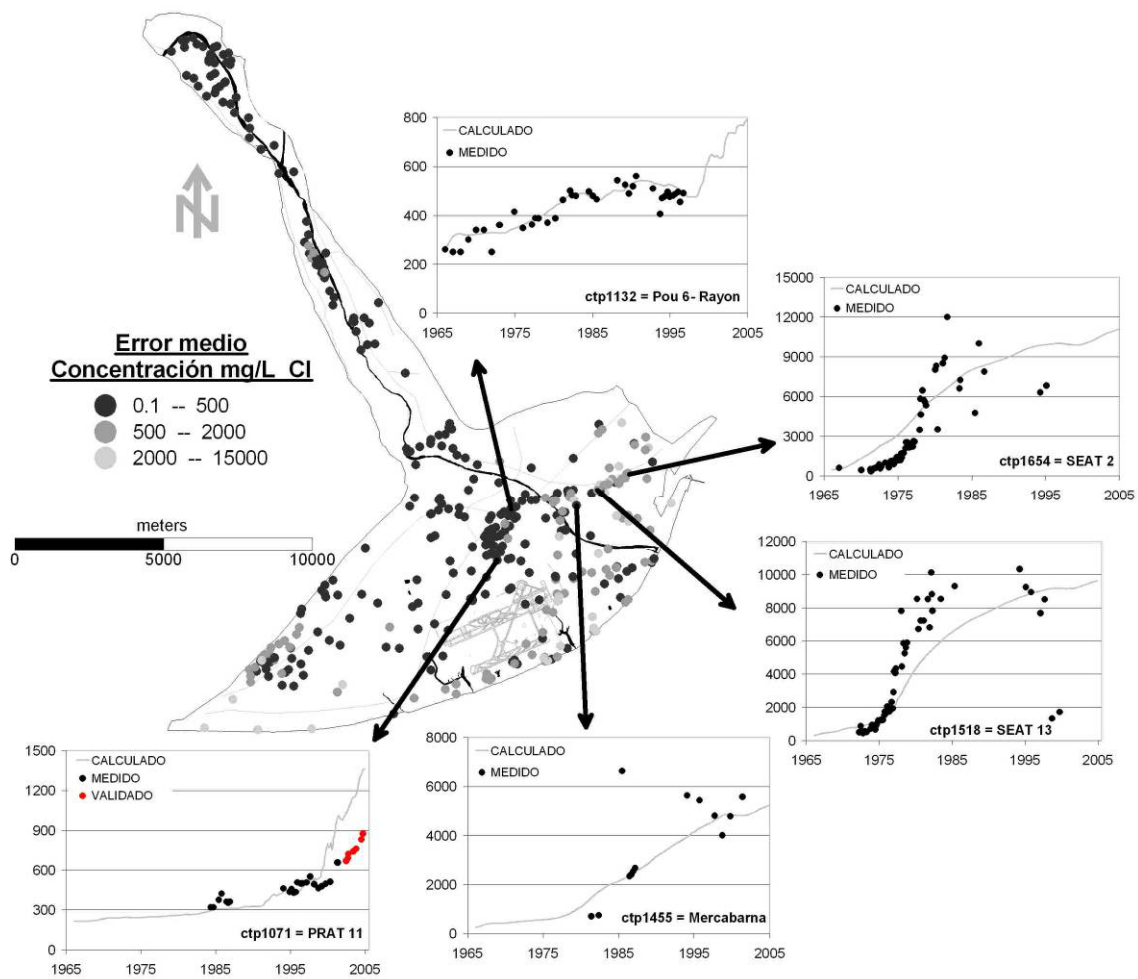


Figura 6.8.- Mapa del error medio entre las concentraciones medida y calculadas junto con las evoluciones calculadas y medidas en algunos pozos.

