

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
ESCOLA TÈCNICA SUPERIOR D'ENGINYERS DE CAMINS, CANALS I
PORTS DE BARCELONA
DEPARTAMENT D'ENGINYERIA DEL TERRENY, CARTOGRÀFICA I
GEOFÍSICA

TESIS DOCTORAL

RECARGA A LOS ACUÍFEROS ESPAÑOLES MEDIANTE
BALANCE HIDROGEOQUÍMICO

MEMORIA

AUTOR: FRANCISCO JAVIER ALCALÁ GARCÍA
DIRECTOR: EMILIO CUSTODIO GIMENA

2005

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
ESCOLA TÈCNICA SUPERIOR D'ENGINYERS DE CAMINS, CANALS I PORTS
DE BARCELONA
DEPARTAMENT D'ENGINYERIA DEL TERRENY, CARTOGRÀFICA I
GEOFÍSICA

**RECARGA A LOS ACUÍFEROS ESPAÑOLES MEDIANTE
BALANCE HIDROGEOQUÍMICO**

Tesis Doctoral presentada por D. Francisco Javier Alcalá García, en satisfacción de los requisitos para optar al grado de Doctor, bajo la dirección del Dr. D. Emilio Custodio Gimena, Profesor del Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica de la Universitat Politècnica de Catalunya.

El director:

El doctorando:

Fdo.: Dr. Emilio Custodio Gimena

Fdo.: Francisco Javier Alcalá García

MEMORIA

Barcelona, Septiembre de 2005

Emilio Custodio Gimena, Catedrático del Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica de la Universitat Politècnica de Catalunya,

AUTORIZA a Francisco Javier Alcalá García, Licenciado en Ciencias Geológicas, para la presentación del trabajo que con título RECARGA A LOS ACUÍFEROS ESPAÑOLES MEDIANTE BALANCE HIDROGEOQUÍMICO, ha realizado bajo su dirección como Tesis para optar al grado de Doctor por la Universitat Politècnica de Catalunya.

Para que conste a los efectos oportunos, en cumplimiento de la legislación vigente, da su conformidad para la presentación de la referida Tesis en la Universitat Politècnica de Catalunya.

Barcelona, 30 de septiembre de 2005

Fdo.: Dr. Emilio Custodio Gimena

A mis padres, a mis hermanos, a Cristina.

RESUMEN

Esta tesis doctoral sienta las bases para calcular la recarga por la lluvia a los acuíferos por balance del ión cloruro (CMB). Para ello se ha investigado el aporte atmosférico para llegar a la estimación y la discusión de su valor distribuido a escala de todo el territorio español. Este trabajo aporta un valor de la tasa de recarga por la lluvia esperable en un lugar, no el volumen almacenado, ya que este concepto depende del tiempo medio de residencia del agua subterránea, que no se ha estudiado al no ser objeto de este trabajo. En régimen estacionario, el agua subterránea freática recibe un flujo másico de Cl igual al aporte por la lluvia, después de restar el flujo que escapa por escorrentía directa. Los cálculos se establecen para un periodo de tiempo suficientemente amplio donde no influyan los efectos de periodos vecinos. La caracterización de las variables del CMB es una contribución principal de este trabajo.

La tasa media de deposición total de Cl en el centro peninsular está entre 0,2 y 0,5 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, mientras que en las zonas costeras del Atlántico y del Mediterráneo varía respectivamente entre 1 y 30 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ y 1 y 15 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, con un fuerte gradiente en las zonas próximas a la costa que vale tentativamente entre 0,1 y 1 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$. Similar circunstancia se produce en las áreas insulares. El coeficiente de variación de la tasa de deposición total de Cl aumenta desde las zonas costeras hacia el interior peninsular y con el aumento de la cota topográfica, pasando de $\sim 0,10$ - $0,20$ en la franja costera a más de 0,40 en el interior. Este comportamiento se reproduce en los territorios insulares. En la península se produce una disminución del coeficiente de variación de $\sim 0,50$ a $\sim 0,10$ desde la costa NW hacia el interior; los valores vuelven a aumentar desde los relieves montañosos del centro peninsular hacia el SE en $\sim 0,40$ o más.

El uso de trazadores y ciertos criterios hidroquímicos de selección de muestras han asegurado que el contenido en Cl del agua de recarga no afectada en su salinidad natural deriva esencialmente del aerosol marino. La relación molar $R = \text{Cl}/\text{Br}$ en aguas de lluvia y de recarga es similar en un mismo lugar, siendo de ~ 650 en zonas costeras (similar al valor marino), de 300-500 en zonas de interior, de 200-500 en zonas a cota elevada, e inferiores al valor marino en zonas costeras con contaminación urbana. El uso de R permite descartar muestras con cantidades de Cl de origen no atmosférico. El contenido en Cl del agua de recarga es de 10 a 50 mg/L en la zona costera atlántica y de 25 a 100 mg/L en la zona costera mediterránea. En el interior peninsular se miden contenidos habituales en Cl de entre 5 y 20 mg/L, e inferiores a 1 mg/L en la zona de cumbres de los principales sistemas montañosos. Los gradientes tentativos de contenido en Cl del agua de recarga (en $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) son de 0,2 a 1 en zonas costeras. La situación en ambos archipiélagos es similar, aunque con mayores contenidos en Cl y mayores gradientes territoriales. El coeficiente de variación del contenido en Cl es de 0,05-0,25 en las zonas costeras peninsulares para periodos de observación de 5 años o superiores. CV oscila entre 0,15 y 0,55 en el interior peninsular. En los archipiélagos, el CV varía entre 0,10 y 0,20 en las zonas costeras de todas las islas y entre 0,10 y 0,40 en las islas de menor relieve; es algo menor en las islas Baleares.

El flujo de Cl por la escorrentía directa, A_E , oscila entre 2 y 8 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ en zonas costeras, y entre 0,02 a 0,05 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ en zonas de interior. CV_{A_E} varía entre 0,10 y 0,30 en zonas costeras, y entre 0,40 y 1 en el interior. El gradiente tentativo de disminución en la costa varía entre 0,05 y 0,20 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$, y es de $\sim 0,01$ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ en el

interior. En las zonas insulares de mayor relieve existe un claro componente radial de disminución de A_E desde la costa hacia el interior, con gradientes de $\sim 0,5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ y CV_{A_E} próximos a 1. A_E suele ser la mitad o un orden de magnitud inferior a la tasa de deposición total de Cl obtenida en iguales puntos geográficos.

Las variables del CMB son características de un lugar y se pueden regionalizar espacialmente aplicando métodos de interpolación espacial: krigado ordinario (KO) e inverso de la distancia (ID). Se ha utilizado una malla regular de 5113 celdas de 10 km de tamaño que cubre todo el territorio español. En cada nodo se ha interpolado un valor medio y un valor de coeficiente de variación de cada variable para obtener en ese nodo un valor de recarga media anual y un valor de su variabilidad natural. Se ha calculado el error de estimación espacial de las variables de entrada, pero no como éste se propaga cuando se aplica el modelo numérico de cálculo, en este caso la ecuación del CMB.

Los datos de las variables del CMB se han ajustado mediante semivariogramas teóricos de tipo esférico, asumiendo un efecto pepita despreciable. Los valores medios de las variables se estabilizan entre 88 y 120 km; cifras similares a las obtenidas para otras variables hidrológicas estimadas a escala de todo el territorio español para periodos plurianuales. Esta similitud de rangos confirma que se han identificado de forma adecuada los rasgos principales de distribución espacial, al menos en su orden de magnitud. Los coeficientes de variación se estabilizan entre 11 y 70 km. La varianza de estimación del contenido en Cl del agua de recarga es la mitad o algo inferior al valor medio estimado en zonas de interior y costeras. La varianza de estimación de las otras dos variables del CMB es similar o mayor al valor medio estimado en zonas costeras y de interior. Ambos métodos sobrestiman los valores bajos y subestiman ligeramente los valores altos medidos de todas las variables. La magnitud del sesgo es baja o moderada para el contenido en Cl del agua de recarga y moderada o alta para las demás variables.

Ambos métodos dan un rango de recarga media anual al terreno de entre 1 y 800 $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Ambos métodos estiman de igual forma rangos de recarga entre 100 y 300 $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ y superiores. Los valores inferiores a 100 $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ están mejor estimados por el ID. Los mayores porcentajes de recarga son de $\sim 60 \%$ de la pluviometría, con valores aislados del 80 %, y se producen en zonas carbonatadas peninsulares. Los porcentajes más bajos se miden en terrenos detríticos, en zonas semiáridas peninsulares e insulares y en ciertas zonas de interior donde afloran materiales cristalinos. Se miden valores mínimos ocasionales de $\sim 1 \%$. El coeficiente de variación de la recarga oscila para el ID entre 0,15 y 1,7, y para el KO entre 0,2 y 1,7. Se recomienda usar el mapa de recarga media y de su coeficiente de variación obtenido mediante ID.

La alta variabilidad espacial y temporal de las variables hace que la recarga calculada mediante el CMB resulte incierta en la franja costera, siendo baja su variabilidad interanual y alta su variabilidad espacial. La evaluación de la recarga en el interior peninsular es habitualmente mejor; los coeficientes de variación son mayores que en la costa pero más homogéneos espacialmente. La estimación de la recarga al terreno, sea éste acuífero o no, mediante el CMB usando métodos geoestadísticos de interpolación espacial de datos puede considerarse satisfactoria en la mayor parte del territorio español; es algo deficiente en zonas de alta variación orográfica y zonas costeras con pocos datos disponibles, y bastante acertada en aquellas zonas con escaso control orográfico, lejos de la costa y con datos iniciales disponibles.

Palabras Clave: recarga al terreno, balance de cloruro, interpolación espacial, España

ABSTRACT

This doctoral thesis establishes the bases for calculating the recharge by the rainfall to the aquifers through the ion chloride mass balance method (CMB). The study of the deposition rate of Cl allows estimating and discussing the distributed recharge to the land in Spain. This work provides the expectable value of recharge rate by the rainfall in a site, not the water volume stored. This last concept depends of average residence time of groundwater, which has not been studied and which is not a subject of this work. In steady-state condition, the water-table receives a mass flow of Cl equal to rainfall contribution, after subtracting the Cl flow in runoff. Calculations are for a period of time large enough to avoid the influence of adjacent periods. The characterization of the variables of the CMB is a main contribution of this work.

The mean value of Cl bulk deposition rate in the center of the Peninsula oscillates between 0.2 and 0.5 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$, whereas in the Atlantic and Mediterranean coastal zones it varies respectively between 1 and 30 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ and 1 and 15 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$. Tentative gradients between 0.1 and 1 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ are estimated from the coast to the center. Similar circumstances are observed in islands, although with higher average values and gradients. The coefficient of variation of CL bulk deposition rate increases from the coastal zones inland, passing from ~ 0.10 - 0.20 in the coastal fringe to more than 0.40 in the interior; it also increases with higher altitude. This behavior is reproduced in island territories. In the peninsula a decrease of the coefficient of variation of ~ 0.50 to ~ 0.10 from the NW coastal zone towards the interior is also observed; the values of ~ 0.40 or more measured in the mountainous reliefs of the center increase towards the SE.

Tracers and certain hydrochemical criteria have been used for the sample selection in order to assure that the fresh water content derives essentially from the marine aerosol and that its natural salinity has not been affected. The molar ratio $R = \text{Cl}/\text{Br}$ in rain water and ion fresh water is similar in a same place, being of ~ 650 in coastal zones (close to the marine value), of 300-500 in inland areas, of 200-500 in summit areas, and less than the marine value in coastal zones affected by urban pollution. The use of R allows discarding samples with a non atmospheric origin of Cl. The Cl contents of fresh water varies between 10 and 50 mg/L, and 25 and 100 mg/L in the Atlantic and Mediterranean coastal zones, respectively. Cl contents between 5 and 20 mg/L are measured in the center of the Peninsula, and usually they are less than 1 in high areas of the main mountain ranges. Tentative gradients (in $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) between 0.2 and 1 are estimated in coastal zones. The situation is similar in both archipelagos, although with greater Cl contents and greater territorial gradients. The coefficient of variation of the CL fresh water content is 0.05-0.25 in coastal zones for sampling periods of 5 years or more. CV oscillates between 0.15 and 0.55 in inland areas. CV varies between 0.10 and 0.20 in all island coastal zones, and between 0.10 and 0.40 in the relatively low relief of the Canary islands; it is somewhat smaller in the Balearic islands.

The Cl flow in runoff, A_E , oscillates between 2 and 8 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ in coastal zones, and between 0.02 and 0.05 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ in the center of the Peninsula. CV_{AE} varies between 0.10 and 0.30 in coastal zones, and between 0.40 and 1 in inland areas. Tentative gradients between 0.05 and 0.20 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ are estimated in coastal zones, and decrease to ~ 0.01 in the interior. In the insular areas of great relief there is a clear radial component of A_E , that decrease from the coast towards the interior, with tentative

gradients of $\sim 0.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ and CV_{AE} close to 1. A_{E} is usually half or an order of magnitude less than the bulk deposition rate of Cl measured in the same geographical place.

The variables of the CMB are characteristic of a given site and thus their spatial distribution can be interpolated applying methods of spatial interpolation: ordinary kriging (OK) and inverse of the distance (ID) methods. A regular network of 5113 cells of 10 km covering all the Spanish territory has been used. In every node the mean value and the coefficient of variation of each variable have been interpolated to obtain in that node the mean value of recharge and its natural variability. The spatial estimation error of the input variables has been calculated, but not how this propagates when the numerical model of calculation is applied, in this case the equation of the CMB.

The data of the variables of the CMB have been adjusted through theoretical, spherical type semi-variograms, assuming a negligible nugget effect. The variable range stabilizes between 88 and 120 km; these values are similar to the ones obtained for other hydrological variables estimated for all the Spanish territory for pluriannual periods. This range similarity confirms that the main spatial distribution features have been identified adequately, at least in its order of magnitude. The coefficients of variation stabilize between 11 and 70 km. The variance of estimation of fresh water Cl content is half the mean value estimated in inland and coastal areas or less. The variance of estimation of the other two variables of the CMB is similar or greater than the mean value estimated in coastal and inland zones. Both methods overestimate the low values and underestimate slightly the high values measured for all the variables; their bias is low to moderate for the fresh water Cl content and moderate to high for the other variables.

Both methods give a range of annual mean recharge to the land between 1 and 800 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Both methods obtain similar results for the recharge range, between 100 and 300 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ or higher. The values less than 100 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ are better estimated for the ID. The higher rainfall recharge percentages are around 60%, with isolated values of 80%, and take place in peninsular carbonate areas. The lowest percentages are measured in some sedimentary formations, in peninsular and insular semiarid areas, and in certain inland areas where crystalline materials occur. Occasional minimum values of $\sim 1\%$ are measured. The recharge coefficient of variation for the ID oscillates between 0.15 and 1.7, and for the OK between 0.2 and 1.7. It is recommended to use the mean recharge and its coefficient of variation obtained through ID.

The high spatial and temporal variability of the variables makes the CMB calculated recharge uncertain in the coastal fringe, decreasing its interannual variability and increasing its space variability. Recharge evaluation in the center of the peninsula is more accurate; the coefficients of variation are greater than in the coast but more homogeneous spatially. The estimation of recharge to the land, where an aquifer may exist or not, by means of CMB and using geostatistical methods for spatial data interpolation can be considered satisfactory in most of the Spanish territory; it is something deficient in areas of high topographical variation and coastal zones with scarce data, and quite accurate in those areas with little topographical control, far from the coast and where initial data is available.

Key Words: recharge to the land, chloride balance, spatial interpolation, Spain

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero mostrar mi profundo agradecimiento al Dr. Emilio Custodio Gimena, director de esta Tesis, por la confianza que me ha transmitido para realizar este trabajo, aportándome la voluntad constante necesaria para comprender inicialmente y desarrollar posteriormente los objetivos marcados. Siempre ha mostrado la cercanía y disponibilidad necesaria para encontrar un momento en el que conversar sobre los avances alcanzados y el trabajo a realizar. Ha sido para mí el mejor ejemplo a seguir, guiándome en los primeros pasos, sugiriéndome siempre con ejemplos concretos y aconsejándome con argumentos para iniciarme en el camino de la investigación de la Ciencia de la Hidrogeología. Quiero agradecerle todo el tiempo que invirtió para mejorar mi estilo de redacción, poner a mi alcance toda aquella documentación tan valiosa y tan necesaria, y facilitarme el acceso a personas e instituciones que me han ayudado en la realización de esta Tesis. Los momentos difíciles en lo personal y en lo académico también han existido e igualmente sus consejos me han valido para superarlos. Le doy mis más sinceros agradecimientos.

Quiero agradecer a la CICYT (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología) la dotación económica del proyecto de investigación HID 1999-0205: "Análisis de recarga a los acuíferos españoles a través del balance hidrogeoquímico y aplicación de componentes menores e isotópicos ambientales para caracterizarlo", cuyo responsable es el Dr. Emilio Custodio Gimena, y en el cual se encuadra el presente trabajo de investigación. Este trabajo ha estado cofinanciado y dotado por el IGME, con la colaboración del DIT de la UPC (Departamento de Ingeniería del Terreno de la ETS de Ing. de Caminos, C. y P. de la Universidad Politécnica de Cataluña).

Muestreo mi agradecimiento al IGME (Instituto Geológico y Minero de España), Ministerio de Educación y Ciencia (antes de Ciencia y Tecnología), por la concesión de una Beca Doctoral desde 2001 a 2004 y las ayudas recibidas para asistir a reuniones científicas.

El agradecimiento al IGME va más allá del propio a una institución pública y quisiera personalizarlo en aquellos técnicos y científicos que han colaborado desinteresadamente en este trabajo; su esfuerzo e interés en algunos casos ha sido encomiable. Son muchas las personas adscritas a la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME a las que agradezco su colaboración. Comienzo por su Director, el Dr. Juan Antonio López Geta, cuya voluntad para gestionar algunas de las necesidades concretas de este trabajo merece un agradecimiento especial. A la Sra. Amalia de Mera, responsable de la gestión de Sistemas de Información Geográfica, por facilitar toda aquella información planimétrica digital necesaria para el desarrollo de este trabajo; su interés a posteriori sobre la marcha del trabajo ha sido de agradecer. A la Sra.

Loreto Fernández y al Dr. Luis Moreno les agradezco la transcripción de todo aquel conocimiento alcanzado antes del inicio de este trabajo. Sus sugerencias sobre aspectos administrativos y de gestión de datos han sido muy valiosos para mí, más aun cuando se inicia una andadura de este tipo. Quiero agradecer a la Sra. Juana Baeza, responsable de la gestión de la base de datos hidroquímicos, su predisposición a facilitar todos aquellos análisis químicos de muestras de aguas subterráneas solicitadas para el desarrollo de este trabajo. Quiero mostrar mi reconocimiento al Laboratorio de Aguas del IGME por su continuado interés y dedicación en los aspectos analíticos, y por su disposición en todo instante a mantener aquellas charlas necesarias para el avance correcto de los resultados; el agradecimiento lo personalizo en las Sras. M^a del Pilar de la Fuente e Itziar Vázquez. A los Sres. Vicente Gabaldón y Argimiro Huerga por sus continuos consejos y por su voluntad expresada de conocer en todo instante el estado de avance del trabajo y solucionar los problemas ocasionales que surgían. Deseo agradecer al personal administrativo adscrito a Dirección General, Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas y Personal del IGME su continua amabilidad en la explicación de las normas y su eficacia en la gestión de documentación y trámites; especialmente a Elisa, Marisol, María Consuelo, Mercedes, etc.

Son muchos los técnicos de las Oficinas de Proyectos del IGME que han colaborado en este trabajo, implicándose en diferente cuantía y realizando tareas diversas que van desde la gestión y organización de datos, colaboración en los muestreos de la red de pluviómetros no permanentes instalada por el IGME, etc. Siempre encontraron el hueco necesario dentro de sus muchas ocupaciones diarias para su colaboración desinteresada, dando consejos útiles y mostrando siempre amabilidad. Aunque mi deseo es no olvidar a ninguno, y en caso de ser así pido disculpas, agradezco la colaboración de Javier Lambán, Juan Carlos Rubio, Juan Grima, Luis Araguás (actualmente en excedencia en el OIEA, Viena), Patricia Domínguez, M^a Ángeles Fernández, Víctor del Barrio, Carlos Mediavilla, Francisco Arquer, Antonio Azcón, Marc Martínez, Ángel Ferrero, José Montero, Emilio La Moneda, Felipe Roque, Rosa María Mateos, etc.

Deseo agradecer al Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica de la Universidad Politécnica de Cataluña el soporte material, de espacio físico y científico que me ha facilitado para el desarrollo de este trabajo. Este agradecimiento lo personalizo en todas aquellas personas con las que he convivido durante los últimos cuatro años y que desde el principio me brindaron su amistad en lo personal y en lo académico. Agradezco la colaboración y los consejos de algunos profesores que me han ayudado a solventar aquellos problemas ocasionales que mi falta de experiencia los hacían ver como muros infranqueables, especialmente a Jesús Carrera, Agustín Medina, Xavier Sánchez, Enric Vázquez, Lucila Candela y Marisol Manzano (actualmente en la Univ. Politécnica de Cartagena). A mis compañeros de doctorado del

Departamento, algunos de ellos ya doctores, con los que he compartido multitud de horas de trabajo, intercambiado impresiones, datos y voluntades de superación; la amistad en algunos casos ha trascendido fuera de las paredes del Departamento. Gracias a Eurne Lozano, Felipe Delgado, Leonardo Almagro, Jorge Jódar, Hipólita Ramajo, Maite Colomines, Andrés Alcolea, José Bolzicco, Juan Hidalgo, Elena Abarca, Amaranta Marcuello, Virginia Robles, María Pool, Mónica Ondiviela, Alexandre Nogués, etc. Un agradecimiento muy especial se merece el personal administrativo del Departamento, concretamente Teresa García y Silvia Aranda, y en especial Jordi Sánchez por su amistad, por su incansable amabilidad, buen humor y su predisposición incondicional a colaborar en todas aquellas tareas que fueran necesarias.

Agradezco a Margarida Valverde, de la FCIHS (Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea), su continua gentileza para gestionar documentación consultada para realizar este trabajo y la agilización de trámites durante mi participación en el 36 Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Agradezco al Dr. Antoni Gurguí su dedicación como director de mi trabajo práctico, y especialmente al Sr. Eduard Batista, director del Curso, su calidad humana y profesional. La amistad alcanzada con algunos de mis compañeros del Curso ha superado los límites de éste, como sucede con Albert Antón.

Muestro mi agradecimiento al personal de la Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente, especialmente a su director el Sr. Germán Glaría Galcelán y a los técnicos Natalia Alonso, Juan Martínez y Alberto González, por facilitar todos aquellos datos de precipitación y componentes químicos de las estaciones pluviométricas de la Red Española de Vigilancia Ambiental, incluidas en la red EMEP. Agradezco al Sr. Javier Mantero del Instituto Nacional de Meteorología del Ministerio de Medio Ambiente las aclaraciones pertinentes y precisas sobre la gestión de datos pluviométricos y de composición química de las estaciones pluviométricas que gestiona este organismo.

Agradezco al Sr. Manuel Menéndez y al Sr. Javier Álvarez del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX la aportación de toda aquella información planimétrica en formato digital necesaria para realizar este trabajo. Algunos datos incluidos en el Libro Blanco del Agua, preparado por el Ministerio de Medio Ambiente, han sido cruciales para el desarrollo de este trabajo. Agradezco especialmente al Sr. Álvarez las largas conversaciones telefónicas que mantuvimos para aclarar el uso correcto de esta información.

Son múltiples las instituciones empresariales o de investigación que han colaborado en mayor o menor medida en la generación y gestión de datos, muestreos, etc. mejorando su estado final. Deseo que estas líneas recojan al máximo número de personas y, como dije anteriormente, pido disculpas en el caso de olvidar por descuido a alguien. Agradezco especialmente la colaboración, predisposición, esfuerzo, ánimos, consejos y en general la amistad

de M^a del Carmen Cabrera y Fina Muñoz (Univ. de Las Palmas de Gran Canaria), M^a Elvira Hernández (Univ. Complutense de Madrid), Christian Herrera (Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile), Andreu Galofré, Carlos Loaso y Manel Pascual (Agència Catalana de l'Aigua), Albert Soler, Neus Otero, Susana Bernal y María Sala (Univ. de Barcelona), Andrés Alasyuey, Xavier Querol, Francesc Gallart y Andrea Butturini (Institut Jaume Almera, CSIC, Barcelona), Ane Zabaleta (Univ. del País Vasco), M^a Teresa Condesso de Melo (Univ. de Aveiro, Portugal), Leonard Matia y Jordi Martín (Laboratorios de AGBAR, Barcelona), Miguel Ángel García Vera (Confederación Hidrográfica del Ebro), Antonio Pulido Bosch, José Montero y Antonio Zapata (Univ. de Almería), Bartolomé Andreo e Iñaki Vadillo (Univ. de Málaga), Kira Hontoria (Univ. Politécnica de Madrid), Karl Vanderlinden (Univ. de Córdoba), José Benavente (IAA, Univ. de Granada), Miguel Rodríguez (Univ. Pablo de Olavide, Sevilla), etc. Queden agradecidas igualmente todas aquellas personas que me han prestado su ayuda y que no han sido nombradas por descuido y no por olvido. A todos ellos gracias.

Guardo este párrafo para agradecer a Cristina Creus, mi pareja, su cariño y su sonrisa diaria, su ánimo cuando en los momentos difíciles andaban bajas las defensas, su comprensión por tantas tardes que he pasado delante del ordenador y por el resto de cosas que hacen que una persona sea tan especial.

A mis padres y hermanos, que incondicionalmente siempre me han ayudado en lo moral y en lo físico, apoyándome siempre en esos momentos en los que sólo la familia puede hacerlo.

Por último, mencionar la inspiración que siempre me han proporcionado los paisajes de aquellas tierras de La Alpujarra, la magia de un concierto de flamenco en la Alcazaba de Almería y los paseos por el Albañzin de Granada con la Alhambra iluminada al fondo.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

VOLUMEN I. MEMORIA

Resumen.....	i
Abstract.....	iii
Agradecimientos.....	v

Parte I. Conceptos generales, antecedentes, objetivos, marco geográfico y métodos

CAPÍTULO I.- ASPECTOS GENERALES SOBRE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS, SU EVALUACIÓN Y SU INCERTIDUMBRE.....	1-18
1.1. INTRODUCCIÓN.....	2-18
1.1.2. Variables climáticas, físicas y biológicas que intervienen en la recarga.....	5-18
1.1.3. Otros condicionantes hidrogeológicos que intervienen en la recarga.....	7-18
1.2. MANIFESTACIÓN DE LA RECARGA EN EL CICLO HIDROLÓGICO.....	10-18
1.3. SITUACIONES DE CONOCIMIENTO DE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS.....	13-18
1.3.1. Evaluación de la recarga.....	13-18
1.3.2. Observación y medida de la recarga.....	14-18
1.3.3. Calibración y validación de resultados.....	14-18
1.4. INCERTIDUMBRE Y ACTUACIÓN.....	15-18
1.5. FUENTES DE INFORMACIÓN CONSULTADAS.....	18-18
CAPÍTULO II.- MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS EN EL TERRITORIO ESPAÑOL. APLICACIONES, ESCALA ESPACIAL Y TEMPORAL, E INCERTIDUMBRE.....	1-31
2.1. INTRODUCCIÓN.....	2-31
2.2. MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA RECARGA EN ESPAÑA.....	3-31
2.2.1. Métodos de balance hídrico.....	5-31
2.2.2. Otros métodos de cálculo de la recarga Métodos de balance hídrico.....	8-31
2.3. REQUISITOS DE UN BUEN MÉTODO DE CÁLCULO DE LA RECARGA.....	11-31
2.3.1. Rango temporal, espacial y de flujo de diferentes técnicas de estimación de la recarga utilizadas en España.....	12-31
2.3.2. Precisión, aplicación y coste de algunos métodos de estimación de la recarga.....	13-31
2.4. ESTIMACIONES DE LA RECARGA Y TRABAJOS PARCIALES DE UTILIDAD PARA SU ESTIMACIÓN EN EL TERRITORIO ESPAÑOL.....	14-31
2.4.1. Evaluación de los recursos hídricos en el territorio español por MIMAN (2000).....	14-31

2.4.2. Otros datos o planimetrías útiles para estimar la recarga a los acuíferos en el territorio español.....	19-31
2.5. MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN.....	26-31
2.5.1. Motivación y objetivos generales.....	26-31
2.5.2. Otros objetivos parciales.....	30-31
CAPÍTULO III.- MÉTODO DE EVALUACIÓN DE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS POR LA LLUVIA MEDIANTE BALANCE QUÍMICO AMBIENTAL...	1-11
3.1. INTRODUCCIÓN.....	2-11
3.2. MÉTODOS BASADOS EN EL TRANSPORTE DE MASA POR EL MEDIO NO SATURADO.....	3-11
3.2.1. Componentes del balance de cloruro.....	4-11
3.2.2. Cálculo de la variabilidad natural de la recarga mediante balance de cloruro.....	7-11
3.2.3. Obtención de los términos que intervienen en el balance de cloruro.....	8-11
3.2.4. Cálculo de la variación temporal de la recarga mediante balance de cloruro.....	8-11
3.3. EVALUACIÓN DE LA RECARGA POR IDENTIFICACIÓN DE VARIACIONES EN EL MEDIO NO SATURADO.....	9-11
CAPÍTULO IV.- MARCO FÍSICO, BIÓTICO Y SOCIAL DE REFERENCIA.....	1-17
4.1. INTRODUCCIÓN.....	2-17
4.2. MARCO FÍSICO.....	2-17
4.2.1. Climatología.....	2-17
4.2.2. Relieve y geomorfología.....	5-17
4.2.3. Geología.....	6-17
4.2.4. Hidrogeología y aguas subterráneas.....	8-17
4.2.5. Edafología.....	11-17
4.2.6. Usos del suelo.....	13-17
4.2.7. Hidrografía.....	14-17
4.3. MARCO FÍSICO.....	15-17
4.3.1. Vegetación.....	15-17
4.4. MARCO SOCIAL.....	16-17
CAPÍTULO V.- GEOREFERENCIACIÓN Y MARCO DE INTERPOLACIÓN DE DATOS.....	1-19
5.1. INTRODUCCIÓN.....	2-19
5.2. GEOREFERENCIACIÓN DE LOS DATOS.....	5-19
5.3. ANÁLISIS DE DATOS Y MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN.....	6-19
5.3.1. Análisis exploratorio de los datos de una variable.....	6-17
5.3.2. Estadística descriptiva de los datos de una variable.....	6-17
5.3.3. Conceptos geoestadísticos y de interpolación espacial de datos.....	7-17
5.3.4. Correlación de datos y error de estimación.....	15-17
5.4. RESOLUCIÓN ESPACIAL DE LA INTERPOLACIÓN.....	16-19

Parte II. Datos de partida. Caracterización de las variables del balance de cloruro

CAPÍTULO VI.- DATOS DE PARTIDA PARA EL CÁLCULO DE LA RECARGA A ACUÍFEROS MEDIANTE MÉTODOS QUÍMICOS AMBIENTALES.....	1-91
6.1. INTRODUCCIÓN.....	2-91
6.2. CRITERIOS HIDROQUÍMICOS DE SELECCIÓN DE MUESTRAS Y USO DE LA RELACIÓN Cl/Br PARA IDENTIFICAR ORÍGENES NO ATMOSFÉRICOS DEL IÓN CLORURO.....	4-91
6.2.1. Criterios hidroquímicos y temporales para la selección de muestras de agua de recarga y de escorrentía directa.....	4-91
6.2.2. Uso de la relación Cl/Br como trazador del origen de la salinidad.....	9-91
6.2.2.1. <i>Introducción</i>	9-91
6.2.2.2. <i>Métodos analíticos</i>	10-91
6.2.2.3. <i>Bases interpretativas</i>	11-91
6.2.2.4. <i>Resultados obtenidos</i>	12-91
6.2.2.5. <i>Discusión y conclusiones obtenidas sobre el uso de la relación Cl/Br</i>	12-91
6.2.2.6. <i>Estudio específico sobre el fraccionamiento de relaciones iónicas en las aguas producto, rechazo y de producción en varias desalinizadoras</i>	15-91
6.3. DEPOSICIÓN TOTAL ATMOSFÉRICA DE CLORURO AL TERRENO EN ESPAÑA.....	15-91
6.3.1. Introducción.....	15-91
6.3.2. Periodo, puntos de muestreo y métodos.....	17-91
6.3.3. Cálculo de la deposición total atmosférica de cloruro en las estaciones no permanentes del IGME.....	17-91
6.3.3.1. <i>Localización geográfica</i>	17-91
6.3.3.2. <i>Métodos de muestreo y de cálculo</i>	18-91
6.3.3.3. <i>Tasa anual de deposición total de cloruro y su variabilidad intraanual</i>	20-91
6.3.4. Cálculo de la deposición atmosférica de cloruro en estaciones de la Red Europea del EMEP.....	22-91
6.3.4.1. <i>Localización geográfica</i>	22-91
6.3.4.2. <i>Métodos de muestreo y de cálculo</i>	22-91
6.3.4.3. <i>Variabilidad interanual de la deposición de cloruro</i>	26-91
6.3.5. Valores bibliográficos de deposición atmosférica de cloruro.....	28-91
6.3.5.1. <i>Cálculo de la variación de la tasa de deposición de cloruro según el método de estimación</i>	29-91
6.3.5.2. <i>Conversión de valores bibliográficos de deposición húmeda y seca de Cl a valores orientativos de deposición total de cloruro</i>	30-91
6.3.6. Valor medio y variabilidad interanual de la tasa anual de deposición total de cloruro.....	33-91
6.3.6.1. <i>Tasa media anual de deposición total de cloruro</i>	34-91
6.3.6.2. <i>Variabilidad interanual de la tasa de deposición total de cloruro</i>	38-91
6.3.7. Estudio del origen de la salinidad en las estaciones pluviométricas no permanentes del IGME y otros emplazamientos estudiados.....	42-91
6.3.7.1. <i>Estudio de la deposición total en la red no permanente del IGME</i>	43-91

6.3.7.2. <i>Estudio de la deposición total atmosférica en la ciudad de Barcelona</i>	45-91
6.3.7.4. <i>Estudio de la deposición total atmosférica en el Barranco de La Aldea (Gran Canaria)</i>	46-91
6.3.7.5. <i>Estudio de la deposición total atmosférica en las estaciones de San Pablo y Roquetes (Red EMEP)</i>	47-91
6.4. CONTENIDO EN CLORURO DEL AGUA DE RECARGA NATURAL EN ESPAÑA.....	47-91
6.4.1. Introducción.....	47-91
6.4.2. Adquisición de datos de partida.....	48-91
6.4.2.1. <i>Adquisición de datos en el territorio peninsular</i>	48-91
6.4.2.2. <i>Adquisición de datos en los territorios insulares</i>	49-91
6.4.3. Criterios utilizados para la selección de aguas de recarga no modificadas en su salinidad y posterior manejo de la información.....	50-91
6.4.4. Contenido medio en cloruro del agua de recarga no modificada en el territorio español.....	50-91
6.4.4.1. <i>Contenido medio en cloruro del agua de recarga en el territorio peninsular</i>	51-91
6.4.4.2. <i>Contenido medio en cloruro del agua de recarga en los territorios insulares</i>	54-91
6.4.5. Variabilidad interanual del contenido en cloruro del agua de recarga no modificada en el territorio español.....	57-91
6.4.5.1. <i>Variabilidad interanual del contenido en cloruro del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular</i>	58-91
6.4.5.2. <i>Variabilidad interanual del contenido en cloruro del agua de recarga no modificada en los territorios insulares</i>	60-91
6.5. APORTACIÓN DE CLORURO POR LA ESCORRENTÍA SUPERFICIAL Y SUBSUPERFICIAL EN ESPAÑA.....	62-91
6.5.1. Introducción.....	62-91
6.5.2. Elementos de escorrentía.....	63-91
6.5.2.1. <i>Mecanismos de formación de escorrentía superficial</i>	64-91
6.5.2.1.1. Mecanismo de escorrentía de Horton o hortoniano.....	64-91
6.5.2.1.2. Mecanismo de escorrentía por exceso de saturación.....	65-91
6.5.2.2. <i>Análisis de Hidrogramas</i>	66-91
6.5.3. Búsqueda de información y criterios de selección de datos.....	67-91
6.5.3.1. <i>Datos bibliográficos de volumen de escorrentía</i>	68-91
6.5.3.2. <i>Datos bibliográficos de contenido en cloruro del agua de escorrentía</i>	71-91
6.5.3.2.1. Criterios de selección de datos.....	71-91
6.5.3.2.2. Uso de valores de cloruro de la deposición total como valores orientativos de cloruro de la escorrentía directa.....	72-91
6.5.3.2.3. Adaptación de valores de concentración de cloruro de la deposición total atmosférica como valores de concentración de cloruro de la escorrentía directa.....	74-91
6.5.4. Comparación de la concentración de cloruro de la deposición total y de la escorrentía directa.....	75-91
6.5.5. Cálculo de la aportación de cloruro por la escorrentía directa.....	79-91
6.5.5.1. <i>Aportación media anual de cloruro por la escorrentía directa</i>	79-91

6.5.5.2. Variabilidad interanual de la aportación de cloruro por la escorrentía directa.....	83-91
6.5.6. Discusión preliminar.....	86-91

Parte III. Resultados de la interpolación espacial, discusión, conclusiones y referencias bibliográficas

CAPÍTULO VII: OBTENCIÓN DE UN MAPA DE RECARGA A LOS ACUÍFEROS EN EL TERRITORIO ESPAÑOL MEDIANTE BALANCE DE CLORURO UTILIZANDO MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL.....	1-93
7.1. INTRODUCCIÓN.....	2-93
7.2. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE LAS VARIABLES.....	6-93
7.3. INTERPOLACIÓN DE LOS TÉRMINOS DEL BALANCE DE CLORURO.....	9-93
7.3.1. Valor medio de la aportación total atmosférica de Cl.....	10-93
7.3.1.1. <i>Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos</i>	10-93
7.3.1.2. <i>Análisis geoestadístico y mapa de la variable</i>	11-93
7.3.1.3. <i>Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable</i>	14-93
7.3.2. Coeficiente de variación de la aportación total atmosférica de Cl.....	17-93
7.3.2.1. <i>Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos</i>	17-93
7.3.2.2. <i>Análisis geoestadístico y mapa de la variable</i>	18-93
7.3.2.3. <i>Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable</i>	21-93
7.3.3. Valor medio del contenido en Cl del agua de recarga no modificada.....	24-93
7.3.3.1. <i>Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos</i>	24-93
7.3.3.2. <i>Análisis geoestadístico y mapa de la variable</i>	26-93
7.3.3.3. <i>Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable</i>	28-93
7.3.4. Coeficiente de variación del contenido en Cl del agua de recarga no modificada.....	31-93
7.3.4.1. <i>Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos</i>	31-93
7.3.4.2. <i>Análisis geoestadístico y mapa de la variable</i>	32-93
7.3.4.3. <i>Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable</i>	35-93
7.3.5. Valor medio del flujo de Cl por la escorrentía directa.....	37-93
7.3.5.1. <i>Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos</i>	37-93
7.3.5.2. <i>Análisis geoestadístico y mapa de la variable</i>	39-93
7.3.5.3. <i>Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable</i>	41-93
7.3.6. Coeficiente de variación de flujo de Cl por la escorrentía directa.....	44-93
7.3.6.1. <i>Análisis exploratorio y estadística descriptiva de los datos</i>	44-93
7.3.6.2. <i>Análisis geoestadístico y mapa de la variable</i>	46-93
7.3.6.3. <i>Varianza de estimación y análisis de correlación de la variable</i>	48-93
7.3.7. Discusión preliminar.....	50-93
7.4. OBTENCIÓN DE LA RECARGA Y SU VARIABILIDAD INTERANUAL.....	53-93
7.4.1. Recarga media anual a los acuíferos.....	53-93
7.4.1.1. <i>Mapa de recarga media anual a los acuíferos</i>	53-93
7.4.1.2. <i>Análisis de los resultados</i>	57-93
7.4.1.3. <i>Porcentaje de precipitación que constituye recarga a los acuíferos</i>	60-93
7.4.2. Variabilidad interanual de la recarga.....	62-93

7.4.2.1. <i>Mapa del coeficiente de variación de la recarga a los acuíferos</i>	62-93
7.4.2.2. <i>Análisis de los resultados</i>	64-93
7.5. CALIBRACIÓN DE RESULTADOS.....	69-93
7.5.1. Comparación de la recarga distribuida estimada mediante balance de CI con la recarga puntual calculada (medida) mediante balance de CI.....	69-93
7.5.2. Comparación del mapa de recarga estimada mediante balance de CI con el mapa de recarga elaborado por MIMAN (2000).....	73-93
7.5.3. Comparación de la recarga estimada mediante balance de CI con la recarga estimada en diversos acuíferos del territorio español.....	79-93
7.5.3.1. <i>Comparación de la recarga media anual estimada mediante balance de CI con la recarga media anual bibliográfica según su método de estimación</i>	86-93
7.5.3.2. <i>Comparación de la recarga media anual estimada mediante balance de CI con la recarga media anual bibliográfica según su tipo litológico principal</i>	89-93
7.5.3.3. <i>Discusión preliminar</i>	92-93
CAPITULO VIII.- CONCLUSIONES	1-11
CAPÍTULO IX.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	1-14

VOLUMEN II. ANEXOS

Anexo I.- Resultados del estudio del potencial de la relación CI/Br como indicador del origen de la salinidad en diversos acuíferos de España y Portugal	1-131
Anexo II.- Caracterización de la deposición total atmosférica en las estaciones pluviométricas del IGME	1-29
Anexo III.- Caracterización de la deposición atmosférica de cloruro en las estaciones pluviométricas de la Red Europea del EMEP	1-69
Anexo IV.- Recopilación bibliográfica de datos de deposición atmosférica total, húmeda y seca de cloruro al terreno en España, Portugal y Francia	1-24
Anexo V.- Base de datos de puntos de muestreo seleccionados de agua de recarga no modificada en su salinidad original por procesos antrópicos o naturales en el territorio peninsular español. Puntos de muestreo seleccionados para el estudio de la variabilidad interanual del contenido en CI del agua de recarga	1-55
Anexo VI.- Base de datos de puntos de muestreo seleccionados de agua de recarga no modificada en su salinidad original por procesos antrópicos o naturales en los territorios insulares españoles. Puntos de muestreo seleccionados para el estudio de la variabilidad interanual del contenido en CI del agua de recarga	1-13

Anexo VII.- Base de datos de puntos de muestreo seleccionados de agua de escorrentía no modificada en su salinidad original por procesos antrópicos o naturales en el territorio español. Puntos de muestreo seleccionados para el estudio de la variabilidad interanual de la aportación de CI por la escorrentía directa. Factores de conversión de valores de escorrentía total a valores orientativos de escorrentía directa y de valores de concentración de CI de la deposición total atmosférica a valores orientativos de concentración de CI del agua de escorrentía directa.....	1-27
Anexo VIII.- Bases de datos y resultados de la interpolación espacial de las variables del balance de CI mediante el inverso de la distancia al cuadrado y mediante krigeado ordinario.....	1-7
Anexo IX.- Breve descripción hidrogeológica de un conjunto de acuíferos que disponen de valores de recarga útiles para su comparación con los resultados de recarga obtenidos mediante balance de CI en el territorio español.....	1-29

***Parte I. Conceptos generales, antecedentes, objetivos,
marco geográfico y métodos***

CAPÍTULO I.- ASPECTOS GENERALES SOBRE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS, SU EVALUACIÓN Y SU INCERTIDUMBRE

1.1. INTRODUCCIÓN

En términos generales se denomina recarga al proceso por el que se incorpora a un acuífero agua procedente del exterior del contorno que lo limita. Son varias las procedencias de esa recarga, desde la infiltración de la lluvia (la más importante en general) y de las aguas superficiales (importantes en climas poco lluviosos), hasta la transferencia de agua desde otro acuífero o acuitardo, siempre que estos sean externos al acuífero o al sistema acuífero considerado (Fig. 1.1). La recarga por la lluvia, y en general la producida a partir de aguas superficiales, afecta a sistemas acuíferos freáticos, es decir que limitan superiormente con el medio no saturado.

Se han utilizado los trabajos de Custodio (1997a; 1998) como base conceptual para la realización de este capítulo de introducción. Algunos aspectos de detalle se han completado con otros trabajos específicos.

Se llama recarga tanto al volumen de agua como al flujo unitario (tasa de recarga), en volumen por unidad de tiempo ($L^3 \cdot T^{-1}$), que penetra en un cierto intervalo de tiempo al medio saturado. La recarga también es frecuente darla como volumen por unidad de superficie y unidad de tiempo, o altura por unidad de tiempo ($L \cdot T^{-1}$). Esta tasa de recarga puede ser tanto el valor en un momento determinado, como el valor medio correspondiente a un cierto periodo de tiempo, o bien el valor medio que corresponde un largo periodo de tiempo.

Se denomina infiltración al proceso y a la cuantificación de la penetración de agua desde la superficie hacia el interior del terreno (Fig. 1.2). Cuando el nivel freático está a cierta profundidad, la parte de la infiltración que se convierte en recarga tarda un tiempo más o menos largo, a veces muy dilatado, en llegar al acuífero. El agua en tránsito descendente es recarga en tránsito o agua de percolación (no hay un término universalmente admitido).

En el caso de la recarga por la lluvia, que como se ha indicado es la situación más común y regionalmente más importante (aunque puede no serlo a nivel local), tras descontar de la precipitación la parte del agua que queda interceptada por la vegetación (que luego se evaporará) y la parte del agua detenida en superficie (que asimismo luego se evaporará), lo que queda (lluvia útil para muchos autores) se reparte entre escorrentía superficial directa (agua que escurre sobre el terreno) e infiltración. Parte de la escorrentía superficial directa puede infiltrarse aguas abajo en encharcamientos o allí donde las condiciones del terreno sean favorables al proceso. La tasa (intensidad o valor por unidad de tiempo) de estos componentes varía a lo largo del evento de precipitación. Así la interceptación y detención son importantes al inicio de la lluvia, la infiltración decrece con el tiempo y la escorrentía superficial aumenta a lo largo de la lluvia.