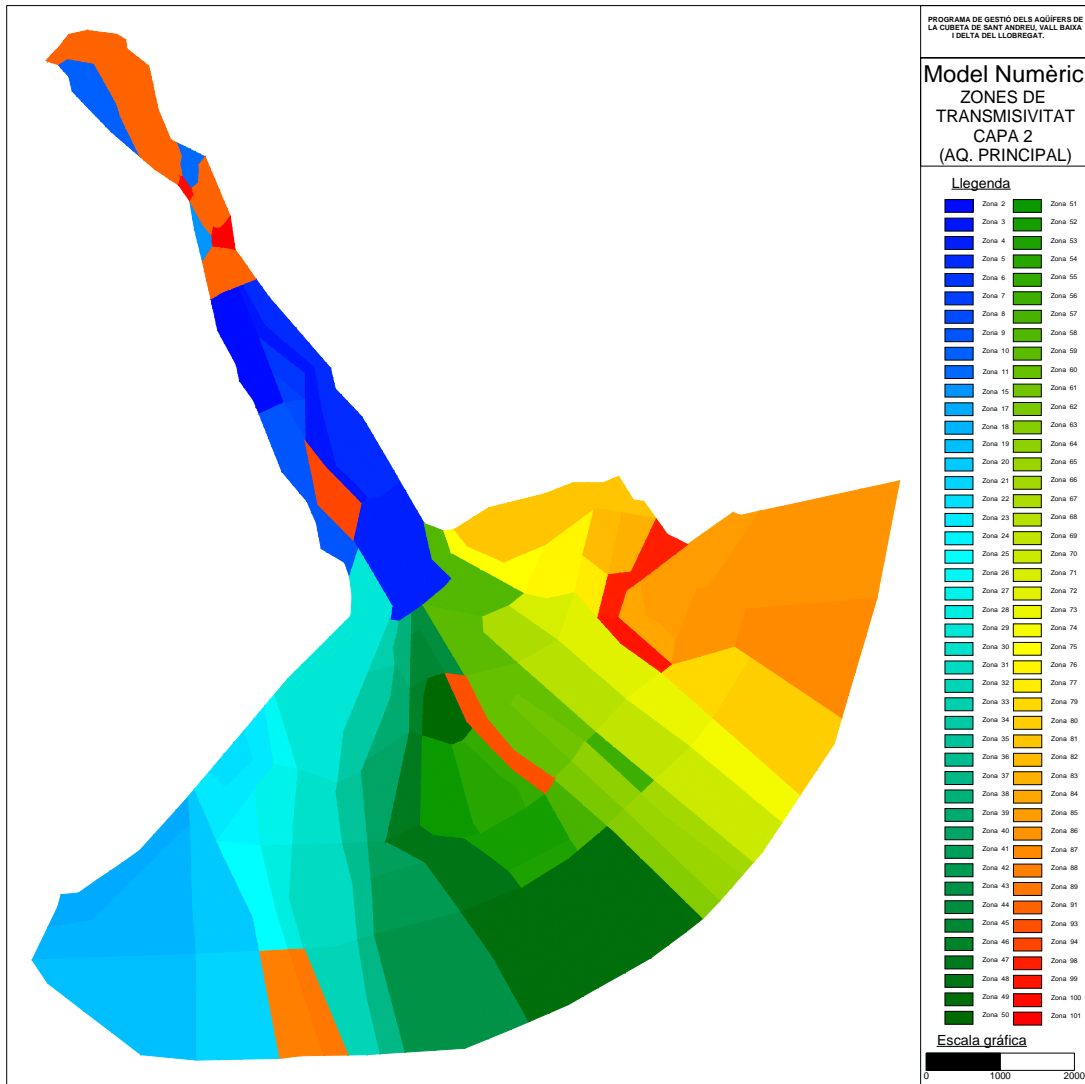


Figura 6.9.- Mapa de zonas de transmisividad en el acuífero Principal.

Otro de los aspectos importantes de la calibración es la coherencia en el balance de masas, es decir el balance de las entradas y salidas de agua en el conjunto del sistema y su variabilidad temporal.