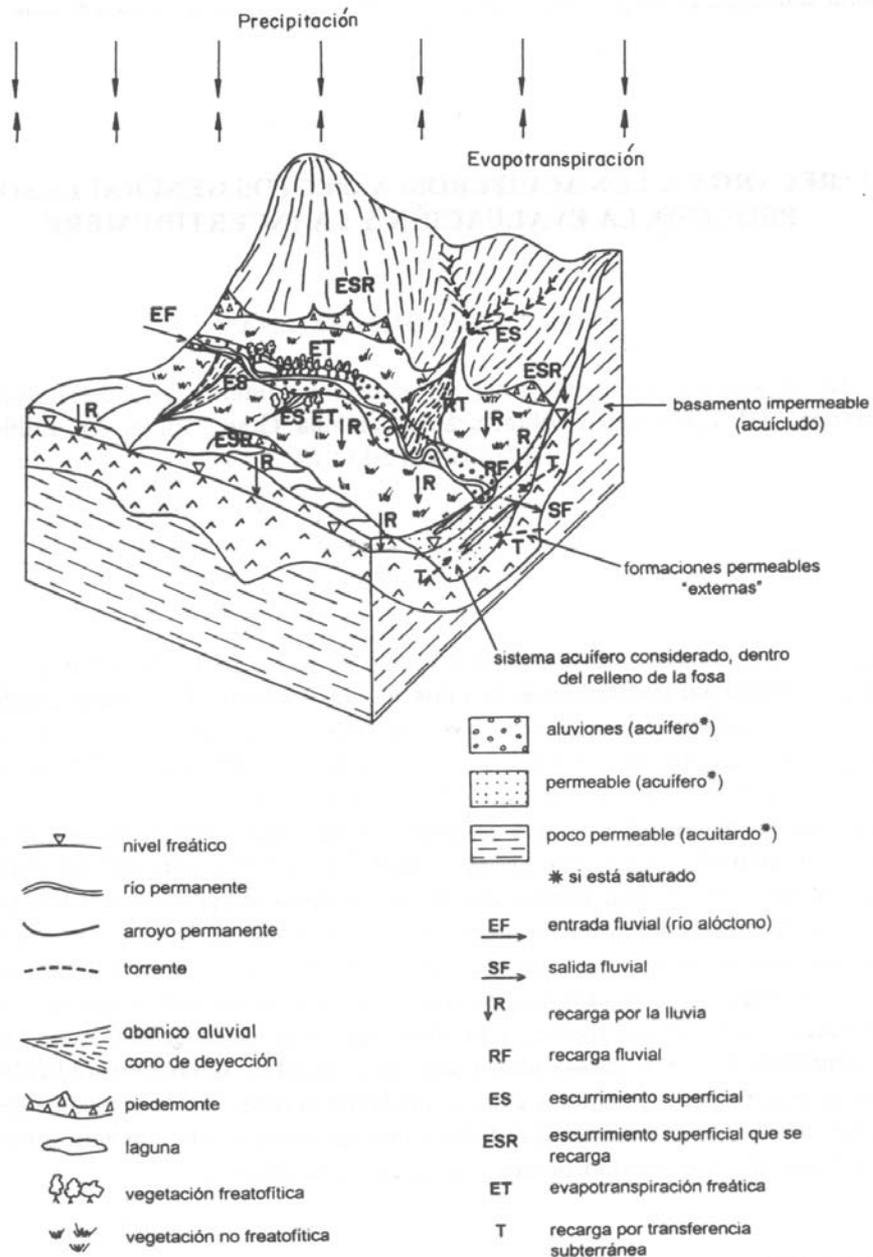


Figura 1.1.- Bloque-diagrama esquemático de una fosa tectónica entre bloques elevados (pilares, horsts) impermeables a efectos prácticos, y elementos que intervienen en la recarga del sistema acuífero del relleno sedimentario, el cual contiene formaciones permeables (acuíferos) y poco permeables (acuitardos) y que comprende una amplia franja no saturada cuyo espesor crece en el sentido de flujo del agua del río. El conjunto está encajado en formaciones también permeables que aquí se consideran exteriores al sistema acuífero del relleno sedimentario (por ejemplo se puede tratar de rocas carbonatadas o volcánicas, como basaltos o riolitas). Figura tomada de Custodio (1997a)

Una parte del agua infiltrada se puede desplazar más o menos rápidamente en sentido horizontal por la parte superior del suelo siguiendo macroporos, canalículos, grietas, etc. y luego reaparecer en superficie a menor elevación como escorrentía superficial diferida o flujo subsuperficial, uniéndose a la escorrentía superficial directa para formar la escorrentía superficial del evento de lluvia (Fig. 1.2).

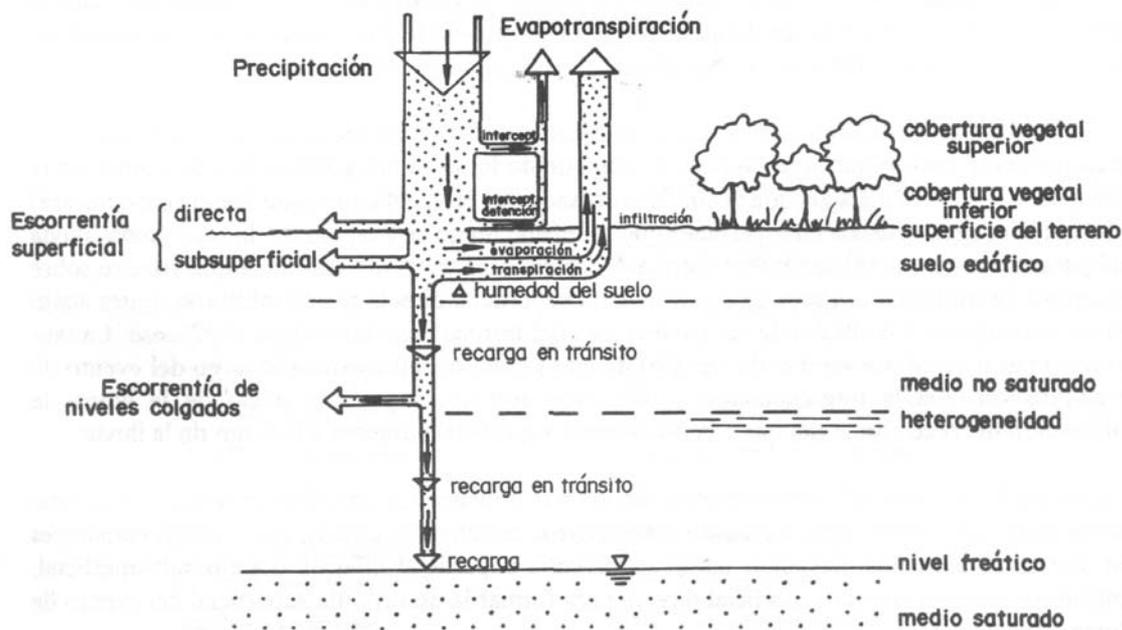


Figura 1.2.- Representación diagramática de la distribución de la aportación pluviométrica en sus diferentes componentes. La precipitación es la que cae sobre el dosel de la vegetación, que es aproximadamente igual a la que recoge un pluviómetro clásico en un claro del bosque y lejos de edificaciones. La escorrentía de niveles colgados puede sumarse a la recarga en tránsito en áreas vecinas o salir al exterior si estos niveles intersectan a la superficie del terreno en áreas con suficiente relieve. Figura tomada de Custodio (1997a)

La tasa de infiltración viene limitada por la permeabilidad intrínseca del suelo y su estado de humedad, cuyo límite superior es la porosidad y su límite inferior está condicionado por procesos capilares que disminuyen el potencial hidráulico permitiendo la succión de agua por el suelo. En caso de encharcamiento con el nivel freático profundo se produce infiltración. Se reduce a cero (rechazo) cuando hay encharcamiento (saturación) por ascenso del nivel freático hasta la superficie del terreno. El aire atrapado debajo de un frente de saturación extenso, si no tiene vía fácil de escape, limita la tasa de infiltración.

El agua infiltrada que no escurre subsuperficialmente ocupa todos o parte de los poros del terreno y tiende a descender verticalmente de forma lenta si se supera la capacidad de campo del terreno. Esta parte del agua está disponible para ser transpirada por las plantas en la franja de penetración de las raíces (franja radicular) o para ser evaporada por la acción de la energía solar sobre la superficie del terreno. Este último efecto supone transporte capilar ascensional de agua hasta la superficie (cuando el terreno está muy seco se hace como difusión de vapor), con lo que el secado penetra lentamente en el terreno y la tasa de evaporación es rápidamente decreciente con el tiempo. La vegetación es efectiva extrayendo agua del suelo, al estar las raíces distribuidas hasta cierta profundidad.

Así, en el terreno hay una parte del agua infiltrada que desciende hacia el nivel freático y otra fracción que asciende para reponer las pérdidas a la atmósfera por evapotranspiración (como suma de la evaporación desde la superficie del suelo que produce la radiación solar y la extracción de agua que producen las raíces y que luego se evapora -transpira- en las hojas de la vegetación). El lugar geométrico donde la velocidad vertical es igual a cero es el llamado plano de flujo nulo, cuya posición varía a lo largo del tiempo entre la superficie del terreno (en el evento de recarga) y la profundidad radicular (después de un periodo seco prolongado). La percolación es recarga en tránsito bajo el plano de flujo nulo y formará más tarde la recarga al acuífero.

La existencia de grietas, conductos verticales y fisuras permite que el agua caída en superficie penetre por las mismas, en especial si sobre ellas se produce encharcamiento superficial. Esta forma de infiltración se puede llamar preferencial o indirecta, por contraposición a la antes descrita, que se puede llamar difusa o directa. La recarga concentrada es aquella que se produce bajo cauces de ríos, canales, encharcamientos, y otras formas de agua en superficie. Las grietas de retracción por secado son poco a moderadamente profundas y el agua que penetra por ellas se suele acumular en la base de la zona afectada por la evapotranspiración, de modo que una parte importante puede volver a la atmósfera. La grieta tiende a cerrarse al irse humedeciendo el terreno que la limita, salvo que el efecto de la grieta persista si existe un relleno más permeable.

Otros tipos de grietas, fracturas y conductos son más permanentes y el agua caída o existente en superficie penetra por ellos hasta que es embebida; así la penetración del agua depende de la tasa de infiltración que recibe la grieta y de las características de la imbibición (el agua penetra horizontalmente en el terreno). El flujo por la grieta cesa pronto en profundidad si el terreno está muy seco (el agua infiltrada se acumula en el medio no saturado a profundidad variable si el terreno está muy seco), pero puede llegar a gran profundidad, incluso al nivel freático, si las paredes están próximas a la saturación, son de muy baja permeabilidad o la fisura recibe sostenidamente un gran caudal de agua (por ejemplo por encharcamiento en superficie o por descarga de un nivel colgado en la misma). Toda o buena parte de este agua puede no estar afectada por evapotranspiración.

1.1.2. Variables climáticas, físicas y biológicas que intervienen en la recarga

Si bien la recarga a los acuíferos depende fundamentalmente de las condiciones meteorológicas y de las características físicas del terreno, las variables que determinan la infiltración dependen de (Singh, 1988):

- *Características de la precipitación.* La infiltración es función de la intensidad de la precipitación, la duración del evento y su distribución espacio-temporal. Esta última influye básicamente de dos formas:

- si la intensidad de la precipitación es mayor que la tasa de infiltración, se inicia la escorrentía superficial, y con ella disminuye la cantidad de agua que potencialmente puede infiltrarse
- si la intensidad de la precipitación es muy fuerte, dependiendo de la textura de los suelos, puede originarse una compactación que impide la infiltración

La influencia de estas características puede ser modificada por el tamaño de las gotas, el ángulo de incidencia y la forma de precipitación (agua, nieve, etc.).

- *Estado de humedad del suelo previo a la precipitación.* Condiciona las características hídricas del suelo. Por regla general, en suelos que están secos la tasa de infiltración será mayor que en suelos húmedos, ya que, además de la fuerza de la gravedad, van a actuar las fuerzas de succión aumentando la cantidad de agua en los poros. A medida que los poros se van llenando, la fuerza de succión disminuye y con ella la tasa de infiltración.
- *Características de la superficie,* como condiciones de la cobertura vegetal, la topografía y la densidad de drenaje:
 - Cobertura vegetal. Sus efectos principales sobre la infiltración serán:
 - a) Reducción del impacto de las gotas de lluvia, por lo que será más difícil que se genere una compactación de la superficie del terreno en forma de costra que dificulte la infiltración.
 - b) Aumento de la porosidad del suelo por apertura de macroporos con sus raíces.
 - c) Incremento de la materia orgánica en el suelo, lo que supone una mayor formación de agregados con las arcillas y una mejora de la estructura del suelo, lo que facilita la infiltración.
 - d) Aumento de la rugosidad de la superficie, lo que permite una mayor retención del agua y una mayor infiltración.
 - Geomorfología. Sus efectos se relacionan con:
 - a) La pendiente. Cerdà (1995) establece que cuanto mayor es la pendiente, mayor es la velocidad de escorrentía y menor el tiempo en el que se produce infiltración. Para Poesen (1984), según sus resultados experimentales, la relación es inversa. No obstante, la mayoría de autores consideran que no se ha podido establecer una relación clara entre ambas por la interrelación de la pendiente con otros factores.
 - b) La forma de las vertientes. En relieves convexos los suelos son más delgados y la infiltración como paso previo a la recarga a los acuíferos se ve dificultada. En áreas cóncavas, con mayor acumulación de material, se posibilita la retención del agua más tiempo y la infiltración es mayor.

- c) La orientación de la vertiente. De forma indirecta se relaciona con la infiltración al tener influencia sobre el nivel de materia orgánica, agregación, cubierta vegetal, régimen de humedad, etc. Cerdà (1995) constata que en términos generales las laderas norte (si la referencia es el hemisferio Norte) suelen presentar tasas de infiltración mayores al ser áreas donde la vegetación y los suelos se desarrollan mejor.
- d) Densidad de drenaje. De forma general, las áreas de elevada densidad de drenaje con un mismo régimen climático tienen una escorrentía superficial elevada, por lo que se supone que la infiltración será menor que en aquellas áreas con poca densidad de drenaje.
- *Características del suelo.* Determinan la naturaleza y la magnitud de la porosidad del suelo, a partir de la textura, la estructura, el contenido de materia orgánica, la actividad biológica, la penetración de las raíces, la existencia de coloides expansivos (que permitirán una mayor retención del agua en sus poros), el número de horizontes del suelo (cuantos más horizontes mayor es la cantidad de agua retenida, ya que se dificulta su paso de un horizonte a otro), el uso del suelo (especialmente importante son las técnicas de manejo/gestión de la tierra), y la temperatura del suelo, (en suelos helados la infiltración es nula).
- *Características físicas y químicas del agua* que pueden afectar a su viscosidad, y por tanto a su movimiento a través del suelo. Destacan:
 - La turbidez. Influye sobre la infiltración por el material en suspensión que llevan las aguas de escorrentía, que facilita el sellado de poros del suelo favoreciendo la escorrentía.
 - El contenido de sales. Fundamentalmente el contenido en sodio intercambiable puede asociarse con los coloides del suelo y reducir la tasa de infiltración al disminuir el espacio libre. El calcio puede cementar parte del suelo, especialmente en climas áridos.
 - La temperatura. Influye sobre la viscosidad del agua y por tanto sobre la tasa de infiltración.

1.1.3. Otros condicionantes hidrogeológicos que intervienen en la recarga

Además de los procesos exógenos que condicionan la generación de la recarga por la lluvia, existen otros procesos involucrados que no siempre son de descripción y cuantificación sencilla. De especial importancia son los cambios laterales en el suelo y en el medio no saturado a causa de la heterogeneidad del terreno por causas geológicas. Verticalmente se pueden formar niveles saturados (acuíferos colgados o suspendidos), temporales o permanentes, sobre horizontes continuos o discontinuos de pequeña permeabilidad (Fig. 1.3). En general sólo

suponen un retraso en la transformación de la percolación (recarga en tránsito) en recarga a los acuíferos, pero hay situaciones donde pueden suponer el encharcamiento temporal del terreno hasta la superficie, con rechazo de la infiltración, o bien la aparición de descargas laterales en el caso de que el relieve topográfico lo permita (Fig. 1.4).

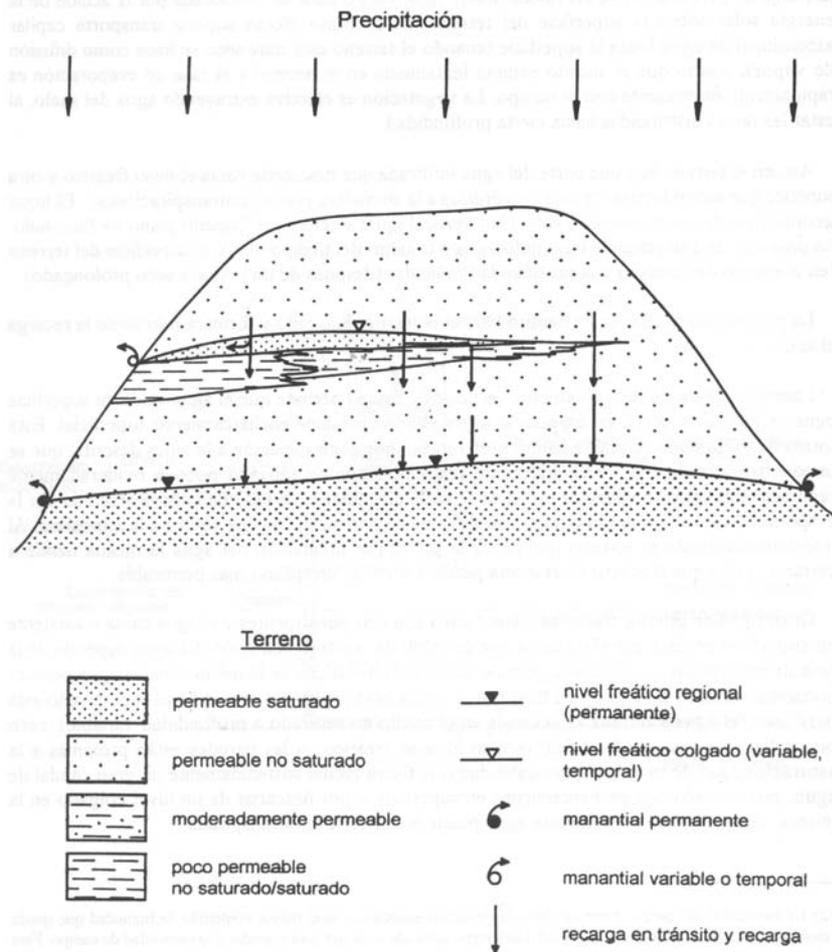


Figura 1.3.- Nivel colgado heterogéneo en el medio no saturado que da lugar a un manantial colgado en una ladera, pero no en la otra. Internamente reduce la recarga en una parte, en la otra la desvía parcialmente hacia otros puntos, y en otras no afecta. Figura tomada de Custodio (1997a)

Una capa de baja permeabilidad vertical k' de espesor b' intercalada en el medio no saturado sobre la que se establece un acuífero colgado de espesor saturado h sobre el techo de la capa, y de modo que el medio no saturado por debajo tiene una succión Φ (en general próxima a la presión atmosférica que se toma como cero), permite pasar a través de ella un caudal vertical descendente:

$$q = k' \frac{h + b' - \Phi}{b'} \quad [1.1]$$

donde Φ está definida como un valor negativo.

Si $h = 0$ no hay formación de acuífero colgado y $q = k' (1 - \Phi/b') \cong k'$, o sea que un medio de baja transmisividad puede transmitir verticalmente un flujo aproximadamente igual a su permeabilidad vertical.

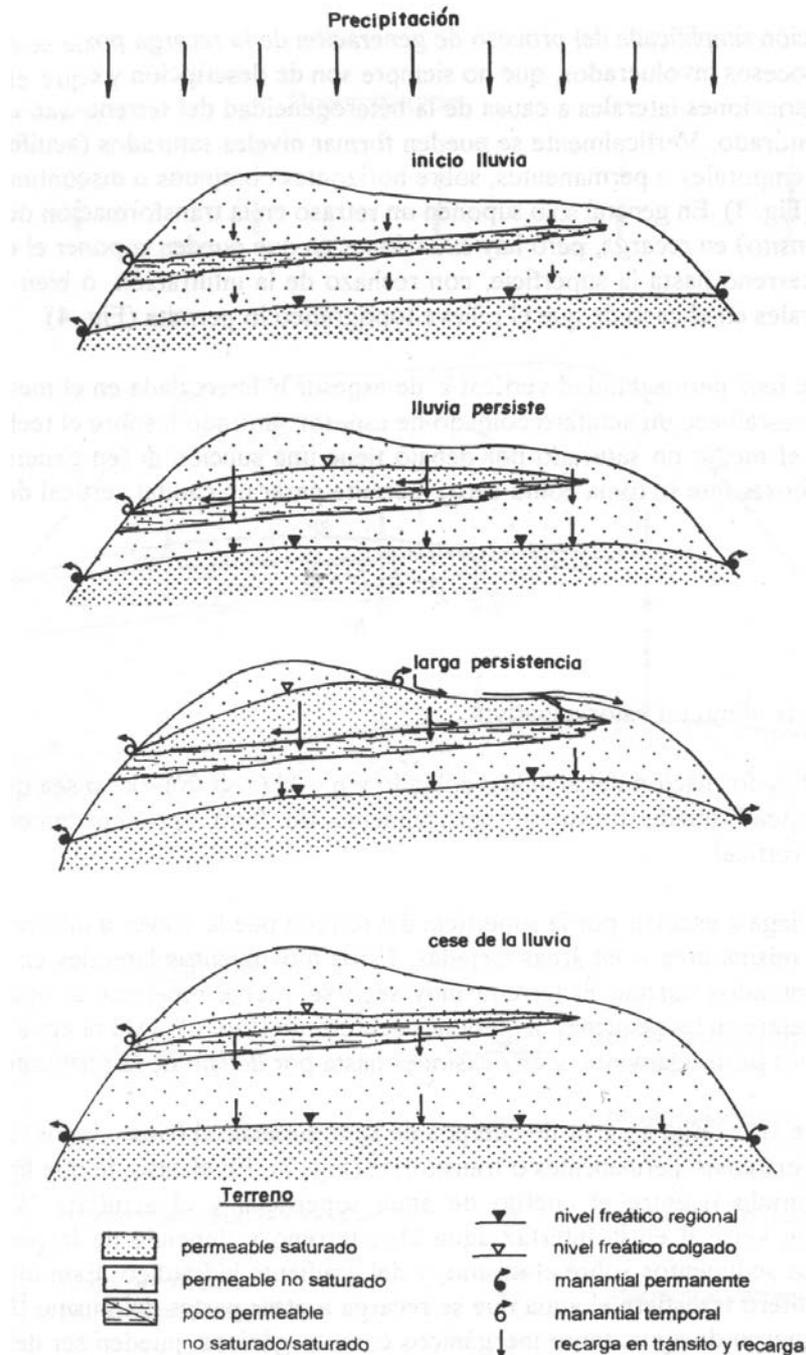


Figura 1.4.- Efecto de un nivel poco permeable y poco profundo intercalado en el medio no saturado. Al inicio de la lluvia la recarga pasa y no se forma un acuífero colgado, pero al aumentar la duración e intensidad se crea un nivel colgado, primero con un manantial lateral y luego hasta encharcar parte de la superficie, reduciendo la recarga local y derivándolo hacia otras zonas. Después del cese de la lluvia, el agotamiento del nivel colgado se hace en parte hacia el manantial y en parte hacia el nivel freático regional. Los valores relativos dependen de las características hidrogeológicas propias de cada situación. Figura tomada de Custodio (1997a)

El agua que llega a escurrir por la superficie del terreno puede volver a infiltrarse aguas abajo (Fig. 1.5), en la misma área o en áreas alejadas. Estos movimientos laterales en superficie, con frecuencia acentuados cuando el terreno muy seco se vuelve repelente al agua, hace que la recarga se concentre en las pequeñas depresiones del terreno (Fig. 1.6). Allí el agua puede penetrar en el terreno más profundamente, y en ocasiones hasta por debajo de la profundidad radicular.

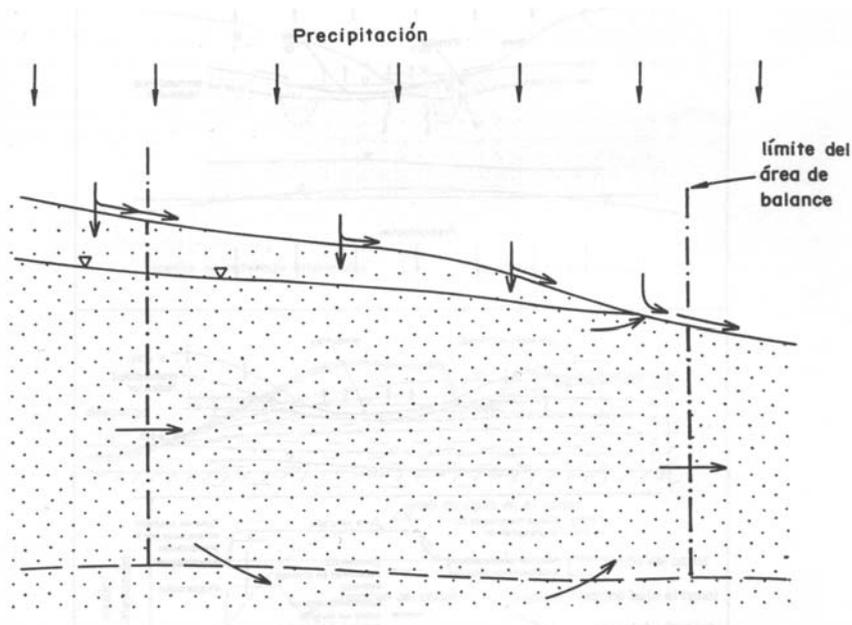


Figura 1.5.- Área o celda de un balance hídrico de las aguas subterráneas donde se muestran diferentes entradas y salidas por el contorno definido. Se recibe escorrentía superficial de aguas arriba, que se suma a la generada en el área, parte se infiltra y aguas abajo la recarga queda rechazada por estar el terreno saturado y estar recibiendo descarga desde el acuífero. Por los contornos entra y sale agua subterránea. Figura tomada de Custodio (1997a)

1.2. MANIFESTACIÓN DE LA RECARGA EN EL CICLO HIDROLÓGICO

La consecuencia de la recarga es el ascenso del nivel freático del acuífero, o una disminución de la velocidad de descenso, y el aumento de las descargas del mismo en ríos, manantiales, zonas húmedas, lagos o el litoral. Una descarga continua produce un nivel freático y unas descargas estables, salvo que se produzcan otros efectos externos tales como cambios de nivel de base o diferente actividad de la vegetación freatofítica (aquella que utiliza agua del medio saturado).