En la Figura 6.10 se esquematiza el balance global obtenido por acuíferos con el caudal medio anual el periodo de estudio (1965 – 2004). De este balance se destacan las entradas por recarga, unos $15 \text{ hm}^3/\text{a}$ sólo en el acuífero superficial, y las entradas desde el río Llobregat en épocas de avenidas, unos $14 \text{ hm}^3/\text{a}$ entre la Cubeta de S. Andreu y la Vall Baixa. (Vázquez-Suñé et al, 2005b). Como salidas destacan las extracciones que se han realizado en todo el acuífero principal, unos $75 \text{ hm}^3/\text{a}$ de media. En gran medida la variación de almacenamiento de los acuíferos está muy condicionada a estos dos términos del balance.

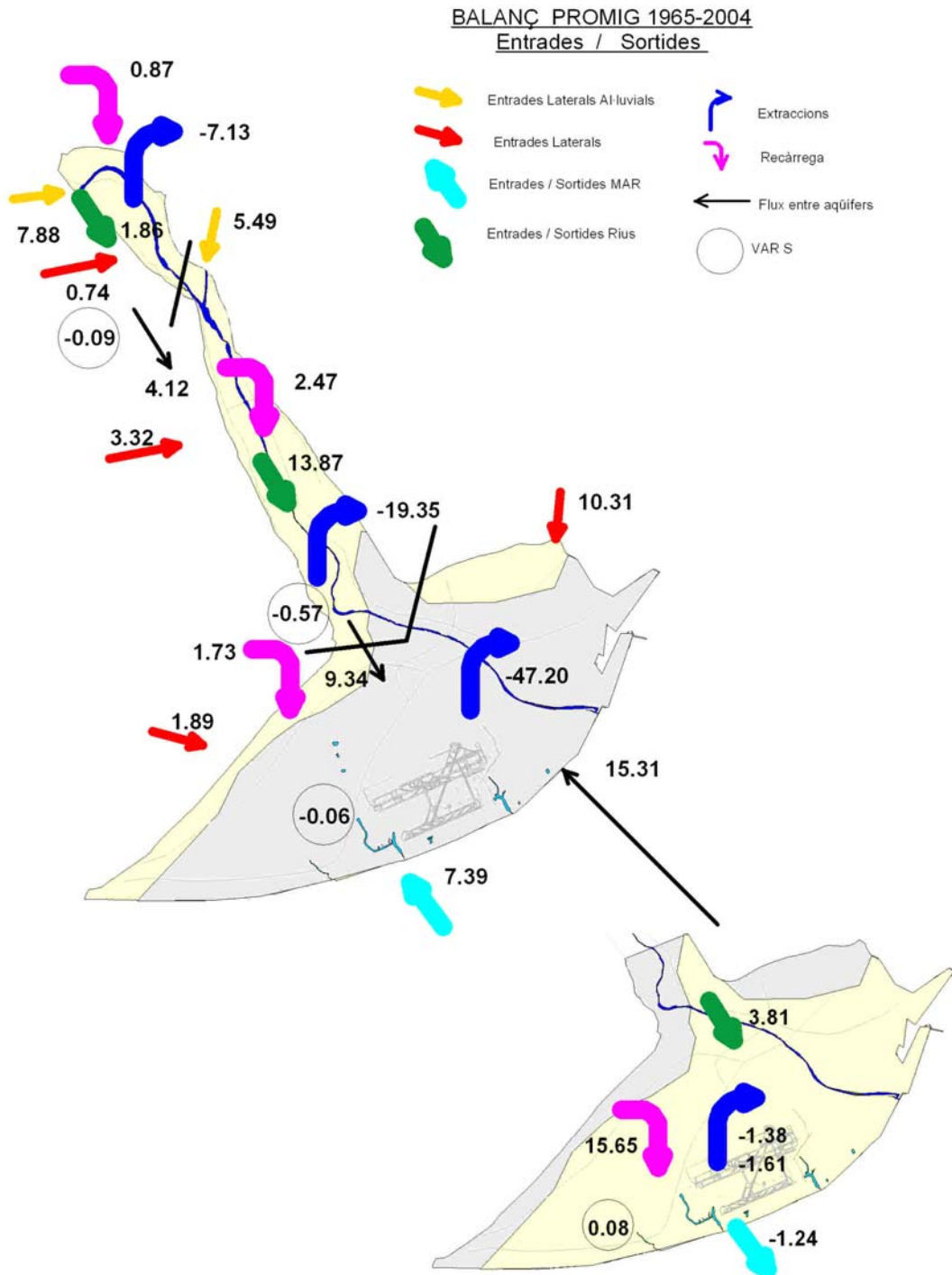
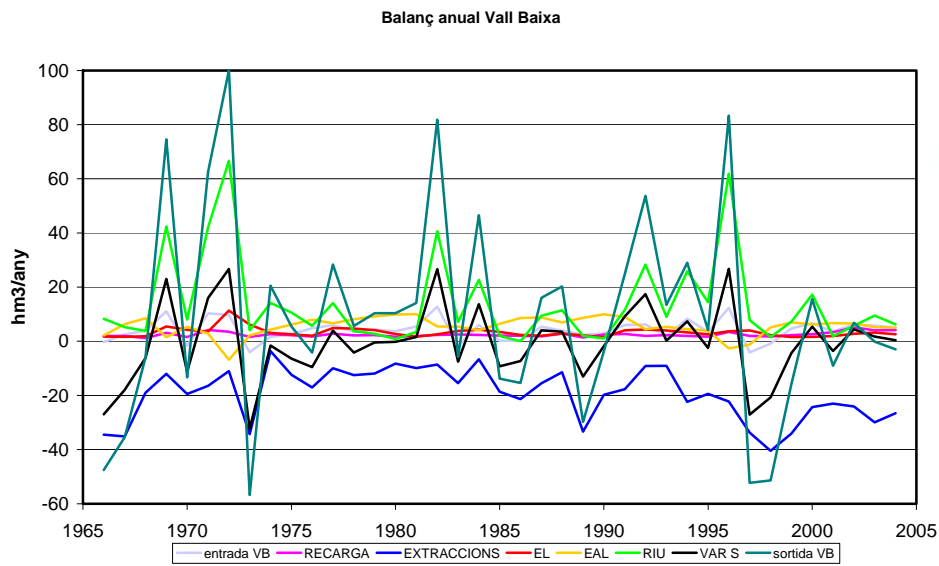
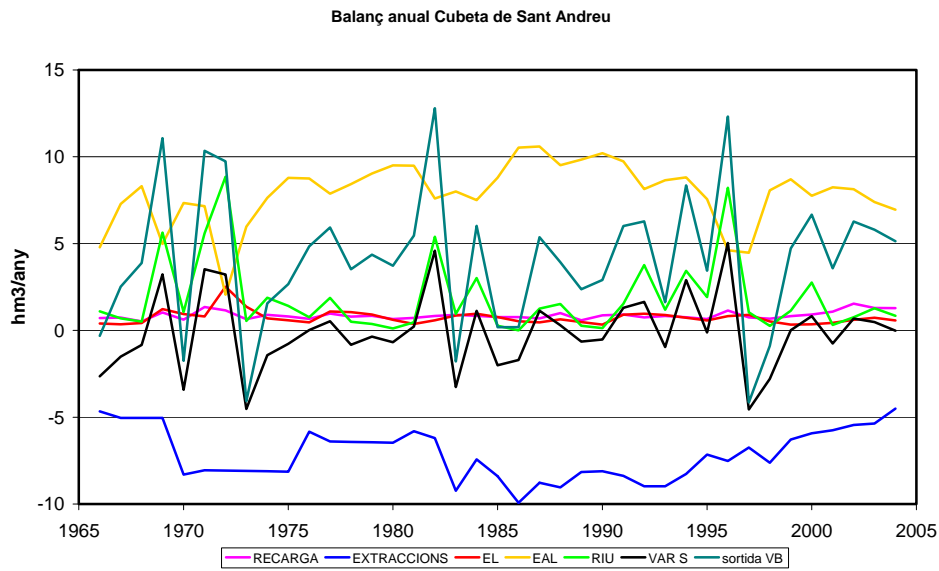


Figura 6.10.- Esquema del balance de masas global.

Normalmente entre la Vall Baixa y el Delta se produce un traspaso de agua en sentido Delta. Ha habido muchos periodos en los que el flujo se ha invertido debido a las extracciones de Vall Baixa i Delta. En el acuífero superficial del Delta las principales entradas de agua corresponden a la recarga superficial. Se establece un flujo desde el acuífero superficial al principal dadas sus diferencias hidràulicas. El acuífero superficial

siempre muestra una salida neta hacia el mar. En el Principal siempre hay entrada de agua de mar, más o menos intensa en función de la depresión piezométrica.



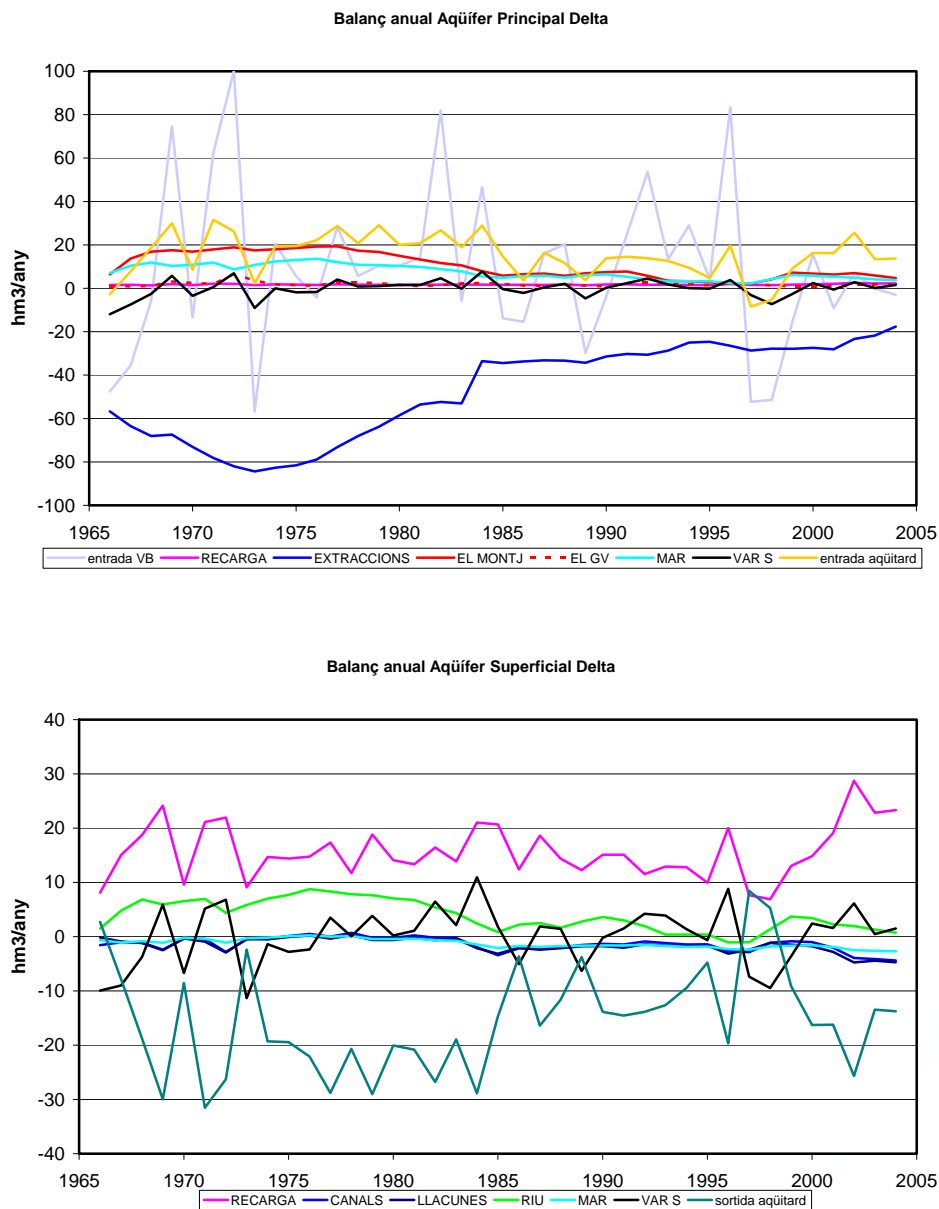


Figura 6.11 a, b, c y d.- Evolución temporal balance de masas global en el acuífero Principal. Un valor negativo indica salidas del sistema, mientras que un valor positivo indica entradas

Resulta de gran interés analizar la evolución temporal del sistema. En la Figura 6.11 se muestra la evolución temporal de los términos del balance en el acuífero principal donde se ve que las extracciones han sido muy importantes y han condicionado la evolución de los otros términos del balance, especialmente la variación en el almacenamiento (ΔS). Aún así la variación en el almacenamiento (ΔS) se ve en grande medida controlada por las aportaciones del río Llobregat en las épocas de avenidas.

Como consecuencia, estas avenidas representan unos de los términos más significativos de la recarga en este acuífero y viene a ser el contrapunto al efecto de las extracciones.