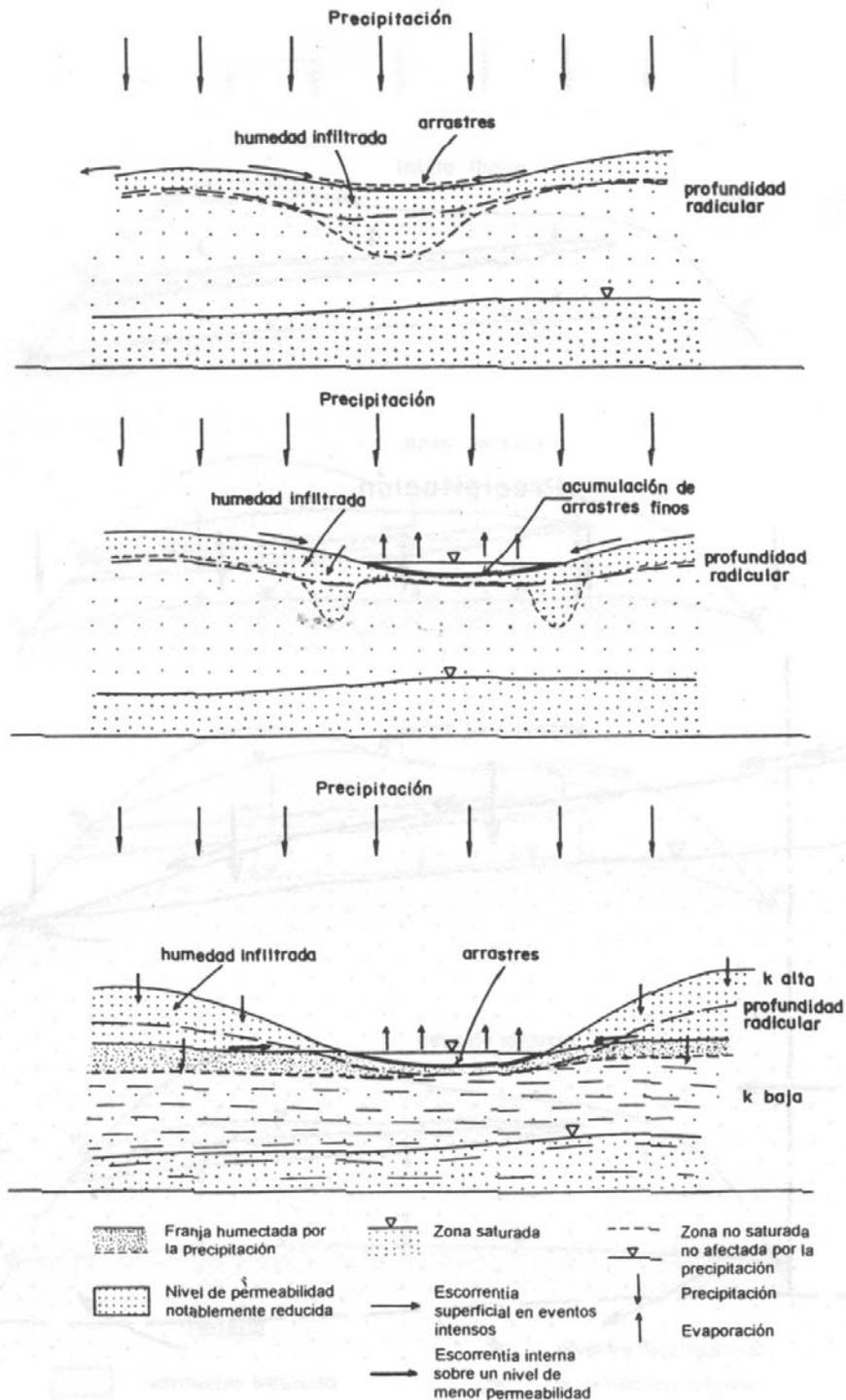


Figura 1.6.- Redistribución local de la recarga a causa de la generación de escorrentía superficial que se concentra en pequeñas depresiones. Este agua concentrada se infiltra fácilmente si no hay sedimentos finos. De otra manera se forma un encharcamiento más o menos duradero y el agua acumulada se infiltra sólo parcialmente; el resto se evapora o escurre lateralmente acumulándose a la arrollada. En terrenos arenosos secos puede existir inicialmente una repelencia a la penetración de las gotas de agua (no mojan) y esto aumenta la escorrentía superficial local hasta que el fenómeno cesa al desaparecer las causas de la repelencia con la progresiva humectación. Allí donde se concentra el agua de escorrentía sobre el terreno permeable, aumenta mucho la infiltración y la franja humectada es mucho más profunda. Figura tomada de Custodio (1997a)

En realidad la generación de recarga es variable en el tiempo y frecuentemente discontinua, como lo es la precipitación, y así se producen fluctuaciones en los niveles freáticos y en las descargas. Por eso se dijo que la recarga se traduce en una elevación transitoria del nivel freático respecto a su tendencia evolutiva, que es lo que comúnmente se observa, aunque hay un retraso y amortiguación entre la causa y el efecto debido a la transferencia del agua por el nivel no saturado. El efecto luego se disipa lentamente al fluir el agua hacia los puntos de descarga. Así la relación causa-efecto puede no ser fácilmente aparente a primera vista y se puede requerir un análisis de cierto detalle para poder ponerla de relieve.

La transferencia del efecto de la recarga producida por la precipitación requiere un tiempo variable, que es función de las características del medio no saturado y de su espesor. Puede ser de horas en medios permeables con el nivel freático poco profundo hasta meses en medios con pequeña permeabilidad vertical (homogénea o por estratificación) y con el nivel freático profundo. En este caso la variabilidad de la precipitación se amortigua notablemente y puede llegar a convertirse en una entrada casi continua, aunque con efectos singulares en eventos especiales (grandes lluvias, periodos muy húmedos, estiajes largos, etc.).

El efecto sobre el nivel freático de un evento de recarga por precipitación es siempre pequeño ya que la lámina de agua recargada es como mucho de algunas decenas de mm. Si se recarga una fracción α de la precipitación P , en un medio con porosidad m y una retención específica (capacidad de campo) m_r , en el supuesto de que se pueda despreciar el incremento de descarga del acuífero en ese período, la elevación del nivel freático (medida sobre la tendencia) es de $\alpha P / (m - m_r)$; $m - m_r$ es la porosidad drenable (también llamada porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento), y puede ser un valor ligeramente diferente según que el proceso sea de ascenso freático o de descenso freático debido al fenómeno de histéresis capilar.

Muchas de las grandes fluctuaciones que a veces se observan o a las que a veces se hace referencia suelen ser un efecto local del punto de observación y responden a la penetración de agua superficial, subsuperficial o de un nivel colgado temporal.

El tiempo de respuesta freática o de la descarga para un evento de recarga está regido por efectos hidráulicos, es decir de transmisión del potencial hidráulico, y no necesariamente supone el movimiento físico del agua. Se puede asimilar a una tubería llena de agua conectada a un depósito elevado; el incremento de presión en la tubería por entrada de agua al depósito no supone que el agua aportada haya aparecido en el punto de medida de la presión. En el medio subterráneo las pequeñas difusividades hidráulicas (cociente entre la transmisividad del acuífero y el coeficiente de almacenamiento) hacen que la

propagación de las perturbaciones sea muchísimo más lenta que en el ejemplo, pero aún así son rápidas en relación con el movimiento físico del agua.

En un perfil de medio no saturado de espesor H y contenido volumétrico medio de humedad θ (suele ser próximo a m_r) existe una lámina equivalente de agua libre retenida por fuerzas de capilaridad que vale $H\theta$. Si la tasa de recarga media es R ($L \cdot T^{-1}$), el tiempo de renovación del agua del perfil (tiempo medio de tránsito) es de $\tau = H\theta/R$. Este valor varía entre días y cientos de años, y es mucho mayor que el tiempo de respuesta antes comentado. El agua que va a producir la respuesta freática a un evento de recarga no es la que ha penetrado por la superficie del terreno, sino que es la que en media penetró hace un tiempo τ . La que acaba de penetrar inicia su descenso y en promedio llegará después del tiempo τ . En unos casos la dispersión del tiempo real de llegada respecto a τ es pequeña (flujo de pistón) y en otras muy grande, y una parte puede llegar muy rápidamente (flujo preferencial) pero otra lo hará de forma muy diferida.

1.3. SITUACIONES DE CONOCIMIENTO DE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS

El conocimiento de la recarga a los acuíferos supone en cualquier caso identificar las diferentes fuentes y los diversos mecanismos que intervienen, para lo que se deben considerar diversas situaciones.

1.3.1. Evaluación de la recarga

La evaluación es la obtención de valores medios y de su incertidumbre, así como de valores en períodos determinados, todo ello a partir de la información disponible. En el momento actual para España, la información directa disponible para evaluar la recarga es reducida, pues son escasas las estaciones de medida y observación, y además éstas suelen estar orientadas para realizar balances hidrológicos con fines agronómicos que no miden estrictamente la recarga a los acuíferos. Estos datos no ponen especial énfasis en la recarga y además la mayor parte de la recarga se produce en terrenos que son de cultivo. Así, se deben efectuar cálculos a partir de otra información, en general precipitación y temperatura, en lo posible a nivel diario y cuando es posible con datos de radiación solar, velocidad del viento, humedad atmosférica, humedad del suelo, etc., además de considerar las características del suelo y de la vegetación. Todo eso además a nivel regionalizado, es decir, integrando una gran variabilidad espacial y temporal en unos valores medios válidos sobre un territorio extenso. Para esto se recurre a fórmulas y modelos de carácter empírico, con diferente grado de validación, a veces en condiciones que suponen extrapolación o supuestos de cálculo arriesgados. Lo importante es conocer o al menos tener idea del error que se puede cometer, que en general puede ser grande. La

sofisticación de herramientas (generalmente modelos matemáticos) de cálculo con datos diarios y consideración de fenómenos complejos suelen dar cifras precisas, pero al utilizar en general parámetros imprecisos a veces sin significado físico claro, éstas pueden no representar bien la situación que se pretende calcular. Suele ser habitual que métodos más sencillos o sin un alto requerimiento numérico den similar evaluación de la magnitud de la recarga.

1.3.2. Observación y medida de la recarga

La observación y medida de la recarga, en sus diferentes aspectos y circunstancias, requiere más tiempo puesto que se trata de conocer un fenómeno sometido a la variabilidad climatológica. Este tiempo ha de ser el suficiente para caracterizar las diferentes variables hidrológicas de flujo y/o de transporte de masa. La observación de esas variables tiene la finalidad de cuantificar (medir) la recarga. Este es un aspecto similar al de otras observaciones hidrométricas, como caudales, niveles piezométricos, composición química, extracciones, etc., pero la evolución de la recarga en general comporta obtener datos de una serie de variables que se relacionan con la recarga, pero que no miden la recarga directamente. Estas mediciones representan las condiciones de un lugar y su regionalización requiere observaciones en otros lugares y un tratamiento adecuado de la información obtenida.

1.3.3. Calibración y validación de resultados

La calibración es la actuación por la que a partir de las observaciones disponibles se ajustan los parámetros empíricos y semiempíricos de los métodos de evaluación (cálculo) para unas condiciones y circunstancias determinadas (Fig. 1.9).

Un método o modelo calibrado debe reproducir las futuras observaciones correctamente y entonces se suele decir que el modelo ha sido validado. Sin embargo, la validación no es una aseveración de que se reproduce fielmente la realidad. No es posible la validación absoluta y bajo la denominación de validación sólo se indica que en las circunstancias observadas el método produce errores razonablemente acotados.

La calibración y la validación son una consecuencia deseable de la observación y medida (Fig. 1.9), pero una vez conseguidas no las hacen innecesarias pues las circunstancias suelen cambiar y evolucionar inadvertidamente (en el clima, en el suelo, en la vegetación, en el uso del territorio). Es deseable, si es posible, mejorar la observación y obtener la información necesaria con el mínimo esfuerzo o, lo que es lo mismo, optimizar los recursos económicos invertidos en observación y medida.

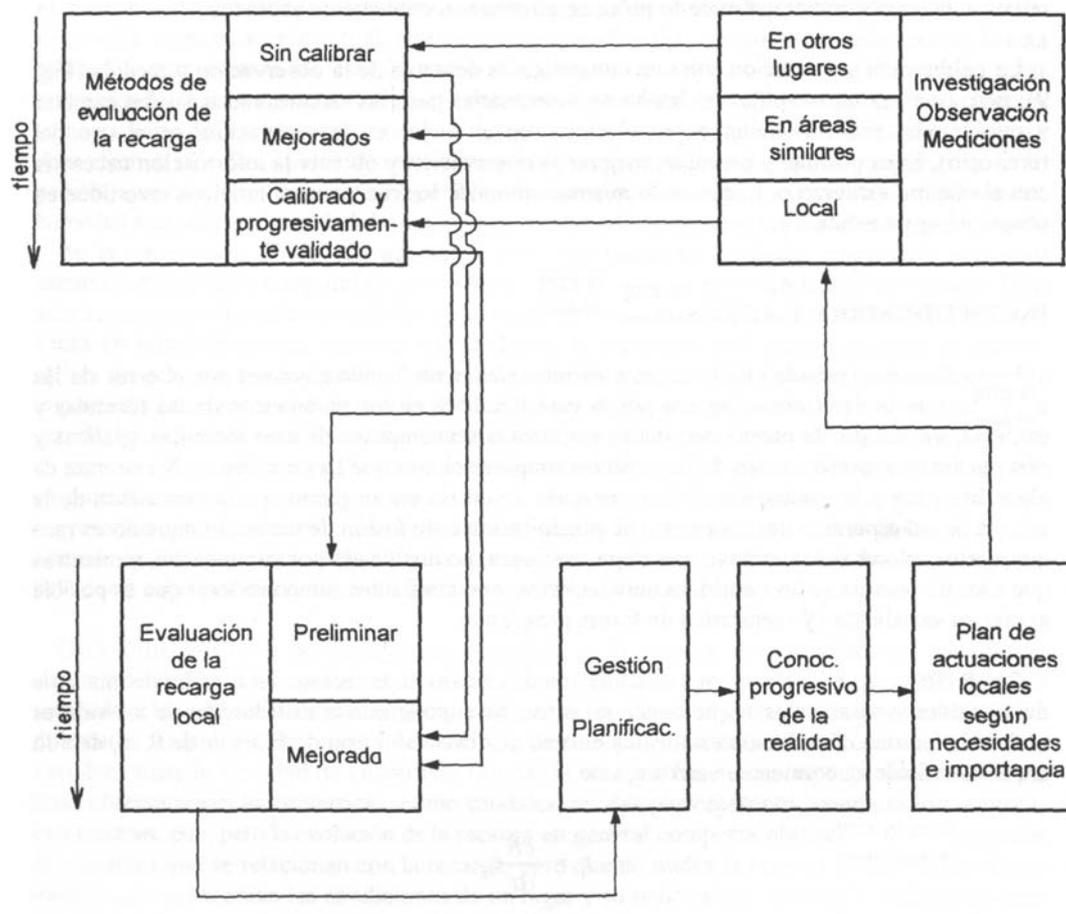


Figura 1.9.- Esquema de pasos sucesivos en la evaluación de la recarga a partir de cálculos con fórmulas generales no calibradas, que cambian a métodos progresivamente calibrados y validados en función de los resultados de la gestión y de la planificación hídrica y del apoyo en investigaciones, observaciones y mediciones. La gestión supone la progresiva adaptación de la explotación del sistema acuífero, cuyas características y posibilidades varían a lo largo del espacio y del tiempo, a una demanda y requisitos ambientales también variables a lo largo del espacio y del tiempo. Figura tomada de Custodio (1997a)

1.4. INCERTIDUMBRE Y ACTUACIÓN

La evaluación (cálculo) de la recarga a los acuíferos es inherentemente incierta, ya sea por el error de las variables que la determinan, ya sea por la incertidumbre en los parámetros de las fórmulas y gráficas, ya sea por la propia naturaleza empírica o semiempírica de esas fórmulas, gráficas y descripción de procesos, además de las notables simplificaciones que normalmente hay que hacer. No se trata de algo diferente a la evaluación de la aportación de un río en un punto o a la estimación de la crecida fluvial esperable tras un evento de precipitación o de fusión de nieves, aunque a estos se les atribuya una mayor confianza no justificada por su precisión, mientras que a los de recarga se les considera muy inciertos y no confiables, sin considerar que es posible acotar su variabilidad y mejorarlos de forma progresiva.

Sea $R = R(a_1, a_2, a_3, \dots, a_i, \dots, a_n)$ una fórmula de cálculo de la recarga en función de una serie de variables y parámetros a_i , que tienen un error. Se supone que la distribución de los valores reales siguen una distribución estadística normal de desviación tipo σ_i que se supone con media igual a 0. El error de R , r_i , debido a que la variable a_i contiene un error ϵ_i , vale:

$$r_i = \frac{\partial R}{\partial a_i} \epsilon_i \quad [1.2]$$

Considerando todas las variables, y suponiendo que los errores de cada una de ellas son independientes entre sí, la desviación tipo del error de R es:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial R}{\partial a_i} \sigma_i \right)^2 \quad [1.3]$$

Sea la expresión común para el cálculo anual de la recarga R en un lugar en función de la precipitación anual P :

$$R = \alpha(P - P_0) \quad [1.4]$$

donde α es un factor de proporcionalidad procedente de un ajuste que le asigna un cierto error y P_0 una precipitación umbral obtenida de forma similar. Resulta:

$$\sigma R^2 = (P - P_0)^2 \sigma_\alpha^2 + \alpha^2 \sigma_P^2 + \alpha^2 \sigma_{P_0}^2 \quad [1.5]$$

o en valores relativos del error:

$$\left(\frac{\sigma_R}{R} \right)^2 = \left(\frac{\sigma_\alpha}{\alpha} \right)^2 + \frac{P^2}{(P - P_0)^2} \left(\frac{\sigma_P}{P} \right)^2 + \frac{P^2 P_0}{(P - P_0)^2} \left(\frac{\sigma_{P_0}}{P_0} \right)^2 \quad [1.6]$$

Así el valor de R y su variabilidad se puede expresar como $R \pm n\sigma_R$; para $n = 1$ el intervalo comprende el 68,3% de los valores posibles de R , para $n = 2$ el 95,4% y para $n = 3$ el 99,7%.

Para un caso en el que se ha medido durante varios años:

$$P = 400 \text{ mm/a; } \sigma_P/P = 0,15$$

$$P_0 = 150 \text{ mm/a; } \sigma_{P_0}/P_0 = 0,25$$

$$\alpha = 0,30; \sigma_\alpha/\alpha = 0,20$$

resulta $(\sigma_R/R)^2 = 0,04 + 0,0576 + 0,0225 = 0,1201$, para un valor de $R = 40 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Manteniendo el supuesto de normalidad de la distribución es $\sigma = 40 \sqrt{0,1201} = 14 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, o sea que el 68% de los valores de R caen entre 26 y $54 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Para mejorar la estimación, en este caso es importante la mejora en la precisión de cualquiera de las tres variables.

El clima árido en que R es casi nula en años poco lluviosos e importante en años excepcionalmente lluviosos, parece mejor la fórmula:

$$\log R = \alpha' (P - P_0) \quad [1.7]$$

en la que α' es ahora dimensional. En este caso la distribución de R es mejor considerarla lognormal, de modo que la nueva variable $Y = \log R$ tiene una distribución normal y se está en el caso anterior.

Cuando se utilizan modelos más sofisticados, con varias variables y diversos parámetros, en general trabajando con intervalos de tiempos cortos (por ejemplo diarios), y con procesamiento con computador, puede aplicarse un proceso matemático similar estudiando la sensibilidad del resultado a las desviaciones de los parámetros y variables. Hay modelos que ya incorporan en su código de programación la posibilidad de hacer rápidamente estos análisis de sensibilidad. Su ejecución manual o su incorporación al modelo es relativamente sencilla.

Es importante evaluar la incertidumbre de los resultados obtenidos, por lo menos conocer su orden de magnitud cuando los errores de las diferentes variables y parámetros utilizados no están bien cuantificados o se trata sólo de conjeturas razonables.

En muchos casos el error más importante no es el de la incertidumbre antes comentada sino el de la utilización de un método inadecuado, que en general está causado por una mala concepción del proceso de recarga y de sus componentes, o errores acotables de instrumentación. De ahí que los resultados obtenidos se deben ir comparando con los datos que proporciona la observación, a medida que esos datos van estando disponibles en el propio lugar en cuestión o en otros lugares con los que razonablemente pueda establecerse una semejanza. Lo anteriormente expuesto puede llevar a un cierto escepticismo en cuanto a la posibilidad de evaluar la recarga a un sistema acuífero. Esto no es siempre así, ya que en la evaluación de otros parámetros hidrogeológicos y en general de otros muchos de la Hidrología, no suelen aplicarse criterios más exhaustivos a los aquí descritos.

El mejor y más preciso conocimiento de la recarga a los acuíferos se produce paulatinamente, con simultaneidad a la progresiva puesta en explotación o toma de conciencia de la importancia de un sistema acuífero. El conocimiento poco preciso de la recarga no impide analizar los efectos de diferentes acciones sobre el sistema acuífero ni tomar decisiones progresivas de gestión y planificación, ya que se trata de una variable natural que se modifica a lo largo del tiempo, tanto en cantidad como en calidad.

Los acuíferos son elementos que reciben recarga y que la almacenan durante un tiempo, para descargarla diferida y con variaciones naturales muy suavizadas o artificialmente con caudales según las necesidades (son elementos reguladores). Esta capacidad se mide por el tiempo medio de permanencia del agua en el sistema τ , que es el cociente entre el volumen de agua almacenada, V , y la recarga, R ($\tau = V/R$). Conocer bien R es sólo una parte de τ . τ condiciona una posterior gestión y planificación hídrica. Una elevada recarga con una pequeña τ supone que el sistema acuífero tiene reservas muy variables y que por lo tanto lo serán también las descargas, de modo que el sistema acuífero seguirá de cerca los ciclos secos y húmedos, en sus niveles, descargas, capacidad de extracción de los pozos, etc.

1.5. FUENTES DE INFORMACIÓN CONSULTADAS

De forma general, son escasos los tratados especializados en el estudio práctico de la recarga a los acuíferos. El tema se trata con mayor o menor extensión en los diversos textos de Hidrología Subterránea, si bien por lo común a un nivel elemental.

En este trabajo se han consultado de forma especial los trabajos de Lerner *et al.* (1990), Simmers *et al.* (1988; 1997), Sharma *et al.* (1990), Martín Arnáiz (1976; 1983), Custodio (1976; 1983); Candela y Varela (1993), Jury *et al.* (1991), Eagleson (1978), BAHC (1993), Custodio *et al.* (1997), que constituyen tratados generales sobre la recarga a acuíferos.

Como se ha indicado al comienzo del capítulo, ha sido de especial importancia la lectura de los trabajos de Custodio (1997a; 1998) y Cerdà (1995), este último en lo referente al proceso de infiltración en el suelo.

Además de esta información, existe otra producida en forma de artículos, principalmente en las revistas *Journal of Hydrology* y más ocasionalmente en *Water Resources Research* y *Ground Water*. Las publicaciones en castellano son escasas, a excepción de las ya citadas anteriormente.

CAPÍTULO II.- MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS EN EL TERRITORIO ESPAÑOL. APLICACIONES, ESCALA ESPACIAL Y TEMPORAL, E INCERTIDUMBRE

2.1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad espacio-temporal de las condiciones hidroclimatológicas, del terreno y su vegetación, etc. provoca que la mayoría de métodos existentes para la estimación de la recarga proporcionen estimaciones con una alta incertidumbre (que en general varía de unos métodos a otros y es función de la cantidad de información disponible). Esta incertidumbre es cuantificable en ciertos casos, acotable en otros y difícil de evaluar en algunos casos extremos, aunque raramente se suele dar de forma explícita. Es recomendable que las estimaciones de la recarga vayan acompañadas de su correspondiente intervalo de confianza. En los casos en que estos intervalos no puedan ser cuantificados, debería indicarse al menos su rango posible.