De hecho se puede determinar el efecto que las diversas avenidas han tenido sobre la recarga en los acuíferos. En la Figura 6.12 se han comparado los caudales de avenidas del río y el valor de la recarga que ha generado. Se compara el caudal diario máximo que se ha producido a lo largo de un mes (1 mes es la unidad temporal utilizada en la modelación) con la recarga generada. En la Figura 6.12 se ve esta relación donde, por ejemplo, los meses en que se han producido avenidas diarias del orden de $200 \text{ m}^3/\text{s}$ la recarga producida es de unos 5 hm^3 y por avenidas diarias de unos $600 \text{ m}^3/\text{s}$ la recarga producida es de entre 15 a 20 hm^3 .

Si utilizamos como variable el caudal medio diario a lo largo de un mes (hay una buena correlación entre el caudal máximo diario y el caudal medio diario, a lo largo de un mes) también se puede establecerse cual será la recarga que comportará. Por ejemplo por un caudal medio diario de $40 \text{ m}^3/\text{s}$, a lo largo de un mes, se produce una recarga de 5 hm^3 y por un caudal medio diario de $120 \text{ m}^3/\text{s}$ la recarga producida es de unos 17 hm^3 . Hará falta hacer un estudio más preciso (con tiempo de cálculo más pequeños) para acabar de establecerse de forma más precisa cual es la relación entre las avenidas y la recarga inducida que producen. Lo importante, pero, es reconocer este efecto y cuantificarlo.

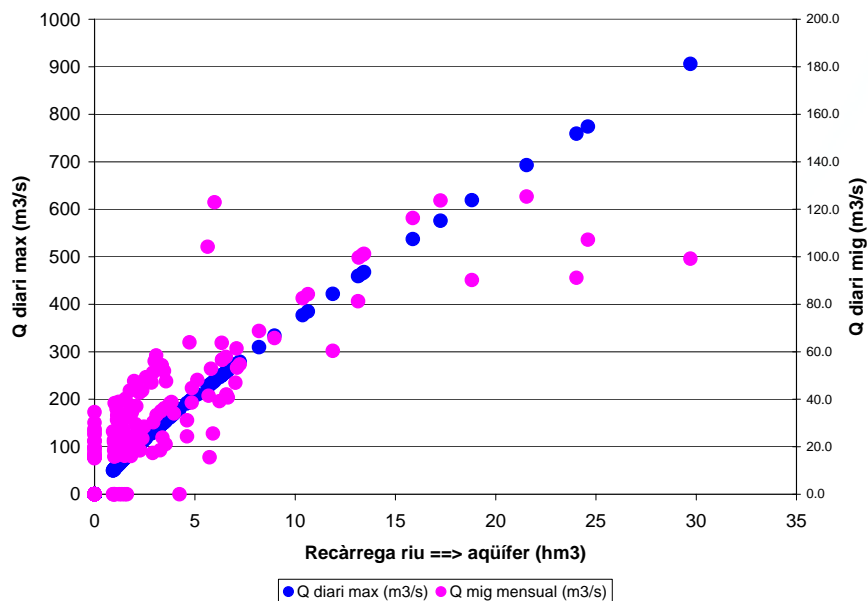


Figura 6.12.- Relación entre el efecto de las diversas avenidas sobre la recarga inducida en los acuíferos. Como se puede ver, la recarga estimada durante el mes de la avenida correlaciona con el caudal máximo (expresado como media durante el día de avenida). Esto refleja tanto el aumento de la superficie de infiltración (debido a la inundación) como el aumento de la permeabilidad en el lecho del río.

7.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

De los trabajos presentados en los capítulos anteriores pueden resumirse las siguientes conclusiones:

Respecto a la modelación inversa. Se han presentado las ecuaciones para la simulación de flujo acoplado con densidad variable. Se ha mostrado que, en caso de resolverse el problema inverso, resulta ventajoso hacerlo mediante el algoritmo de Newton Raphson. Este método se programado en un código, no presentado aquí, que está en fase de verificación.

Respecto a la geología del Delta, Se han empleado técnicas de sedimentología secuencial, que han conducido a un avance notable del conocimiento del acuífero principal, En particular, se han identificado un conjunto de paleocauces que actúan como vías preferentes de intrusión.

Respecto al estudio de la intrusión en tres dimensiones, se ha observado que, cuando el acuífero es delgado y el régimen estacionario, se produce una celda de convección subhorizontal. La importancia de esta celda depende de la pendiente lateral del acuífero. Cuando esta es baja, como en el Llobregat, apenas se produce. Cabe por tanto esperar que en condiciones naturales, sin bombeo, el acuífero profundo no tuviese salinidad.

La observación anterior, junto con la naturaleza confinada del acuífero principal del Delta del Llobregat han motivado un estudio específico para analizar bajo qué condiciones se puede estudiar la intrusión en dos dimensiones, sin tener en cuenta el efecto de la densidad. Se concluye que en general no es posible. Sin embargo, cuando la pendiente lateral es baja y, bajo condiciones de explotación, la simplificación es válida.

Por ello, los acuíferos del Delta se han simulado bajo la hipótesis de densidad constante. El modelo se calibró, con resultados muy buenos entre 1965 y 2001. Con el modelo así calibrado, se ha simulado el período 2001-04. Los resultados de la validación son aún mejores que los de la fase de calibración, lo que confirma la validez del modelo.

8.- REFERENCIAS

Abarca, E., J. Carrera, X. Sánchez-Vila (2005a), Quasi-horizontal circulation cells in seawater intrusion, *Water Resources Research* (enviado)

Abarca, E., E., Vázquez-Suñé, J. Carrera, B. Capino, D. Gámez, F. Batlle (2005b). Optimal design of measures to correct seawater intrusion. *Water Resources Research* (aceptado)

Assouline, S. y U. Shavit (2004). Effects of management policies, including artificial recharge, on salinization in a sloping aquifer: The Israeli Coastal Aquifer case, *Water Resources Research* 40: W04101, doi:10.1029/2003WR002290.

Bachu, S. (1995). Flow of variable density formation water in deep sloping aquifers: review of methods of representation with case studies, *Journal of Hydrology* 164: 19--38.

Bachu, S. y M. Karsten (2002). Flow of variable-density formation water in deep sloping aquifers: minimizing the error in representation and analysis when using hydraulic-head distributions, *Journal of Hydrology* 259: 49--65.

Bear, J. (1972), *Dynamics of Fluids in Porous Media*, 764 pp., Elsevier, New York.

Bear, J (1979), *Hydraulics of Groundwater*, 559 pp., McGraw-Hill, New York.