Una de las posibles formas de acotar la incertidumbre consiste en la utilización del mayor número posible de métodos complementarios entre sí; por supuesto considerando en cada caso los aspectos prácticos de la estimación de la recarga. En términos de aplicación práctica, los métodos más utilizados para estimar la recarga en España se pueden clasificar en dos grupos:

- i) Métodos comunes (métodos de balance hídrico en el suelo, de análisis de aforos, basados en las fluctuaciones piezométricas y métodos basados en datos químicos e isotópicos de las aguas del acuífero). Tienen un coste menor y en general no requieren del concurso de especialistas. Han sido utilizados en acuíferos de una cierta entidad.
- ii) Métodos más complejos que pueden requerir el uso de técnicas más específicas y procedimientos numéricos de cálculo (muestreo hidrodinámico, hidroquímico e isotópico de la zona no saturada, calibración automática de modelos de flujo y transporte de solutos, etc.). Su interés es incuestionable en acuíferos donde se requiere una evaluación adecuada y normalmente detallada de la recarga para la gestión de los recursos subterráneos, la preservación de zonas de interés ambiental o la ejecución de ciertas obras de ingeniería civil.

Los estudios disponibles de estimación de la recarga aplicados a escala de todo el territorio español reducen el esquema anterior a la sola aplicación de técnicas de balance hídrico en el suelo y algún método de tipo hidrodinámico.

Este capítulo describe de forma breve algunas de las técnicas más comunes de evaluación de la recarga a acuíferos por la lluvia utilizadas en España a escala local o regional, indicando la escala de flujo que pueden estimar, su escala espacio-temporal de aplicación, la fiabilidad de las estimaciones que realizan, y someramente su coste y facilidad de aplicación. Se describirá con más detalle aquellos trabajos que han obtenido estimaciones de la recarga para todo el territorio español y los métodos que han utilizado. También se citan otros trabajos que han obtenido algún término individual o una

planimetría de interés para una aplicación futura de algún método concreto de estimación de la recarga a escala de todo el territorio español.

En los trabajos de Lerner *et al.* (1990), Scanlon *et al.* (2002), Beekman y Xu (2003), y las referencias que incluyen, se describen con más detalle estas técnicas y sus condiciones de aplicación. La información de este tipo en lengua castellana referida al territorio español es reducida y dispersa; destacan las Actas del Congreso “La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica” celebrado en enero de 1997 en Las Palmas de Gran Canaria, que han sido publicadas por IGME y AIH, y editadas por E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper.

Pueden existir distintos tipos de recarga a un acuífero, siendo habitual encontrar:

- i) Recarga difusa (a través de amplias zonas) de agua de lluvia
- ii) Recarga concentrada a través de cauces permanentes, estacionales y efímeros
- iii) Flujos laterales procedentes de otros acuíferos
- iv) Retorno de riegos, ya sea por exceso de riego o por pérdidas en los canales de distribución
- v) Recarga urbana.

En general cada uno de estos tipos de recarga requiere métodos de estudio diferentes.

2.2. MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA RECARGA EN ESPAÑA

Los procesos hidrológicos habituales que intervienen en el ciclo hidrológico (Fig. 2.1), cuantificados en un balance hídrico y donde se incluye la recarga, pueden contemplarse a muy distintas escalas espacio-temporales.

Los métodos más utilizados en España para evaluar la recarga por la lluvia son las técnicas de balance hídrico que cuantifican directamente, usando diversas técnicas, cada uno de los componentes que intervienen en el balance hídrico. En la práctica sólo alguno de estos componentes puede ser medido directamente (la precipitación) mientras que el resto deben ser estimados indirectamente, como la evapotranspiración potencial (ETP) y la real (ETR).

La estimación de los términos del balance suele incluir errores de medida, de interpretación y de evaluación que provocan que la ecuación del balance “no cierre” de forma exacta. Es habitual que el valor de cierre del balance sea aquel término más difícil de medir o estimar por otros métodos, como la recarga.

La estimación del balance hídrico en régimen natural aumenta en complejidad si se han de restituir a régimen natural datos obtenidos en regímenes afectados. Son numerosos los casos donde no se dispone de información suficiente sobre la evolución temporal de los caudales detraídos de ríos, de bombeos en acuíferos, de retorno de riegos o abastecimientos, o de la

gestión de una infraestructura hidráulica concreta.

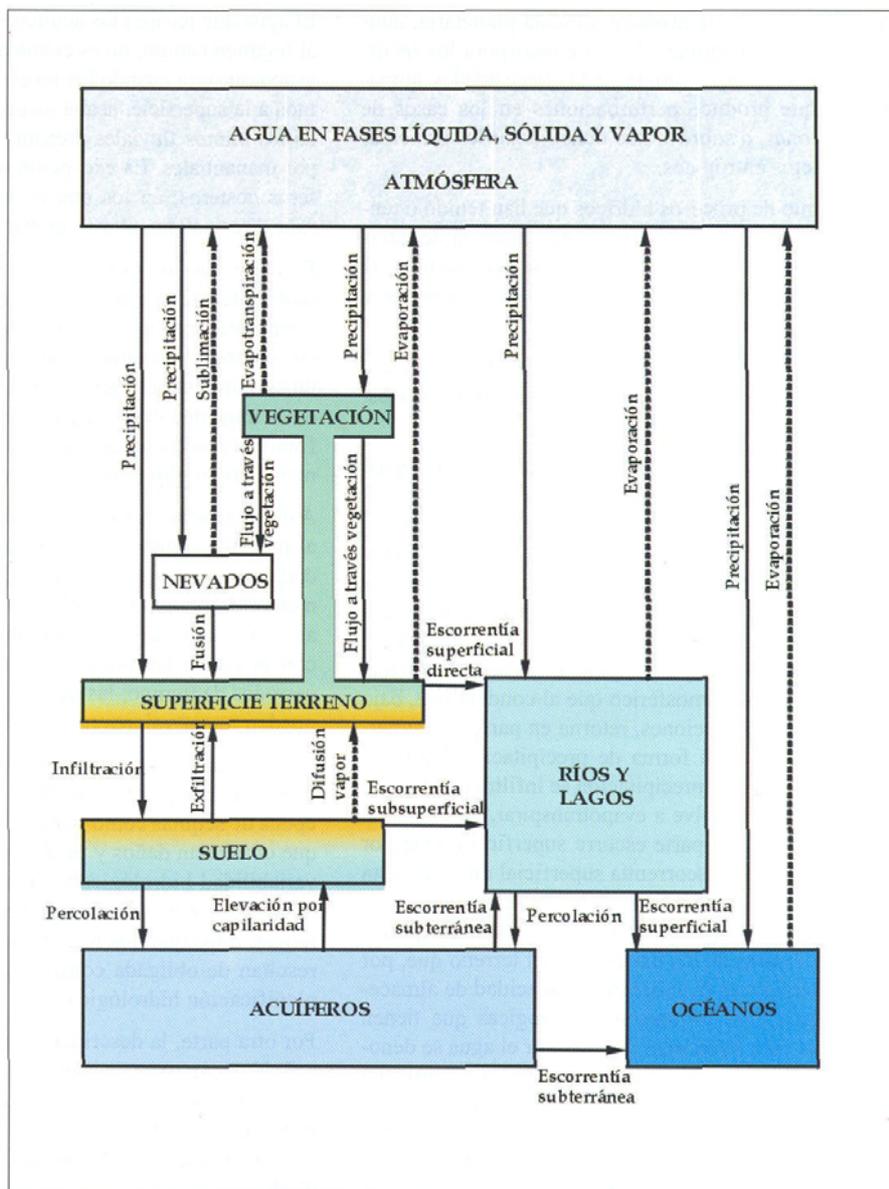


Figura 2.1.- Esquema conceptual del ciclo hidrológico, adaptado de Erhard-Cassegrain y Margat (1983) y tomado de MIMAN (2000; pág. 78)

Los balances pueden incluir conjuntamente aguas superficiales, subterráneas u otra porción o componente del ciclo hidrológico (Fig. 2.1). Para estimar la recarga se suelen realizar balances en el suelo (Samper y García-Vera, 1997), en el acuífero (Samper, 1997b), en un tramo de río comprendido entre dos estaciones de aforo (Sahuquillo, 1997), y en lagos y embalses (Giráldez y López-Rodríguez, 1997). Cuando se realizan balances parciales se debe comprobar la corrección y coherencia entre los flujos de agua de sus componentes. La estimación de la recarga a partir de balances en el acuífero puede realizarse posteriormente a partir de modelos numéricos de flujo (Sahuquillo, 1983; Carrera y Neuman, 1986; Samper, 1997b; Carrera *et al.*,

2005), que miden la incertidumbre y permiten reconstruir el régimen hidrológico natural a partir de datos meteorológicos, características físicas de las cuencas y datos registrados en estaciones de aforo o en piezómetros.

A escala del territorio español se ha realizado una determinación combinada del balance hídrico obtenida de forma distribuida para todo el territorio (MIMAN, 2000). El mapa de recarga obtenido en MIMAN (2000) es en la actualidad el único disponible a escala de todo el territorio español. Otras estimaciones se han realizado a menor escala, como en las Islas Canarias occidentales (Braojos-Ruiz, 1997). Son de destacar algunos procedimientos matemáticos desarrollados para el cálculo de términos específicos del balance hídrico a escala de todo el territorio español (Estrela *et al.*, 1995; Ruiz, 1999).

2.2.1. Métodos de balance hídrico

Los balances hídricos se suelen realizar de forma periódica (diaria, mensual) en la zona más superficial del terreno donde tienen lugar los procesos de evapotranspiración (suelo edáfico generalmente), aunque también se han aplicado en la zona no saturada y en el propio acuífero, variando en este caso la escala temporal y espacial de la estimación de la recarga.

El balance de agua en un acuífero se plantea entre dos fechas entre las que se observa la variación del nivel freático. El volumen almacenado por encima del nivel freático original se iguala a la recarga, considerando otros posibles flujos de entrada o de salida desde otros acuíferos o por bombeos.

La escala temporal idónea para realizar balances de agua es la duración de cada suceso de recarga. Como los mecanismos de recarga no son lineales, la recarga en periodos grandes de tiempo se debe obtener integrando los valores de recarga de cada uno de los sucesos. Los balances mensuales suelen dar peores estimaciones que los balances diarios, lo que es más evidente en zonas áridas y semiáridas donde la recarga suele concentrarse durante unos pocos eventos individuales extremos de corta duración.

Los métodos de balance, tanto en el suelo como en el acuífero, son los más utilizados debido a ventajas tales como:

- i) la disponibilidad de datos iniciales (pluviometría, niveles piezométricos, caudales, etc.)
- ii) la facilidad, rapidez de aplicación y reducido coste de ejecución
- iii) el hecho de considerar todas las fuentes o sumideros de agua conduce a que sea menor la interpretación de los mecanismos que controlan cada uno de los términos del balance
- iv) su aplicabilidad a todo tipo de fuentes de recarga
- v) pueden aplicarse a múltiples escalas espacio-temporales.

Por ello, los métodos de balance son en muchos casos los únicos viables en muchas zonas de España, de ahí su uso generalizado a escalas espaciales variables entre la local y la de todo el territorio español.

Los inconvenientes y limitaciones principales se deben a la dificultad de estimar ciertos componentes del balance como la escorrentía superficial y subsuperficial, la ETP o la ETR (componente muy importante del balance en el suelo que generalmente se calcula a partir de la ETP). Todo ello y el hecho de que la recarga se obtiene como la diferencia entre componentes del balance numéricamente mucho mayores, puede generar errores en el cálculo o en la estimación de estos componentes que tiendan a acumularse en el valor estimado de la recarga, especialmente si su magnitud es pequeña comparada con la de otras variables, en especial ETR. Las pequeñas imprecisiones en la medida de las variables provocan grandes incertidumbres en la estimación de la tasa de recarga (Gee y Hillel, 1988; Lerner *et al.*, 1990; Hendrickx y Walker, 1997). Esta incertidumbre puede variar entre distintos métodos de estimación de la recarga a acuíferos. Para reducirla es conveniente contrastar los resultados con las estimaciones realizadas con otros métodos (Durán *et al.*, 2004), ya sea de tipo hidroquímico (balance de cloruros), isotópico, de modelación del flujo en el acuífero, etc. Esta práctica no suele ser común, debido al uso ocasional que se hace de estos otros métodos a escala local o regional.

2.2.1.1. Formulación básica

La ecuación del balance en el suelo planteada entre dos tiempos t_i y t_f ($\Delta t = t_f - t_i$) en un territorio incluye los siguientes términos básicos:

$$P + D - IN - Es - ETR - Pe = \Delta\theta \quad [2.1]$$

donde los componentes del balance se expresan en volumen acumulado de agua en un intervalo de tiempo Δt , y P = precipitación, D = agua de riego, IN = interceptación, Es = escorrentía superficial, ETR = evapotranspiración real, Pe = recarga en tránsito (que coincide con la recarga si no existen flujos laterales en la zona no saturada), $\Delta\theta$ = variación del contenido de humedad.

Los balances se suelen realizar por unidad de superficie, expresándose las variables de la ecuación [2.1] como volumen por unidad de superficie en altura equivalente de agua (generalmente en mm). En sentido estricto la ecuación del balance en el suelo debería incorporar el término de infiltración (I), quedando la expresión del balance (suma de entradas menos salidas igual a la variación del volumen entre dos tiempos dados) como:

$$I - (ETR + Pe) = \Delta\theta \quad [2.2]$$

donde

$$P + D - IN - Es = I \quad [2.3]$$

Sumando las expresiones [2.2] y [2.3] se obtiene la ecuación [2.1].

Este balance responde en su forma más simple al modelo conceptual de funcionamiento y generación de recarga expuesto en el Capítulo I. La precipitación (descontadas las pérdidas por interceptación) y eventualmente el retorno de riesgos suponen un aporte de agua al suelo que a su vez es consumido por la evaporación y la transpiración. Cuando el contenido de humedad se encuentra en exceso al comienzo del drenaje (capacidad de campo), se produce un flujo descendente, aquí llamado recarga en tránsito.

Este esquema conceptual simple puede no ser válido en todas las situaciones. Su aplicación lleva implícita la hipótesis de que los parámetros y propiedades son uniformes sobre una determinada zona. El cálculo de la ETR es un paso esencial y depende del método utilizado para calcular la ETP, el método con el que la ETR se relaciona con la ETP y de las condiciones de humedad inicial del suelo. Este tipo de balances se desarrollaron inicialmente en zonas húmedas, siendo discutible en ocasiones su validez en zonas áridas y semiáridas. Sus resultados son tanto más fiables cuanto más desarrollado es el suelo, mayores son las condiciones de humedad y por tanto, cuanto más similares son la ETP y la ETR (Solé *et al.*, 1995).

La existencia de flujo preferente a través de macroporos, que favorece la recarga incluso cuando el suelo presenta un cierto déficit de humedad (Rushton y Ward, 1979), modifica el esquema de este modelo clásico de balance. Existen distintas formulaciones empíricas para el tratamiento de esta recarga preferencial. La más sencilla consiste en suponerla proporcional a la magnitud de la precipitación, cuando ésta supera un cierto valor umbral.

Puede ser necesario realizar una división de subcomponentes dentro de los componentes principales del balance, si estos son de interés. Un ejemplo lo constituye el flujo de agua entrante o saliente en muchas cuencas españolas que puede ser la suma de escorrentía superficial, subsuperficial y subterránea, debiendo calcular la fracción de cada tipo de escorrentía. La ETR puede dividirse según la procedencia del agua evaporada (superficie, zona saturada, zona no saturada). El balance de agua puede incorporar agua de deshielo, superficial, etc. Cada uno de estos términos incluye una variación temporal de su almacenamiento durante el periodo de observación considerado. Los nuevos componentes se agruparían como términos de entrada o salida dentro del contorno establecido en el tiempo de observación definido de igual forma que la indicada en la formulación anteriormente descrita.

Los métodos de balance hídrico incluidos en la mayoría de modelos hidrológicos consideran el flujo de agua superficial y subterránea, obteniendo la recarga a acuíferos de forma indirecta. En casos donde la recarga es rápida, los balances hídricos tienden a sobrevalorar el proceso de evapotranspiración, lo que suele condicionar una infravaloración de la recarga estimada.

2.2.1.2. *Proceso de cálculo*

El balance hidrometeorológico cuantifica cada componente del balance hídrico en cada período partiendo de unas condiciones iniciales de humedad conocidas. El resto de componentes del balance se calculan tomando como entrada la precipitación y otros posibles aportes.

La mayoría de componentes del balance (I, Es, ETR, etc.) dependen de forma no lineal del contenido de humedad del suelo. Por ello, la resolución exacta de la ecuación requeriría la utilización de métodos iterativos. En la práctica se utilizan incrementos de tiempo Δt suficientemente pequeños y se imponen restricciones para evitar que el contenido de humedad no supere los límites mínimos (punto de marchitez) y máximo (saturación total). En estas condiciones la ecuación del balance se resuelve evaluando de forma secuencial y por separado cada uno de los términos del balance. Existen diversos procedimientos matemáticos más o menos automáticos para realizar este procedimiento. A modo de ejemplo en España se cita el programa BALAN (Samper y García-Vera, 1992) que ha sido aplicado en diversas zonas del territorio español (Samper y García-Vera, 1997; Manzano *et al.*, 1997), el sistema integrado de modelización precipitación-aportación SIMPA (Estrela y Quintás, 1996) que se describe más adelante, o algunas otras aplicaciones para el cálculo de términos parciales del balance como EVADIA (Padilla y Pulido-Bosch, 1996) para el cálculo diario de la lluvia útil, REM para el cálculo de flujo unidimensional en la zona no saturada (Cruces de Abia *et al.*, 1997) y TDR para medir la humedad del suelo (Martínez-Fernández *et al.*, 1994).

2.2.2. **Otros métodos de cálculo de la recarga**

Junto al balance hídrico, como técnica más aplicada, la estimación de la recarga a diferentes acuíferos del territorio español se ha abordado históricamente utilizando otros métodos. Aquí se describen brevemente aquellos métodos de aplicación más o menos habitual, sin incluir todos sus ejemplos de aplicación. Se pretende indicar sólo aquellas técnicas de uso más habitual o más relevantes en cuanto a los resultados obtenidos.

2.2.2.1. *Métodos de medición directa*

La estimación de la recarga mediante medidas in situ es costosa al requerir la construcción de dispositivos que midan a suficiente profundidad el agua que se dirige hacia el nivel freático (habitualmente mediante lisímetros y medidores de filtración). Estos métodos dan información puntual que después se ha de interpolar, aunque tienen una gran fiabilidad al cuantificar directamente componentes del balance de agua. La escala de tiempo varía entre casi

instantánea hasta estacional e incluso anual. Los medidores de filtración son útiles fundamentalmente para la determinación de las pérdidas por infiltración desde canales de riego y desde ríos (Kraatz, 1997). Los lisímetros miden el flujo de agua a través de la zona no saturada y son habituales en estudios agronómicos.

Como la mayoría de métodos de estimación de la recarga, estas técnicas son más apropiadas en zonas húmedas que en zonas áridas o semiáridas (Allen *et al.*, 1991). A pesar de su elevado coste de construcción y mantenimiento, no siempre proporcionan la magnitud de la recarga, debido a que la construcción del lisímetro altera las condiciones iniciales del suelo. Suele suceder que los valores estimados en los períodos iniciales difieran de los valores obtenidos una vez que se alcanzan de nuevo las condiciones naturales. Casado-Sáenz *et al.* (1997) describen su aplicación en el acuífero de La Mancha.

2.2.2.2. Métodos hidrodinámicos

Estos métodos se basan en la utilización de la ecuación de flujo bajo condiciones de saturación parcial o total. Existen dos enfoques distintos, los métodos de medición en campo y los métodos numéricos.

Los métodos de campo suelen suponer un régimen estacionario, funcionan mejor para flujo saturado y se han aplicado ampliamente en estimaciones de la recarga a diversos acuíferos españoles, como en la Sierra de las Cabras (Cádiz) (Jiménez *et al.*, 2001) o en El Abalarío (Doñana) (Trick y Custodio, 2004). El flujo parcialmente saturado es más difícil de calcular a partir de medidas de campo al no existir técnicas que permitan medir de forma directa la conductividad hidráulica no saturada, que no obstante suele deducirse a partir de expresiones teóricas que la relacionan con el contenido de humedad y ciertas características del medio. Un ejemplo lo constituye los estudios realizados en el acuífero de La Mancha (Cruces de Abia *et al.*, 1997). Estos métodos incluyen técnicas basadas en la medición del agua atmosférica, como el balance de agua en un cauce (Bouder y Maddock, 1997) o la separación de hidrogramas (Halford y Mayer, 2000). Laguna *et al.* (1986) han aplicado estas técnicas en la zona regable del río Bembézar (Córdoba). También se han aplicado midiendo el agua de la zona no saturada mediante técnicas como la de plano de flujo cero (Wellings, 1984) o la Ley de Darcy (Sammis *et al.*, 1982). En la zona saturada ha sido habitual usar la técnica de fluctuación del nivel freático, existiendo un procedimiento de cálculo desarrollado por Murillo y De la Orden (1996) que se ha aplicado en pequeños acuíferos kársticos del levante peninsular español (Andreu *et al.*, 2001).

Los métodos numéricos permiten analizar situaciones de flujo más complejas (Sanford, 2002): régimen transitorio, heterogeneidad espacial, etc. Por el contrario, suelen requerir muchos más datos y un elevado tiempo de

computación en ordenador (Samper, 1997b). Son numerosos los ejemplos de modelización de acuíferos a escala regional realizados en España (Doñana, Delta y Valle Bajo del Llobregat, La Mancha, Acuífero de Madrid, etc.) o en zonas específicas de interés como los posibles emplazamientos de ubicación de residuos radiactivos. Destaca la aplicación matemática TRANSIN elaborada por miembros del Grupo de Hidrología Subterránea de la UPC (Medina *et al.*, 1993), el modelo de simulación conjunta agua superficial-agua subterránea AQUIVAL elaborado por miembros del Grupo de Hidrología de la UPV (Capilla y Andreu, 1996) o los diversos procedimientos numéricos elaborados por el CEDEX para la evaluación de recursos hídricos (Estrela, 1992).

2.2.2.3. Técnicas de trazadores

En la estimación de la recarga a numerosos acuíferos españoles se han utilizado trazadores ambientales químicos e isotópicos (Wood y Sanford, 1995), históricos (radioisótopos; Phillips *et al.*, 1988), artificiales (añadidos de forma premeditada; Flury *et al.*, 1994) y de calor (generalmente en aguas superficiales; Constantz *et al.*, 1994). Dado que los trazadores no miden directamente la recarga, pueden existir ciertos problemas a la hora de interpretar los resultados, principalmente por la presencia de otras fuentes de trazador y la existencia de vías preferentes de flujo, que pueden invalidar los resultados del método de trazado. No obstante, en otras ocasiones los trazadores pueden utilizarse para caracterizar el flujo preferente. Los trazadores químicos ambientales suelen proporcionar el valor medio de la recarga durante largos periodos de tiempo (años) y han sido aplicados en algunos acuíferos de España (Iglesias *et al.*, 1996; 1997). La caracterización de la recarga mediante técnicas de trazado isotópico ambiental se ha realizado en el acuífero de Los Arenales (Plata *et al.*, 1996), acuífero de Doñana (Baonza *et al.*, 1984), en acuíferos kársticos de Málaga (Andreo *et al.*, 2004a) y en el acuífero de Sierra de Gádor en Almería (Vallejos *et al.*, 1997). Se han aplicado técnicas de trazado artificial en el acuífero de Doñana (Guimerà *et al.*, 1991).

Las técnicas de trazado artificial mediante colorantes, radioisótopos, trazadores químicos e isotópicos ambientales se utilizan habitualmente en la zona saturada y en la zona no saturada (Samper y Guimerà, 1991). Su uso ha variado desde la caracterización de espacios naturales protegidos (Plata *et al.*, 2004) a la determinación de la hidrodinámica subterránea en el entorno de grandes obras de ingeniería (Araguás y Plata, 2000). La datación del agua subterránea y la modelización numérica isotópica con un trazador a partir modelos de celdas de mezcla (modelos agregados, etc.) han sido también técnicas utilizadas para estimar la recarga y el tiempo de residencia del agua en diversos acuíferos españoles, como el de Madrid (Llamas y Martínez, 1981).

2.2.2.4. Otros métodos

Este grupo incluye fundamentalmente los métodos empíricos, en los que se correlaciona la recarga con otras variables hidrológicas (precipitación, altitud, litología, etc). Estos métodos tienen una validez limitada ya que las expresiones obtenidas para un determinado lugar sólo son extrapolables a lugares similares. No obstante, las relaciones entre recarga y precipitación, u otra variable, obtenidas en una zona pueden ser muy útiles para extrapolar en el tiempo los valores de la recarga en dicha zona. Sanz (1996) describe un ejemplo que relaciona la recarga a acuíferos y la litología para el territorio peninsular español a partir de una función de descarga de manantiales. Se han aplicado técnicas similares en diversos acuíferos kársticos españoles (Fernández del Río y Sahuquillo, 1983). Andreo *et al.* (2004b) han desarrollado el método APLIS para determinar la tasa de recarga en diversos acuíferos carbonatados de la Cordillera Bética relacionando, dentro de un GIS, la altitud, la pendiente, la litología, áreas de infiltración preferencial y tipo de suelo.

2.3. REQUISITOS DE UN BUEN MÉTODO DE CÁLCULO DE LA RECARGA

Son escasos los comentarios de este tipo en lengua castellana referidos a experiencias en España. Por eso se han consultado las experiencias adquiridas por diversos autores en países con similar desarrollo social, científico y tecnológico, y de similares condiciones ambientales a España.

Según Lerner *et al.* (1990), es esencial que todo método de estimación de la recarga considere los siguientes aspectos:

- i) Balance de agua. Un balance hídrico debe cuantificar el agua disponible y la magnitud que puede convertirse en recarga, debiendo acotar la magnitud de una posible estimación por exceso o por defecto. Se deben identificar los mecanismos y procesos de recarga
- ii) Errores de estimación. Un buen método de cálculo debe estimar la recarga con errores pequeños, siendo deseable que la estimación no sea muy sensible a parámetros difíciles de determinar. Los métodos de balance de agua suelen determinar la recarga como una pequeña diferencia entre dos magnitudes grandes y con incertidumbre, por lo que inherentemente comportan grandes errores. Los métodos basados en la descripción del flujo en la zona no saturada tropiezan con la dificultad de la determinación de sus parámetros. Las técnicas de balance químico e isotópico ambiental requieren de largos periodos de observación para reducir la incertidumbre
- iii) Aplicabilidad y coste. Los métodos que requieren gran cantidad de datos e información muy especializada pueden no ser aplicables fuera del ámbito de la investigación. El coste puede limitar la aplicación práctica de un método

iv) Extrapolación. La planificación y gestión de los recursos subterráneos requiere disponer de estimaciones de la recarga para períodos largos de tiempo. Los métodos que sólo requieren datos fácilmente disponibles son más adecuados a la hora de extrapolar condiciones que los que requieren información especializada.

2.3.1. Rango temporal, espacial y de flujo de diferentes técnicas de estimación de la recarga utilizadas en España

Las técnicas más utilizadas en España para cuantificar la recarga difieren en la tasa de recarga que estiman y en la escala temporal y espacial que representan (Fig. 2.2). La escala condiciona la tasa de recarga que puede estimarse con una técnica determinada, debiendo evaluarse de forma previa a su aplicación según las condiciones específicas del emplazamiento.

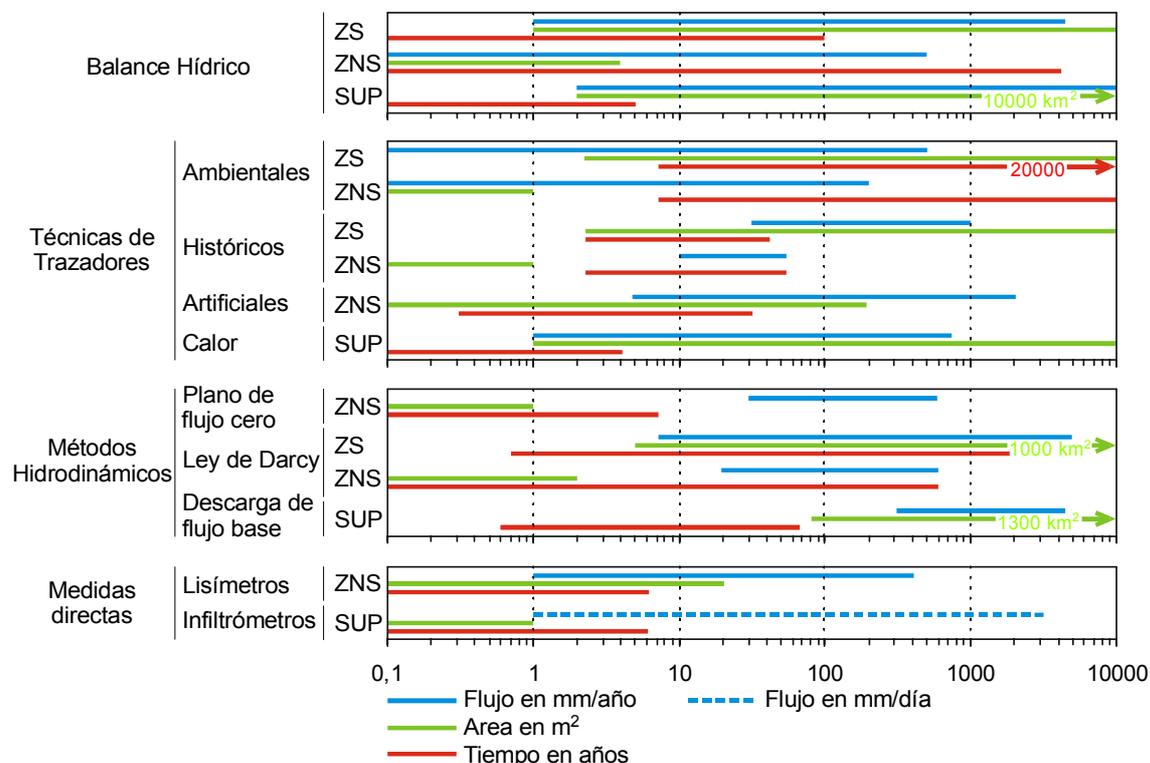


Figura 2.2.- Rango de flujo (en mm/año), espacial (en m²) y temporal (en años) de aplicación de algunas técnicas habituales de estimación de la recarga a los acuíferos utilizadas en España. Al no existir información concreta sobre algunas de estas técnicas en España, se ha adoptado en estos casos la información extraída de los trabajos de Lerner *et al.* (1990), Scanlon *et al.* (2002), Beekman y Xu (2003). ZS: zona saturada; ZNS: zona no saturada; SUP: agua superficial de origen atmosférico

A las técnicas descritas en la Figura 2.2 se unen las técnicas de modelación numérica que pueden usarse en general para estimar múltiples rangos de recarga a los acuíferos, aunque su fiabilidad debe evaluarse según la

incertidumbre de los parámetros usados en el modelo. Los trazadores históricos tienen limitaciones en cuanto a la tasa de recarga que pueden estimar. Los trazadores ambientales son una de las pocas técnicas que pueden estimar tasas de recarga muy bajas con mayor precisión.

El área que integra el valor de recarga varía según la técnica usada (Fig. 2.2). La mayoría de técnicas aplicadas en la zona no saturada dan estimaciones puntuales o representan áreas pequeñas, mientras que algunas técnicas que miden el agua superficial y la mayoría de técnicas aplicadas en la zona saturada permiten representar áreas mucho mayores. Los estudios de la zona saturada integran espacialmente las medidas puntuales de la recarga.

La escala temporal que puede medirse de una tasa de recarga también varía según la técnica (Fig. 2.2). Muchas de las técnicas basadas en la medida del agua superficial proporcionan estimaciones eventuales de la recarga, debiendo obtener la estimación para periodos más largos como la suma de eventos individuales. Las técnicas aplicadas en la zona no saturada también proporcionan estimaciones eventuales de la recarga (durante el tiempo de monitorización). La disponibilidad de datos climáticos restringe la escala práctica de uso de técnicas de modelación numérica a los últimos 100 años. Lo mismo sucede con las técnicas de balance hídrico. Las únicas técnicas que pueden proporcionar estimaciones integradas de la recarga a largo plazo son las de trazadores químicos e isotópicos ambientales e históricos.

2.3.2. Precisión, aplicación y coste de algunos métodos de estimación de la recarga

La precisión, la facilidad y el coste de aplicación de un método de estimación de la recarga (Tabla 2.1) son términos que generalmente están relacionados debido a que no existen unos métodos más buenos que otros, sino que la aplicación de uno u otro/s método/s depende del objetivo del estudio, las condiciones ambientales existentes, el rango de precisión deseable y de la disponibilidad económica para su aplicación. Estos conceptos son cualitativos y dependen del conocimiento previo del modelo conceptual de recarga, del acceso a los datos, de la metodología aplicada, etc. No obstante, permiten realizar de forma inicial una selección previa de los métodos de posible aplicación, frente a aquellos otros que inicialmente se descartan.

Las escalas de precisión, aplicación y coste de cada método (Tabla 2.1) son orientativas para una situación geográfica, social, económica y administrativa similar a la que existe actualmente en España y se han sintetizado en un rango cualitativo de tres valores (de 1 a 3). Estos términos pretenden ser orientativos y válidos al menos en su orden de magnitud.

Tabla 2.1.- Términos de precisión, facilidad de aplicación y coste de algunos métodos comunes de estimación de la recarga a los acuíferos utilizados en España. Ratio de precisión: indica el factor de diferencia relativa entre la estimación de la recarga realizada por un método y su valor real (1 para un factor de 2; 2 para un factor de 5; 3 para un factor de 10 o más). Ratio de facilidad de aplicación: indica el número de datos requeridos por un método de estimación de la recarga y su facilidad de tratamiento (1 cuando son pocos datos y fáciles de usar hasta 3 cuando el tratamiento es dificultoso o son muchos los datos necesarios). Ratio de coste: varía desde 1 cuando la aplicación es barata a 3 cuando el método es caro. ZS: zona saturada; ZNS: zona no saturada; SUP: agua superficial de origen atmosférico

Técnica de estimación		Zona de aplicación	Precisión	Facilidad de aplicación	Coste
Balance Hídrico		ZS, ZNS, SUP	2	2-3	2-3
Técnicas de Trazadores	Ambientales	ZS, ZNS	2	1	1
	Históricos	ZS, ZNS	2-3	2-3	3
	Artificiales	ZNS	3	2-3	3
	Calor	ZS, SUP	1-2	1-2	2
Métodos Hidrodinámicos	Plano de flujo cero	ZNS	3	2	2
	Ley de Darcy	ZS, ZNS	2-3	2	2
	Fluctuación del nivel freático	ZS	2	1	1
	Descarga de flujo base	SUP	2-3	1-2	1-2
Medidas directas	Lisímetros	ZNS	1-2	3	3
	Infiltrómetros	SUP	1-2	1-2	1-2
Modelación numérica		ZS, ZNS, SUP	1-3	2-3	2-3

2.4. ESTIMACIONES DE LA RECARGA Y TRABAJOS PARCIALES DE UTILIDAD PARA SU ESTIMACIÓN EN EL TERRITORIO ESPAÑOL

En este apartado se describen brevemente aquellos trabajos que han estimado la recarga para todo el territorio español, con el objetivo de comparar sus resultados con los obtenidos en este trabajo mediante la aplicación de métodos químicos ambientales. Igualmente se describen otros trabajos que obtienen términos parciales o planimetrías concretas que pueden utilizarse para estimar la recarga a todo el territorio español mediante la aplicación de algún método concreto de estimación de la recarga descrito anteriormente.

2.4.1. Evaluación de los recursos hídricos en el territorio español por MIMAN (2000)

2.4.1.1. Procedimiento de evaluación

En este apartado se realiza una breve descripción del procedimiento de evaluación de los recursos hídricos en régimen natural elaborado por MIMAN (2000). Este ha consistido en la modelación distribuida de los componentes básicos del ciclo hidrológico a escala de todo el territorio español (Estrela y Quintas, 1996; Ruiz, 1999), del que se ha estimado, como un componente más

del balance, el término de recarga a los acuíferos.

Este modelo utiliza datos meteorológicos y de estaciones de aforo, y características de cuencas hidrológicas y de acuíferos. Es un modelo hidrológico conceptual y distribuido que considera la variabilidad espacial de toda la información hidrológica y que simula los flujos medios mensuales en régimen natural en cualquier punto del territorio español. Para ello reproduce los procesos esenciales de transporte de agua que tienen lugar en las diferentes fases del ciclo hidrológico. En cada una de las aproximadamente medio millón de celdas de dimensiones 1000 m x 1000 m en que se ha discretizado el territorio español, plantea el principio de continuidad y establece, a escala mensual, leyes de reparto y transferencias de agua entre los distintos almacenamientos (Fig. 2.3).

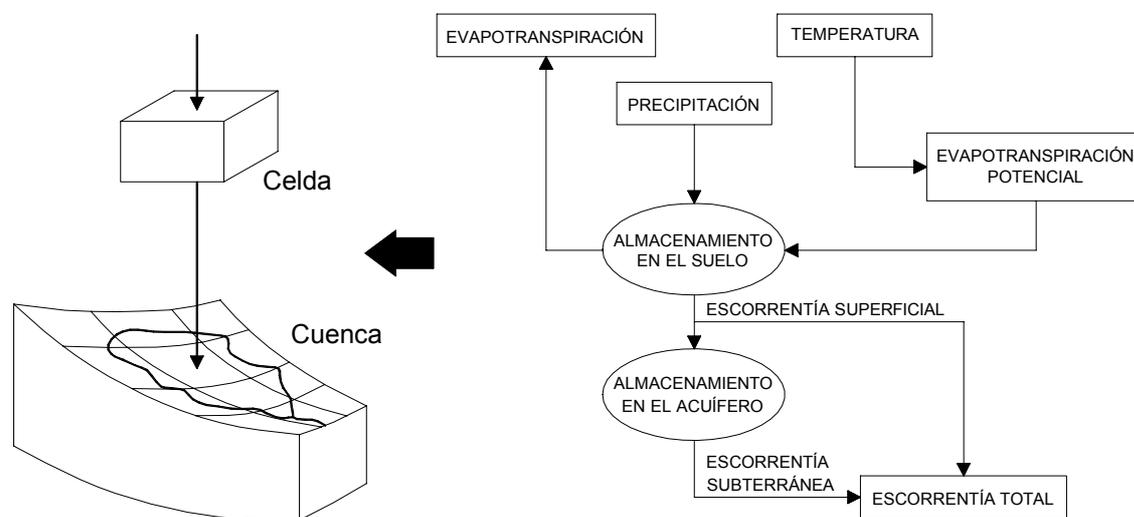


Figura 2.3.- Representación esquemática del modelo distribuido del balance hídrico elaborado por Estrela y Quintas (1996). Esquema tomado de MIMAN (2000; pág. 113)

La precipitación, la temperatura mensual y los caudales históricos observados en distintos puntos de simulación o de calibración del territorio español son los datos de entrada al modelo; considera además los datos de evapotranspiración y la geometría de las subcuencas principales. Los parámetros del modelo son los mapas de capacidad máxima de almacenamiento de humedad en el suelo (capacidad de campo), capacidad máxima de infiltración y los coeficientes de recesión de los acuíferos. La capacidad máxima de almacenamiento de humedad en el suelo (MIMAN, 2000; pág. 115) se estima a partir de los usos del suelo. La capacidad de infiltración máxima (MIMAN, 2000; pág. 116) se obtiene regionalizando la litología del territorio en un conjunto de clases litológicas a las que se les ha dado el valor de capacidad de infiltración máxima propuesto por Sanz (1996). Estos valores de referencia fueron ajustados con posterioridad durante el proceso de calibración del modelo.

El modelo estima la recarga a acuíferos de forma distribuida, obteniendo

un valor areal mensual promedio en cada Unidad Hidrogeológica expresado en un mapa de coeficientes de recesión de los acuíferos (MIMAN, 2000; pág. 117). El intercambio de agua entre cada Unidad Hidrogeológica y la red fluvial se realiza mediante un modelo unicelular (López-Camacho, 1981) aplicado de forma agregada a toda la unidad, y cuyo parámetro es el coeficiente de recesión o descarga. Este coeficiente se ha estimado en función de la extensión de los acuíferos y de sus características litológicas.

La calibración del modelo ha consistido en obtener los mapas de los parámetros que conducen al mejor ajuste entre los valores observados y los simulados por el modelo. Los datos de calibración corresponden a caudales en régimen natural y restituidos a régimen natural medidos en estaciones de aforo.

El ajuste del modelo se logra regionalizando los valores de las cuencas para todo el territorio a partir de sus características físicas (usos de suelo y litología). La regionalización de parámetros efectuada en las Islas Canarias no se ha contrastado por la ausencia de registros de caudal. Tampoco se ha determinado con precisión el parámetro que regula el reparto entre aportación superficial y subterránea por ser un terreno volcánico no suficientemente caracterizado en la clasificación litológica propuesta por Sanz (1996).

Se recomienda consultar el trabajo MIMAN (2000; Capítulo 3) para obtener un mayor detalle sobre la obtención de datos, la descripción de los métodos de cálculo de cada uno de los parámetros de entrada al modelo y del proceso de calibración y ajuste de los resultados obtenidos.

2.4.1.2. Fracción de origen subterráneo. Recarga natural

El modelo descrito obtiene un valor del aporte hídrico total dado como escorrentía total que a su vez incluye una componente superficial y otra de origen subterráneo. Esta última básicamente coincide, obviando transferencias subterráneas externas, con la recarga natural a los acuíferos.

Para estimar la recarga natural a los acuíferos se ha necesitado conocer su geometría. Los acuíferos en España se han agrupado en Unidades Hidrogeológicas (ITGE, 1989), que es un concepto administrativo que puede incluir uno o más acuíferos y ha sido diseñado para la administración racional y eficaz del agua; sus límites pueden incluir zonas del territorio donde no existen acuíferos. La Figura 2.4 muestra la delimitación de las unidades hidrogeológicas con la superposición de un mapa del tipo de afloramientos permeables del territorio español. Se ha considerado además:

- i) La superficie permeable que aflora en cada unidad y su tipificación como carbonatada, detrítica y volcánica se han obtenido del inventario de MOPTMA-MINER-UPC (1993), tras calcular la superficie permeable de cada tipo incluida dentro de cada Unidad Hidrogeológica.
- ii) Las cifras características básicas de cada unidad (recarga por lluvia y

cauces, retorno de riegos y transferencias) se han extraído de los Planes Hidrológicos de cuenca, y cuando no existía esa información, se adoptó la de MOPTMA-MINER (1995).

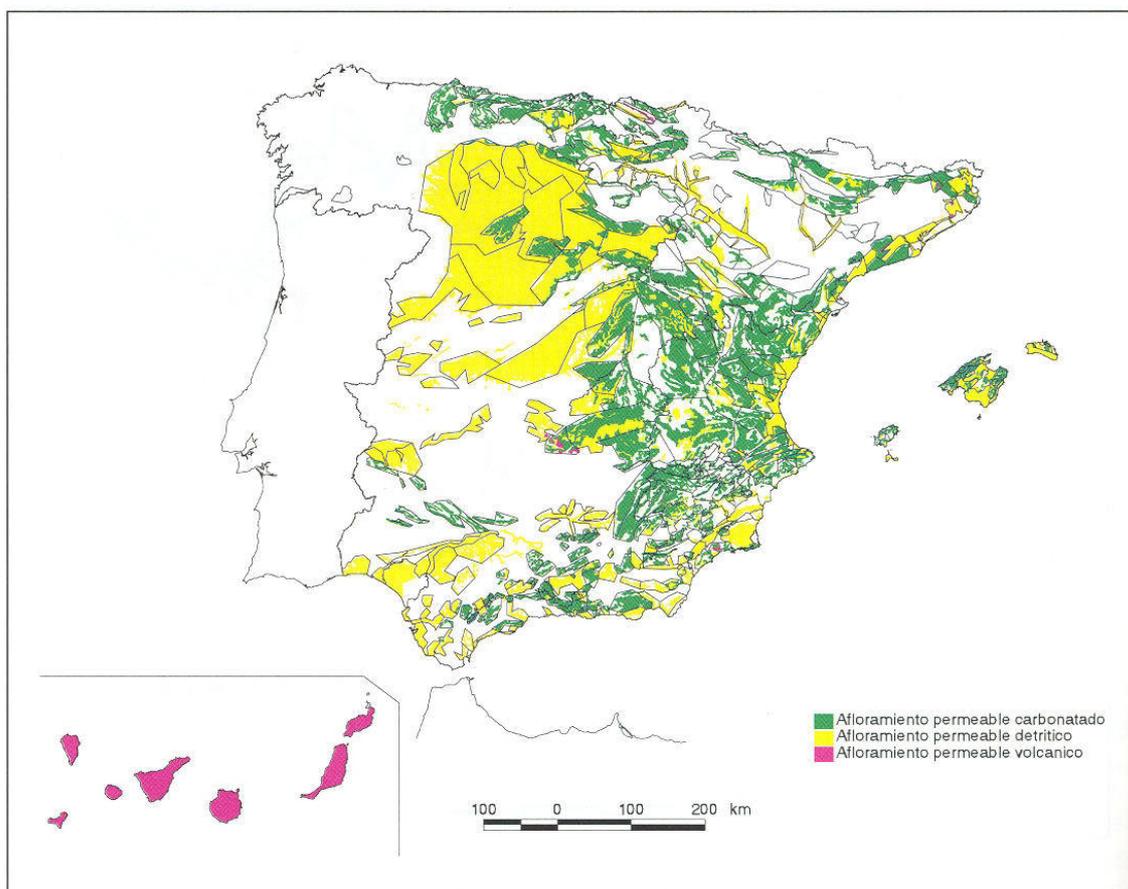


Figura 2.4.- Mapa de afloramientos permeables en el territorio español con la delimitación geográfica de Unidades Hidrogeológicas; elaborado por ITGE (1989) y tomado de MIMAN (2000; pág. 132)

El territorio no cubierto por unidades hidrogeológicas también puede incluir acuíferos de menor permeabilidad cuyas características y balances aún no han sido suficientemente evaluados. Su efecto sobre el flujo base de algunos ríos muestra su existencia, siendo deseable su estudio y caracterización en un futuro.

El total resultante de la recarga natural media por lluvia en el conjunto de unidades hidrogeológicas asciende a $\sim 21000 \text{ hm}^3/\text{año}$. La recarga en el conjunto del territorio español es mayor, ya que debe incluir la recarga producida en zonas no catalogadas como Unidades Hidrogeológicas. La suma de las muchas pequeñas captaciones y el aprovechamiento de los manantiales en estas zonas sin acuíferos definidos alcanza magnitud significativa, como sucede en áreas de Galicia y Canarias. Para el ajuste del modelo de simulación ha sido necesario incluir nuevas áreas de alimentación de aguas subterráneas en los ámbitos costeros de Galicia y norte peninsular.

Se ha realizado una estimación de la recarga media anual (en mm/año)

por la lluvia sobre cada Unidad Hidrogeológica del territorio español con el modelo distribuido de simulación de flujos antes citado (Fig. 2.5). La evaluación corresponde al periodo 1940/41 a 1995/96, igual al periodo disponible de registro pluviométrico. El procedimiento de cálculo ha sido similar al realizado para el cálculo de la aportación total. Esta estimación no considera las transferencias entre unidades que, aunque con carácter general son pequeñas, pueden ser importantes en algunas unidades concretas.