Benkabbour, B., E. A. Toto, et al. (2004). Using DC resistivity method to characterize the geometry and the salinity of the Plioquaternary consolidated coastal aquifer of the Mamora plain, Morocco, *Environ. Geol.* 45: 518--526, doi:10.1007/s00254-003-0906-y.

Cooper, H. H., Jr. (1964). A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer, U.S. Geological Survey.

Diersch H.-J.G., (2002) FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system - User's Manual/ Reference Manual/ White Paper. Release 5.0. WASY Ltd, Berlin.

Diersch, H.-J.G. y Kolditz, O.,(2002) Variable-density flow and transport in porous media: approaches and challenges, *Adv. Water Res.* 25, 899-944.

Dorgarten, H. W. and C. f. Tsang (1991). Modelling the density-driven flow movement of liquid wastes in deep sloping aquifers, *Groundwater* 29(5): 655--662.

Fein E. y Schneider A., (1999) d3f - Ein Programmpaket zur Modellierung von Dichteströmungen. Gesellschaft für Anlagen - und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Braunschweig.

Flores-Marquez, E. L., J. O. Campos-Enriquez, et al. (1998).. Saltwater intrusion of the Costa de Hermosillo aquifer, Sonora, Mexico: A numerical simulation. *Geofísica-Internacional* 37(3): 131--151.

Ghyben, B. W. (1889). Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij Amsterdam, The Hague. K. Inst. Ing. Tydschrift, pp 8--22.

Gorelick, S. M., C. I. Voss, et al. (1984). Aquifer reclamation design - The use of contaminant transport simulation combined with nonlinear-programming, *Water Resources Research* 20(4): 415--427.

Herzberg, A. (1901). Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder, *Jour Gasbeleuchtung und Wasserversorgung* 44: 815--819, 842--844.

Lahm, T. D., E. S. Bair, et al. (1998). The role of salinity-derived variable-density fluid flow in the displacement of brine from shallow, regionally extensive aquifers, *Water Resources Research* 34(6): 1469--1480.

Maldonado et al., (1986). Memoria y hoja 41-42 (Tortosa-Tarragona) del Mapa geológico de la Plataforma Continental española y zonas adyacentes, Madrid.

Maldonado et al., (1989). Memoria y hoja 35-42I (Barcelona) del Mapa geológico de la Plataforma Continental española y zonas adyacentes. Madrid.

Malkovsky, V.I., Pek, A.A. y Tsang, C.F. (2002). Dynamic stabilization of heat-generating liquid waste plume in a sloping aquifer, *Journal of Hydrology*, 258, 69-82

Marqués, M.A. (1984). Les formacions quaternàries del delta del Llobregat. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona. Tesis doctoral.

Rangel-Medina, M., R. Monreal-Saavedra, et al. (2003). Caracterización geoquímica e isotópica del agua subterránea y determinación de la migración de la intrusión marina en el acuífero de la Costa de Hermosillo, Sonora, México. Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: Países mediterráneos, Madrid, IGME.

Simó, J.A., D. Gàmex, J.M. Salvany, E. Vázquez-Suñé, J. Carrera, A. Barnolas y F.J. Alcalá, 2005. Arquitectura de facies de los deltas cuaternarios del río Llobregat, Barcelona, España. *Geogaceta*, 38 pp 171-174

Vàzquez-Suñé, E., E. Abarca, J. Carrera, B. Capino, D. Gámez, M. Pool, J.A., Simó, F. Batlle, J.M., Niñerola, J. Ibáñez (2005a). Groundwater modelling as a tool for the European water framework directive (WFD) application: The Llobregat case. *Physics and Chemistry of the Earth* (aceptado)

Vàzquez-Suñé, E., B. Capino, E. Abarca, J. Carrera (2005b). Estimation of floods recharge in disconnected stream-aquifer systems. Application to the Baix Llobregat aquifers, Barcelona, Spain. *Groundwater* (enviado).

Voss, C. I. y A. M. Provost (2002). SUTRA, A model for saturated-unsaturated variable-density ground-water flow with solute or energy transport, U.S. Geological Survey.