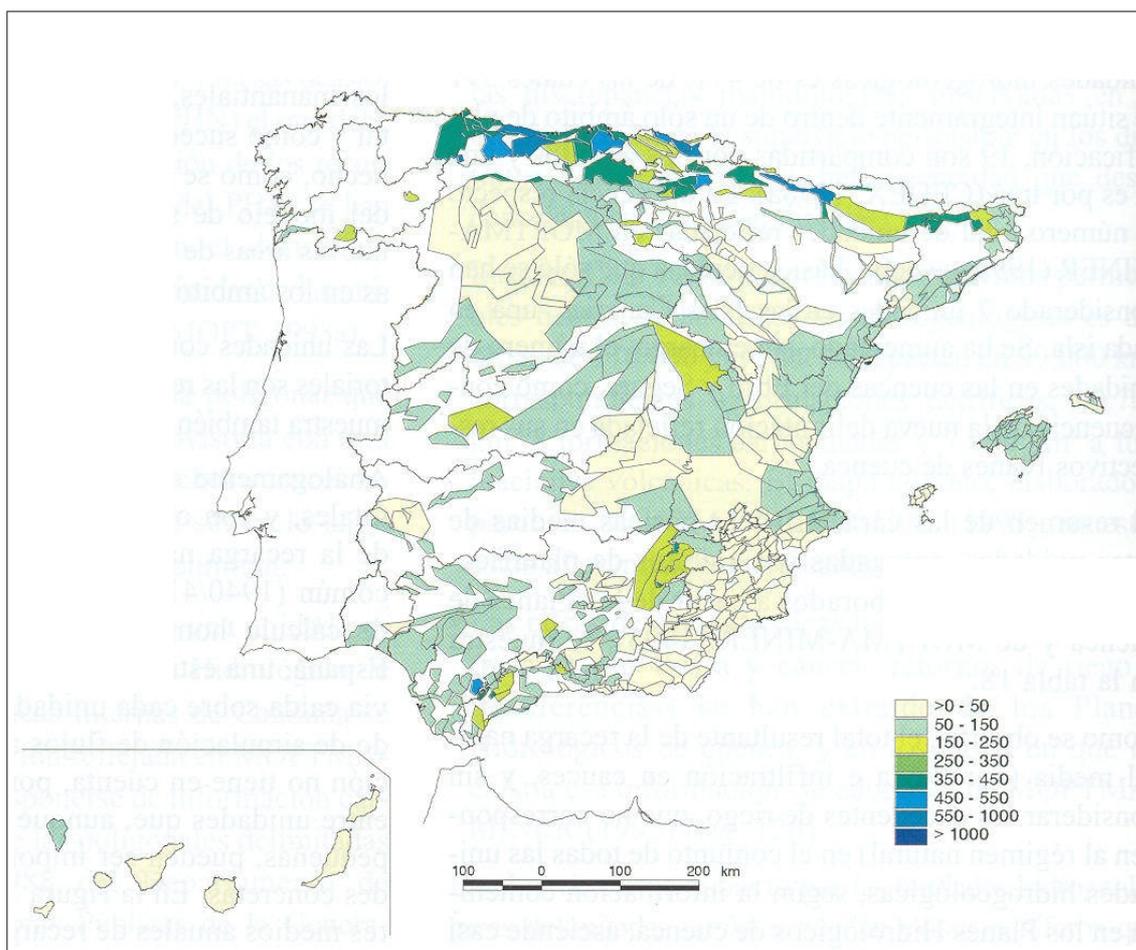


Figura 2.5.- Mapa de la recarga natural (en $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$) producida en las distintas unidades hidrogeológicas; tomado de MIMAN (2000; pág. 134)

Los resultados en la península muestran un valor promedio de la componente subterránea (igualada a recarga natural) del orden del 26% de la aportación total (Fig. 2.5). Existen grandes variaciones territoriales que oscilan entre más del 70% en el levante (zona con mayor autocorrelación entre pluviometría y aporte subterráneo) y menos del 10% en el SW peninsular.

En ocasiones, la recarga natural producida en algunas Unidades Hidrogeológicas es superior a la escorrentía total obtenida con el modelo de simulación, lo cual es erróneo y puede ser debido a:

- i) La dificultad ocasional de separar la recarga natural del retorno de riego, transferencias subterráneas, etc. (la mayoría de datos oficiales sólo

recogen la cifra de recarga al acuífero sin especificar si es natural o no o si incluye o no transferencias de otras cuencas)

- ii) no se conoce el periodo temporal que representa la recarga calculada y si ésta está sesgada o si es representativa del promedio anual
- iii) la estimación de la recarga con el conjunto de aproximaciones realizadas presenta una alta incertidumbre de estimación que hace esperable tales divergencias.

Los datos obtenidos por MIMAN (2000) muestran la necesidad de profundizar más en el conocimiento de la recarga a los acuíferos y su reparto entre la debida a la lluvia y a cauces, las transferencias subterráneas, el retorno de riegos, etc. La dispersión de las magnitudes de recarga ofrecidas por distintos autores también obliga a considerar estas cifras con cierta reserva y deben valorarse como una acotación del orden de magnitud de la recarga, dado que no se dispone de datos contrastados para cuantificar con suficiente precisión las transferencias subterráneas de agua dulce al mar.

2.4.1.3. Estimación de reservas de agua subterránea en España

En ITGE (1989) se ha estimado que el volumen de agua subterránea almacenado en España, hasta los 200 m de profundidad, es de $\sim 125000 \text{ hm}^3$, de los que $\sim 120000 \text{ hm}^3$ corresponden a la Península, $\sim 2500 \text{ hm}^3$ a Canarias y otros $\sim 2500 \text{ hm}^3$ a Baleares. Otros trabajos, como el inventario de MOPTMA-MINER-UPC (1993), estiman las reservas en unos 180000 hm^3 (sin incluir la cuenca del Segura ni los archipiélagos).

Estas cifras muestran también una elevada incertidumbre de estimación debido a consideraciones técnicas inherentes a su cuantificación, limitaciones económicas, etc. En cualquier caso, se trata de volúmenes muy importantes (del orden del triple del almacenamiento total disponible en embalses).

En síntesis, los recursos en régimen natural de origen subterráneo (de recarga natural a acuíferos) ascienden a un total superior a $29 \text{ km}^3/\text{año}$, de los que ~ 27 son aportación subterránea a la escorrentía total de los ríos y ~ 2 son transferencias subterráneas al mar o a otros territorios.

2.4.2. Otros datos o planimetrías útiles para estimar la recarga a los acuíferos en el territorio español

De forma muy breve se citan algunos trabajos que han estimado la recarga a todo el territorio español o han obtenido algún término o planimetría de interés que puede utilizarse para aplicar algún método concreto de estimación de la recarga a los acuíferos a escala de todo el territorio español o de su mayor parte. La brevedad de los comentarios realizados puede hacer recomendable

consultar las fuentes bibliográficas originales citadas para ampliar la información aquí expuesta.

2.4.2.1. Estimación de la recarga al territorio peninsular español a partir de la litología y una función de descarga de manantiales

Sanz (1996) estimó la recarga a acuíferos en una superficie de ~ 62 % del territorio peninsular español (Fig. 2.6) a partir del volumen de descarga medido en 17035 manantiales y su relación con 9 tipos litológicos (Tabla 2.2). Estableció una función de descarga en varios manantiales que igualó a la recarga producida en esos lugares. El valor obtenido de recarga lo contrastó posteriormente con otros métodos de estimación. Los resultados los extrapolaró posteriormente a diferentes puntos del territorio en función a la litología.

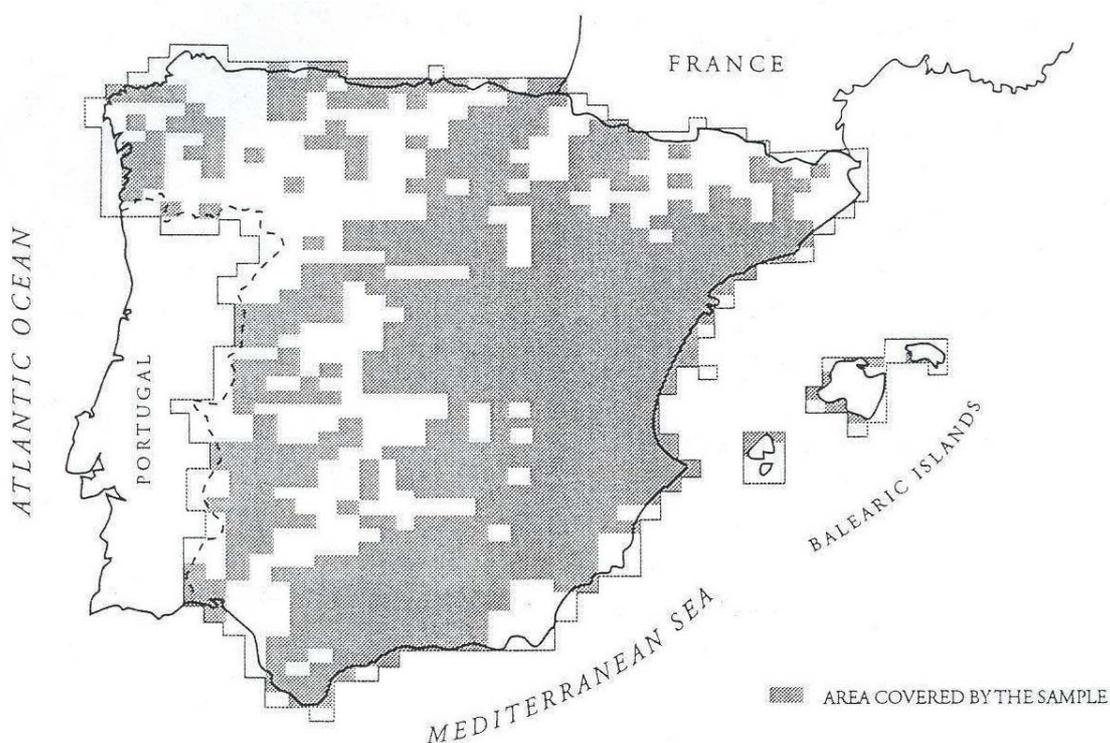


Figura 2.6.- Superficie del territorio español cubierta en el estudio de Sanz (1996)

El volumen anual de descarga de manantiales calculado ha sido de 14877 hm³/año, considerando conjuntamente toda la recarga sin diferenciar si ésta se produce por infiltración difusa, infiltración desde ríos, lagos, etc.

Las zonas del W peninsular quedan poco representadas por el escaso número de manantiales inventariados y lo reducido de su caudal (Fig. 2.6). Tampoco se ha representado el archipiélago canario. Se obtiene una contribución de la recarga diferente en función del tipo litológico; los materiales más permeables contribuyen con ~ 94,2 % del total de caudal aportado por los

manantiales. El grupo litológico caliza y dolomía, con ~ 66,2 % del total, es el que produce mayor contribución de caudal en los manantiales.

Posteriormente obtiene la recarga natural a partir de la precipitación, que varía considerablemente con el tipo de litología. La recarga varía entre ~ 20,3 % de la lluvia en rocas calizas hasta ~ 1% o inferior en cuarcitas, esquistos, filitas y rocas plutónicas (Tabla 2.2).

El método puede ser poco preciso en detalle, especialmente al no considerar aspectos climáticos o de relieve que pueden modificar substancialmente los resultados. No obstante, ofrece un orden de magnitud de la recarga total en el territorio español. Su comparación con volúmenes sectorizados de precipitación, un mapa detallado de permeabilidad del terreno, propiedades edáficas, mapas de relieve y variables climáticas siguiendo un procedimiento similar al propuesto por Andreo *et al.* (2004b) podría mejorar las estimaciones para poder compararlas después con los resultados obtenidos con otros métodos de estimación de la recarga, especialmente con el desarrollado en este trabajo.

Grupos litológicos	Recarga neta (%)
Sedimentos aluviales, arenas y gravas	5,3
Conglomerados	3,2
Areniscas	3,3
Calizas y dolomias	20,3
Margas, margas arcillosas, limos y arcillas	2,4
Cuarcitas	1,7
Esquistos	0,6
Rocas plutónicas	0,75
Otras (yesos, etc.)	0,35
Promedio ponderado	4,6

Tabla 2.2.- Recarga neta a partir del volumen de precipitación anual para diferentes grupos litológicos establecidos en España por Sanz (1996)

2.4.2.2. Contenido isotópico en oxígeno-18 (^{18}O) del agua de recarga y del agua de lluvia en el territorio español

A partir de la recopilación de datos propios y bibliográficos del contenido isotópico en oxígeno-18 (dado como $\delta^{18}\text{O}$ en tanto por mil y referido al estándar V-SMOW en todos los casos; Craig, 1961) del agua de recarga, Plata (1994) elaboró un mapa de la distribución espacial del contenido de este isótopo ambiental en el agua de recarga del territorio peninsular español y portugués (Fig. 2.7). Este mapa, que incluye algunas anomalías debidamente justificadas por el autor, puede utilizarse como un término de entrada para la estimación de la recarga mediante balance isotópico ambiental. Este método compara el contenido en $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia, del agua de recarga y del agua de escorrentía superficial. Partiendo de la información generada por Plata (1994), se podría

realizar una búsqueda bibliográfica de nuevos de contenido en $\delta^{18}\text{O}$ del agua de recarga para completar ciertas zonas del territorio español.

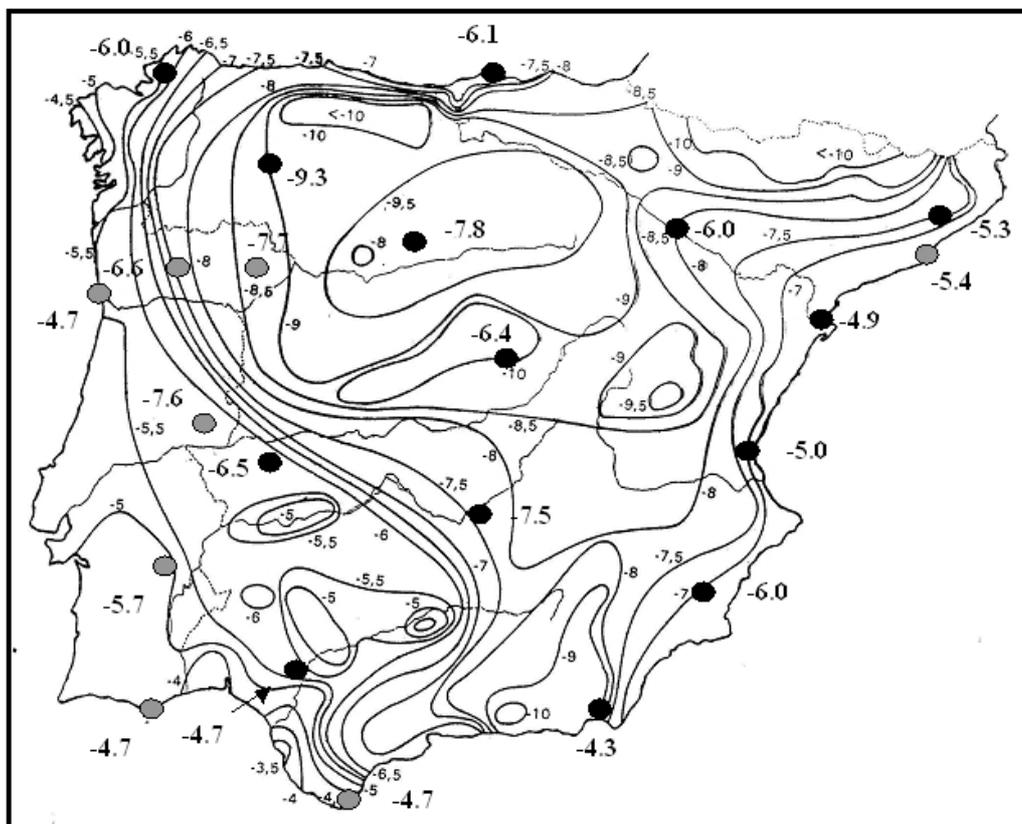


Figura 2.7.- Mapa de isovalores de contenido isotópico en $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰) del agua de recarga en el territorio peninsular español y portugués según Plata (1994). Aparecen superpuestos los valores medios anuales de contenido en $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰) del agua de lluvia obtenidos por Araguás y Diaz-Teijeiro (2005) a partir de los datos generados por la red española SNIP y la mundial GNIP

Los datos de contenido en $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia se pueden obtener de la red de muestreo mensual de agua de lluvia “Spanish Network of Isotopes in Precipitation” (SNIP), que está organizada de acuerdo con los protocolos de la IAEA (Agencia Internacional de Energía Atómica) para el posterior análisis del contenido isotópico en $\delta^{18}\text{O}$, deuterio y tritio. El CEDEX gestiona las bases de datos isotópicas y el INM gestiona los datos meteorológicos. La red española forma parte de la “Global Network of Isotopes in Precipitation” (GNIP). La base de datos de la GNIP está accesible en la página web: <http://isohis.iaea.org> (IAEA/WMO, 2004). Araguás y Diaz-Teijeiro (2005) han estudiado la variabilidad temporal y espacial de los datos generados desde 2000 a 2002 (Fig. 2.7). Los valores de contenido en $\delta^{18}\text{O}$ de la lluvia obtenidos también se pueden completar en ciertas zonas del territorio español con datos bibliográficos más o menos recientes.

Existen pocos trabajos en España con determinaciones del contenido en $\delta^{18}\text{O}$ del agua de escorrentía, y los disponibles dan un valor que es habitualmente la suma del contenido en $\delta^{18}\text{O}$ de la escorrentía total, sin diferenciar qué cantidad está asociada a la fracción superficial y cual lo está a la fracción subterránea, lo que reduciría la precisión de la estimación de la recarga al territorio español mediante la aplicación de métodos isotópicos ambientales.

2.4.2.3. Contenidos isotópicos en tritio del agua de lluvia en el territorio español

En las muestras de lluvia tomadas en la red SNIP también se determina el contenido en tritio (Araguás y Diaz-Teijeiro, 2005) (Fig. 2.8).



Figura 2.8.- Variación del contenido isotópico medio en tritio (en unidades de tritio, T.U.) del agua de lluvia durante los años 2000, 2001 y 2002 en el territorio español (Araguás y Diaz-Teijeiro, 2005), según datos generados en la red española SNIP

Este radioisótopo ha sido ampliamente utilizado para la determinación del tiempo de residencia y el funcionamiento del sistema de flujo en diversos acuíferos españoles. Los datos generados en estos acuíferos pueden ser utilizados, una vez que hayan sido debidamente convertidos a valores probables actuales, junto con los que se obtiene de forma periódica en la red SNIP y otros datos bibliográficos existentes de la lluvia, para estimar tiempos de residencia del agua en determinados acuíferos. Si además se conoce razonablemente bien el volumen de almacenamiento en estos acuíferos, se puede establecer la tasa de recarga.

2.4.2.4. Mapa de permeabilidad de la litología en el territorio español

Uno de los principales problemas para calcular la recarga a los acuíferos a escala del territorio español mediante diferentes técnicas de estimación, es determinar la distribución espacial de la fracción de escorrentía superficial como una parte de la escorrentía total determinada en MIMAN (2000).

La escorrentía superficial, además de otros muchos factores, depende de la permeabilidad del terreno. El mapa de permeabilidad de la Figura 2.4 elaborado por ITGE (1989) puede utilizarse con este propósito. Su uso mejoraría la estimación de la escorrentía superficial a escala del territorio español si se comparan medidas puntuales de permeabilidad realizadas en determinadas litologías (existen numerosos datos bibliográficos) y se interpolan posteriormente al resto de las litologías similares en diferentes posiciones geográficas. Los resultados podrían calibrarse después con las fracciones de escorrentía obtenidas en estaciones de aforo bien monitorizadas, de las que actualmente existe abundante bibliografía. El procedimiento conllevaría un error que podría cuantificarse (al menos el de sus términos más importantes) y que debe ser inferior al que se obtendría realizando una estimación de la recarga a partir de asignaciones cualitativas de la permeabilidad de un terreno.

2.4.2.5. Mapa del número de curva del territorio peninsular español

Ferrer (2003) ha elaborado recientemente un mapa del número de curva para el territorio peninsular español, de forma distribuida y mediante la interpolación espacial en soporte GIS de propiedades hidrológicas y del suelo (Fig. 2.9). Para ello ha seguido la metodología propuesta por el "U.S. Bureau of Reclamation", que se basa en el procedimiento de generación lluvia-escorrentía del NRCS (1999) (Natural Resources Conservation Service), con las modificaciones propuestas por Témez (1987) para el territorio español. La discretización de valores la hace mediante celdas de 1 km², realizando varios procedimientos de interpolación espacial de datos aplicando diversas técnicas geoestadísticas.

Con el número de curva se ha obtenido un valor del umbral de escorrentía según el método propuesto por Témez (1987). La comparación del umbral de escorrentía con valores diarios de precipitación medidos durante un año en las diversas estaciones pluviométricas que dispone el INM permitiría obtener, por acumulación de valores diarios de exceso de escorrentía, el valor de escorrentía superficial anual en el territorio español. La utilidad de este parámetro para estimar la recarga ya ha sido comentada en el punto anterior.

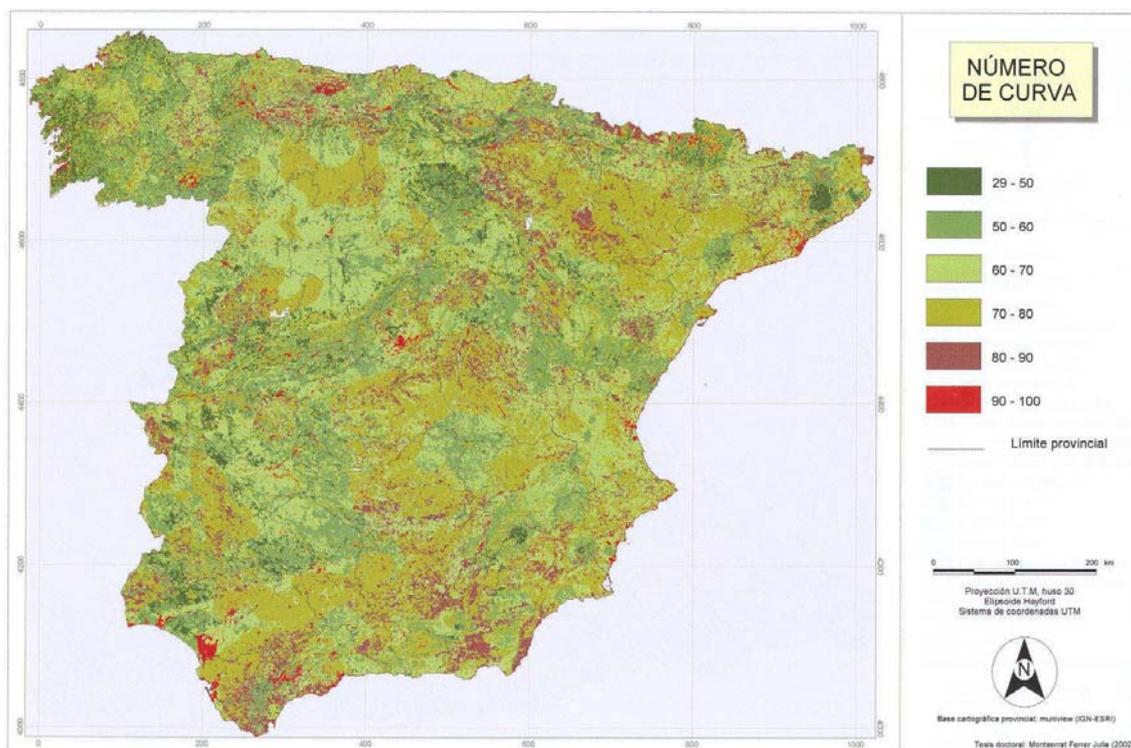


Figura 2.9.- Distribución espacial del valor de número de curva obtenido por Ferrer (2003) de forma distribuida en el territorio peninsular español y con resolución de 1 km²

2.4.2.6. Recopilación bibliográfica de datos de recarga a los acuíferos en España

Sea cual sea el método de estimación de la recarga utilizado para todo el territorio español o para un acuífero concreto, los resultados obtenidos con cualquier método requieren calibrarse o al menos compararse con la recarga estimada con otros métodos a una escala espacial similar.

Un posible procedimiento de estimación de la recarga al territorio español podría consistir en recopilar información bibliográfica de detalle sobre la recarga producida en diferentes acuíferos. Posteriormente se podría unir esta información y elaborar un mapa de recarga a los acuíferos en España a partir de esta recopilación bibliográfica de datos. Este procedimiento presenta varios inconvenientes:

- i) sólo se obtendría información de la recarga producida en las principales Unidades Hidrogeológicas y no tanto de aquellas zonas no catalogadas como acuíferos o zonas poco estudiadas que quedarían poco o nada caracterizadas
- ii) el incluir un valor de recarga total al acuífero que puede no diferenciar entre la fracción de recarga proveniente de la lluvia y la recarga producida por otros mecanismos
- iii) la comparación de diversas metodologías de cálculo de la recarga elaboradas con desigual cantidad de información inicial, con diferentes periodos de observación y realizada en diferentes fechas

No obstante, esta recopilación de datos permitiría completar grandes áreas del territorio español y elaborar un mapa de recarga uniendo las estimaciones realizadas en acuíferos cercanos o en grandes superficies regionales ya caracterizadas.

2.5. MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

La motivación general de este trabajo es la elaboración de un mapa de recarga a los acuíferos en el territorio español mediante métodos químicos ambientales (balance de CI). Para ello se han planteado dos tipos de objetivos. Los objetivos generales se centran en la elaboración de todos aquellos trabajos parciales necesarios para calcular la recarga, obtener su variabilidad natural y medir la calidad de la estimación. Los objetivos parciales corresponden a trabajos relacionados con el desarrollo de técnicas de análisis químico y el uso de determinadas aplicaciones hidroquímicas.

2.5.1. Motivación y objetivos generales

La principal información disponible sobre la evaluación de la recarga a los acuíferos a escala del territorio español se ha elaborado dentro de proyectos de evaluación de recursos hídricos realizados en diversos estudios para la preparación de los Planes Hidrológicos de Cuenca. En este sentido, destaca la determinación combinada del balance hídrico de forma distribuida para todo el territorio español descrita en MIMAN (2000). El mapa de recarga obtenido en este trabajo es en la actualidad el único disponible a escala de todo el territorio español.

Esta estimación de la recarga se ha basado en métodos de balance hídrico en el suelo y se ha obtenido como una fracción de la aportación hídrica total. El valor de recarga se ha calibrado posteriormente con datos piezométricos o caudales medidos en estaciones de aforo que pueden estar modificados respecto a su régimen natural. La restitución a régimen natural de datos obtenidos en regímenes afectados, donde es normal no disponer de información suficiente sobre su evolución temporal, obliga en ocasiones a realizar simplificaciones importantes de los términos del balance.

Los datos obtenidos por MIMAN (2000), y en general los obtenidos en otros trabajos anteriores, muestran la necesidad de profundizar más en el conocimiento de la recarga natural a los acuíferos para definir con mayor seguridad el reparto entre la recarga debida a la lluvia y a cauces, las transferencias subterráneas, el retorno de riegos, etc. La dispersión de las magnitudes de recarga ofrecidas por distintos autores también obliga a considerar estas cifras con cierta reserva y deben valorarse como una acotación del orden de magnitud de la recarga. Se puede afirmar que se han realizado

pocos estudios de estimación de la recarga para una escala de todo el territorio español y se han utilizado pocas técnicas de estimación de la recarga con las que contrastar la incertidumbre asociada a los resultados obtenidos con cada una de ellas.

La utilización del mayor número posible de métodos complementarios entre sí ayuda a acotar esta incertidumbre, aunque hay que considerar en cada caso su grado de aplicación práctica. En términos de esa aplicación práctica, los métodos más utilizados en España para evaluar la recarga por la lluvia son las técnicas de balance hídrico, que cuantifican directamente la recarga midiendo cada uno de los componentes que intervienen en el balance. En la práctica sólo alguno de estos componentes puede ser medido directamente (la precipitación) en puntos discretos mientras que el resto deben ser estimados indirectamente. Las técnicas de balance hídrico en el suelo no miden la recarga que finalmente llega al acuífero sino la recarga en tránsito que probablemente puede llegar al acuífero. Estas técnicas están condicionadas por la disponibilidad de datos no afectados para su posterior calibración.

Este trabajo plantea el cálculo de la recarga media multianual al territorio español a partir de la aplicación de un método de estimación de la recarga basado en el balance de un ión conservativo en la zona saturada (en este caso Cl). Este procedimiento no mide directamente el volumen de agua entrante o saliente, sino un trazador conservativo asociado al agua. El uso de trazadores ambientales conservativos ha sido una alternativa habitual a los métodos hidrodinámicos y de balance hídrico en numerosas partes del mundo. Los métodos químicos ambientales en la zona saturada comparan la aportación de Cl por la lluvia y la escorrentía respecto al contenido en Cl del agua de recarga. No se consideran aquellas muestras donde existe aporte de Cl al agua subterránea de origen no atmosférico.

Este método, aunque en teoría es fácil de aplicar, resulta a veces incierto cuando no se dispone de datos fiables del volumen de escorrentía superficial o no se puede muestrear directamente la parte más superficial de la zona saturada. En cambio, al no necesitar realizar cálculos complejos o aproximaciones de ciertos parámetros del balance hídrico, mejora su fiabilidad de aplicación y reduce el número de simplificaciones que a menudo se requieren realizar para obtener los diversos parámetros hídricos. Al igual que otros métodos de estimación de la recarga, se requiere una posterior calibración de los resultados.

La aplicación de este otro método de estimación de la recarga no pretende invalidar las estimaciones previas realizadas ni establecer una estéril discusión sobre las ventajas o inconvenientes de cada método, sino que pretende contribuir a mejorar el conocimiento de la incertidumbre general asociada al cálculo del término de recarga a los acuíferos. Se trata más bien de obtener nuevos datos de recarga basándose en una técnica cuyos resultados deben servir de complemento a los ya existentes para comparar los resultados y acotar la

incertidumbre. Los resultados obtenidos con este método podrían ser más inciertos aun que los obtenidos con otros métodos y presentar puntualmente errores macroscópicos originados por la falta de medidas en ciertas zonas del territorio español. No obstante, su filosofía es la de obtener valores de recarga con los que poder realizar comparaciones a una escala territorial amplia.

Si los resultados obtenidos con ambos métodos coinciden se considerará que ambas estimaciones son acertadas. Si no coinciden, las causas pueden ser variadas y debidas a:

- i) insuficiente disponibilidad de datos iniciales para ciertas zonas del territorio en alguno de los dos procedimientos de cálculo
- ii) medición de un diferente estado de evolución temporal de un mismo proceso de recarga con cada uno de los dos procedimientos. El balance hídrico en el suelo proporciona una medida de la recarga potencial o en tránsito, mientras que el balance de CI en la zona saturada mide la recarga efectiva que ha llegado al nivel freático, pudiendo diferir el promedio estimado de recarga con cada método.

El primer tipo de incertidumbre es difícil de corregir o mejorar. El segundo tipo de incertidumbre depende de las condiciones hidrogeológicas de cada emplazamiento y es relativamente fácil de determinar cuando se compara la recarga estimada mediante varios métodos.

El balance hídrico en el suelo estima la recarga que se desplaza por la zona no saturada y que constituirá recarga dentro de un tiempo variable entre días y años en función éste del espesor de la zona no saturada y de sus propiedades hidráulicas. La recarga estimada mediante balance de CI en la zona saturada mide la recarga que ya ha llegado a la zona saturada, que puede haber tardado en llegar desde días hasta cientos de años, ya que se trata del desplazamiento físico del agua.

Puede existir un tercer tipo de incertidumbre en aquellas zonas donde no existen suficientes datos para estimar la recarga mediante ambos métodos, siendo deficiente el valor estimado de recarga por ambos procedimientos. Este caso es el más complejo de tratar y requiere consultar información bibliográfica para al menos conocer el grado de desviación de las estimaciones realizadas respecto a los valores conocidos en esos emplazamientos.

La comparación de resultados puede generar un cuarto tipo de incertidumbre debida a que:

- i) la recarga estimada mediante balance hídrico en el suelo sólo incluye la recarga difusa por lluvia sobre grandes áreas
- ii) la recarga estimada mediante balance de CI en la zona saturada incluye la recarga difusa por lluvia sobre grandes áreas, la recarga preferencial en zonas puntuales o de área limitada y la extracción directa del acuífero

La suma cualitativa de estos cuatro tipos de incertidumbre ya indica que existirán diferencias en la recarga estimada a partir de ambos métodos, especialmente en zonas donde:

- i) exista importante recarga preferencial asociada a ciertas estructuras geológicas no medida mediante métodos de balance hídrico
- ii) existan niveles freáticos profundos en los que la recarga medida mediante balance de CI a través del muestreo del agua freática no corresponda a la recarga actual medida mediante balance hídrico
- iii) se produzcan transferencias hídricas laterales entre acuíferos que pueden modificar la recarga obtenida mediante balance hídrico (desconocimiento del volumen implicado) y balance de CI (mala definición del contenido en CI del volumen aportado)
- iv) existe escaso o nulo desarrollo edáfico que impide obtener ciertos parámetros edáficos y la posterior aplicación eficaz de métodos de balance hídrico en el suelo
- v) parte de la escorrentía superficial generada se infiltra en zonas distintas a las que se ha producido (generalmente a cota más baja) y que puede ser cuantificada en diferente magnitud por ambos métodos.

En este trabajo se obtendrá la tasa de recarga que se produce en un emplazamiento mediante la técnica de balance de CI. El valor calculado no está relacionado con el almacenamiento de agua móvil disponible en ese lugar ni con el tiempo de residencia del agua en una formación geológica; ambos aspectos no se han estudiado ni son objeto de este trabajo. Pueden existir zonas donde se estime una elevada tasa de recarga y que las condiciones geológicas propicien un corto tiempo de renovación del agua subterránea que de lugar a una disponibilidad reducida de recursos. La estructura geológica puede condicionar que la tasa de recarga que se está midiendo mediante balance de CI corresponda a la recarga que se produjo tiempo atrás; esto puede suceder en circunstancias en las que sobre un acuífero existe un importante espesor de materiales poco permeables que propicia elevados tiempos de tránsito hasta llegar a la zona saturada. En este trabajo se aporta un valor de la tasa de recarga neta esperable en un emplazamiento, no cuanta de esa recarga neta esperable queda almacenada en un emplazamiento, ya que este concepto depende del tiempo medio de tránsito del agua subterránea que es muy variable entre acuíferos y cuya evaluación no es objetivo de este trabajo.

Una vez obtenida la tasa media anual de recarga y su coeficiente de variación, se comprobará la calidad de la estimación realizando varios procedimientos a diferentes escalas de trabajo. Inicialmente se compararán las estimaciones de la recarga media con los valores de recarga que pueden medirse directamente mediante balance de CI en aquellos lugares del territorio español donde se dispone conjuntamente de datos de todas las variables del balance de CI. Después se compararán los resultados de la recarga media anual

estimada mediante balance de Cl con datos bibliográficos de la recarga obtenida mediante otros métodos de estimación a escala de todo el territorio español y a escala de afloramientos acuíferos.

2.5.2. Otros objetivos parciales

En este apartado se describen un conjunto de trabajos parciales de suficiente entidad que ha sido necesario realizar para proceder adecuadamente con la metodología de estimación de la recarga mediante balance de Cl. Algunos de ellos constituyen aplicaciones individuales complementarias no relacionadas directamente con el trabajo principal objeto de esta investigación.

Quizás el objetivo parcial más importante previo al desarrollo del trabajo ha sido realizar una amplia recopilación bibliográfica de datos y de conceptos relacionados con la recarga a los acuíferos. La información recopilada versa sobre:

- i) conceptos generales relacionados con los mecanismos de generación y evaluación de la recarga a los acuíferos
- ii) metodologías de estimación y condiciones de aplicación de diversas técnicas utilizadas a nivel mundial y a nivel español
- iii) ejemplos de estimación de la recarga en el territorio español a diferente escala de aplicación (temporal, espacial, etc.)
- iv) inventarios de datos numéricos útiles sobre cada uno de los términos que interviene en el balance de Cl.

Los trabajos parciales elaborados para obtener la recarga promedio natural y su desviación tipo al territorio español mediante balance de Cl, incluyen la confección previa de un mapa de distribución espacial del valor medio y de la desviación tipo de cada término que interviene en el balance de Cl:

- i) aportación total atmosférica de Cl
- ii) aportación de Cl por el agua de escorrentía directa
- iii) concentración de Cl del agua de recarga no modificada en su salinidad original por procesos naturales o antrópicos

Otro objetivo parcial de importancia ha sido el estudio sobre la utilidad de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico eficaz para determinar el origen de la salinidad en aguas subterráneas, de lluvia y de escorrentía. Para ello se han estudiado numerosas muestras tomadas en diferentes zonas del territorio español asociadas a diversas condiciones hidrogeológicas conocidas con anterioridad. Los objetivos concretos de este estudio han sido:

- i) determinar el origen del ión Cl para la selección de muestras útiles de agua de recarga, de lluvia y de escorrentía con las que establecer el cálculo de la recarga a los acuíferos mediante balance de Cl
- ii) mejorar la determinación del ión Br en los laboratorios del IGME, por lo que se ha puesto en funcionamiento un protocolo de análisis específico.

Este estudio ha servido como complemento para mejorar las determinaciones realizadas por el citado laboratorio

Estos objetivos parciales han dado lugar a la elaboración de 13 informes dentro del proyecto de la CICYT: HID 1999–0205, que están disponibles para su consulta en el Centro de Documentación del IGME (Tabla 2.3). Los datos de estos informes han servido para elaborar algunos Anexos de este trabajo.

Tabla 2.3.- Listado de los informes elaborados dentro del proyecto de la CICYT HID 1999-0205, disponibles en el Centro de Documentación del IGME

Informe	Título	Autores	Fecha	Pág.
1	Errors involved in the analytical determination of the ratio Cl/Br	E. Custodio, M.P. de la Fuente e I. Vázquez	Nov. 2003	6
2	Efectos de las plantas de desalinización por ósmosis inversa en la relación Cl/Br	E. Custodio y F.J. Alcalá	Abr. 2003	14
3	Recopilación de datos bibliográficos sobre deposición atmosférica de cloruro al terreno	F.J. Alcalá y E. Custodio	May. 2004	50
4	Ensayo del valor hidrogeológico de la relación Cl/Br en el acuífero de La Aldea (isla de Gran Canaria) y caracterización de la precipitación	M.C. Cabrera, F.J. Alcalá, E. Custodio y J. Muñoz	Oct. 2003	24
5	Caracterización de la deposición total atmosférica de elementos mayoritarios en la ciudad de Barcelona	F.J. Alcalá y E. Custodio	Oct. 2003	16
6	Estudio de la deposición total atmosférica obtenida en la red de muestreo del IGME en diversas zonas de España	F.J. Alcalá, E. Custodio, L. Fernández, L. Moreno, M.P. de la Fuente e I. Vázquez	Feb. 2004	41
7	Estudio del potencial de la relación Cl/Br como indicador del origen de la salinidad en diversos acuíferos de España y Portugal	F.J. Alcalá, E. Custodio, L. Fernández, L. Moreno, M.P. de la Fuente e I. Vázquez	Feb. 2004	141
8	Análisis del aporte de cloruro al terreno a partir de los datos de deposición obtenidos en estaciones de la Red Europea del EMEP	F.J. Alcalá y E. Custodio	Jun. 2004	88
9	Recopilación de datos sobre el contenido de Cl del agua freática no modificada en el territorio peninsular español	F.J. Alcalá y E. Custodio	May. 2004	66
10	Estudio comparativo de la deposición total y húmeda de Cl en las estaciones de San Pablo y Roquetes: Red Europea del EMEP	F.J. Alcalá y E. Custodio	Ago. 2004	35
11	Contenido medio de Cl del agua de recarga no modificada y su variabilidad interanual en los territorios insulares españoles	F.J. Alcalá y E. Custodio	Nov. 2004	30
12	Aportación media anual de Cl por la escorrentía superficial y subsuperficial y su variabilidad interanual en el territorio peninsular e insular español	F.J. Alcalá y E. Custodio	Feb. 2005	62
13	Variabilidad interanual del contenido de Cl del agua de recarga no modificada en el territorio peninsular español	F.J. Alcalá y E. Custodio	Sep. 2004	14

CAPÍTULO III.- MÉTODO DE EVALUACIÓN DE LA RECARGA A LOS ACUÍFEROS POR LA LLUVIA MEDIANTE BALANCE QUÍMICO AMBIENTAL

3.1. INTRODUCCIÓN

Para la confección de este capítulo se ha utilizado como base el trabajo de Custodio (1997b), incluyendo parcialmente ciertos comentarios que complementan aspectos puntuales.

Como se ha indicado en el Capítulo II, el balance de agua en el suelo, el estudio de los perfiles de humedad en el medio no saturado, los lisímetros y el análisis de las fluctuaciones piezométricas, etc., son métodos de estimación de la recarga a los acuíferos basados en la medida de los volúmenes de agua asociados a cada término del balance hídrico.

Otros métodos igualmente útiles miden algunas propiedades asociadas al agua pero no el agua propiamente dicha. Es posible dividir estos últimos métodos en cinco grandes grupos:

- 1) Transporte de sustancias disueltas conservativas desde la superficie del terreno al nivel freático. Las sustancias disueltas conservativas son aquellas cuyo movimiento en el terreno es muy similar al del agua y por tanto se pueden utilizar para medir el flujo del agua. Se trata de sustancias que no interaccionan significativamente con el terreno, no se precipitan en condiciones normales, no se alteran por procesos físico-químicos y químicos en el agua. Para su utilización es conveniente que el terreno no las aporte en cantidades significativas.
- 2) Variaciones isotópicas ambientales estables en el proceso de recarga.
- 3) Disminución de la concentración por desintegración de especies isotópicas ambientales radioactivas aportadas con el agua de recarga.
- 4) Modificaciones en la distribución vertical de la temperatura causadas por la recarga.
- 5) Métodos de trazado artificial de la recarga.

De estos 5 métodos sólo se describirá el primero, por ser el objetivo de este trabajo. Dependiendo de su aplicación para evaluar regionalmente o estudiar la recarga, estos métodos indirectos pueden dividirse a su vez en:

- a) métodos orientados o directamente útiles para el cálculo de la recarga
- b) métodos de estudio destinados al conocimiento de la recarga tras una serie de actividades más o menos dilatadas en el tiempo y a menudo de carácter puntual
- c) métodos orientados al estudio exhaustivo de los procesos y mecanismos de la recarga para mejorar los métodos de cálculo y evaluación, o para proponer y validar métodos nuevos.

A los efectos de este trabajo, orientado a la evaluación de la recarga a los acuíferos en el territorio español, el énfasis se pone en la metodología del punto "a", aunque se describen brevemente los métodos del punto "b" relacionados con el balance de Cl en el medio no saturado y algunas aplicaciones isotópicas.

3.2. MÉTODOS BASADOS EN EL TRANSPORTE DE MASA POR EL MEDIO NO SATURADO

Sea el caso de la recarga por la lluvia caída sobre un determinado lugar. Se va a considerar un soluto conservativo que normalmente no sea aportado por el terreno. El que mejor cumple estas condiciones es el ión cloruro, que tiene las siguientes propiedades (Eriksson y Khunakasem, 1969; Murphy *et al.*, 1996; Jonhston, 1987):

- a) es muy soluble; no forma parte de precipitados hasta que se llega a concentraciones muy elevadas, de cientos de g/L, lo cual solo sucede en condiciones áridas. Aún así, en muchos casos lo que se precipita en un evento de lluvia es lixiviado por el siguiente
- b) no interacciona con el medio, salvo un posible pequeño intercambio iónico con materia orgánica o geles, que además sólo supone una pequeña suavización de las variaciones pero que no afecta al flujo medio, y no sufre reacciones significativas de adsorción ni de absorción
- c) el terreno carece de cantidades significativas del mismo; la meteorización de las rocas no lo suele aportar y apenas forma parte de la materia vegetal. La excepción son los afloramientos de rocas formadas por sales evaporitas (halita y otras, y yesos que incluyen sales haloides intercaladas o atrapadas en poros) o los terrenos que han estado recientemente sometidos a la invasión de aguas saladas marinas o continentales y aún conservan restos de las mismas
- d) es de muy fácil muestreo y su medición analítica se puede hacer con precisión mediante técnicas comunes al alcance de cualquier laboratorio químico ordinario.

En muchas ocasiones es posible utilizar de manera similar el ión Na^+ , aunque éste sufre intercambio iónico y puede liberarse durante la meteorización de muchas rocas. También se puede utilizar el ión SO_4 , si bien lo puede aportar el terreno y la precisión analítica es a veces pobre. En general los otros iones mayoritarios y la sílice disuelta no reúnen condiciones favorables. Aunque el Br es conservativo como el Cl, su concentración es varios cientos de veces menor y por lo tanto mucho menos adecuado analíticamente; su interés principal radica en la caracterización del origen del Cl existente en el agua subterránea, como se detallará en el Capítulo VI.

El balance de ión cloruro no puede en principio utilizarse en terrenos sometidos a actividades humanas importantes tales como abonados, riego, vertidos de aguas usadas y fugas de redes de distribución de agua, salvo que se consideren estas circunstancias con detalle en cuanto a la aportación de Cl que producen (Wood y Sanford, 1995).

3.2.1. Componentes del balance de cloruro

El balance de cloruro se establece considerando cada uno de los términos de flujo de agua (X) con su concentración correspondiente (C_X) habituales en un balance hídrico en régimen natural. Sea una parcela de terreno natural (Fig. 3.1) que recibe sobre la superficie una precipitación (P, C_P), de la que sale escorrentía superficial (ES, C_{ES}) o entra (AE, C_{AE}), en la que se evapotranspira agua ($E, C_E=0$) y bajo la que se produce un flujo descendente por el medio no saturado bajo la profundidad radicular o recarga en tránsito ($R', C_{R'}$), que se descompone en descarga lateral de eventuales niveles colgados (C, C_C) y recarga al nivel freático (R, C_R). Se supone que P ya tiene descontada la interceptación por la vegetación de porte alto. Los diferentes flujos de agua son unos discontinuos (P, ES, AE, R') y otros más o menos continuos o intermitentes, de dilatada distribución temporal (R, C), pero que van a tratarse todos como flujo continuo (con valor nulo cuando no se produce), de dimensiones $L \cdot T^{-1}$ (en m/día) y con concentraciones dadas en cantidad por unidad de volumen (en mg/L o bien en meq/L). Se trata de valores que son función del tiempo, aunque esto no se indique explícitamente para simplificar las expresiones. Se supone que el flujo de escorrentía es horizontal y la recarga vertical.

El balance de masa de cloruro (o de la substancia conservativa que se considere) en un intervalo de tiempo Δt entre t y $t' = t + \Delta t$ es:

$$\int_t^{t'} P \cdot C_P dt + \int_t^{t'} AE \cdot C_{AE} dt = \int_t^{t'} ES \cdot C_{ES} dt + \int_t^{t'} C \cdot C_C dt + \int_t^{t'} R \cdot C_R dt + \Delta M \quad [3.1]$$

donde $P \cdot C_P$ = aporte de lluvia; $AE \cdot C_{AE}$ = escorrentía directa aportada; $ES \cdot C_{ES}$ = escorrentía directa saliente; $C \cdot C_C$ = escorrentía lateral; $R \cdot C_R$ = recarga; ΔM = variación de cloruro en el perfil del suelo entre la superficie ($z=0$) y una profundidad algo por encima del nivel freático ($z=z_f$).

ΔM queda definida de tal forma que se evita considerar el aporte y/o lixiviado freático de cloruros. Eso hace que lo que se considera no sea la recarga sino la recarga en tránsito, pero cerca del nivel freático y por lo tanto asimilable a la recarga real a efectos prácticos. Si a la profundidad z se tiene un contenido de humedad θ (el volumen de agua por unidad de volumen de terreno es menor que la porosidad total) y un contenido en cloruro C_θ :

$$M = \int_0^{z_f} \theta \cdot C_\theta \cdot dz \quad ; \quad \Delta M = M(t') - M(t) \quad [3.2]$$

La ecuación [3.1] se puede escribir también:

$$\int_t^{t'} J_P dt + \int_t^{t'} J_{AE} dt = \int_t^{t'} J_{ES} dt + \int_t^{t'} J_C dt + \int_t^{t'} J_R dt + \Delta M$$

siendo J el flujo másico en $M \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$ (por ejemplo en $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ o $eq \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$).

Este planteamiento general puede simplificarse notablemente para las aplicaciones prácticas. Así, en un sistema sin tendencia evolutiva por cambios

territoriales o climáticos significativos, si Δt es grande (varias décadas) $\Delta M \rightarrow 0$ y se puede trabajar con valores medios:

$$\overline{J_P} + \overline{J_{AE}} = \overline{J_{ES}} + \overline{J_C} + \overline{J_R} \quad [3.3]$$

$\overline{J_C}$ y $\overline{J_R}$ representan ambos la suma del flujo difuso (a través del medio poroso) y del flujo preferente por discontinuidades, en caso de que éste sea significativo como en ocasiones suele producirse (Wood *et al.*, 1997).

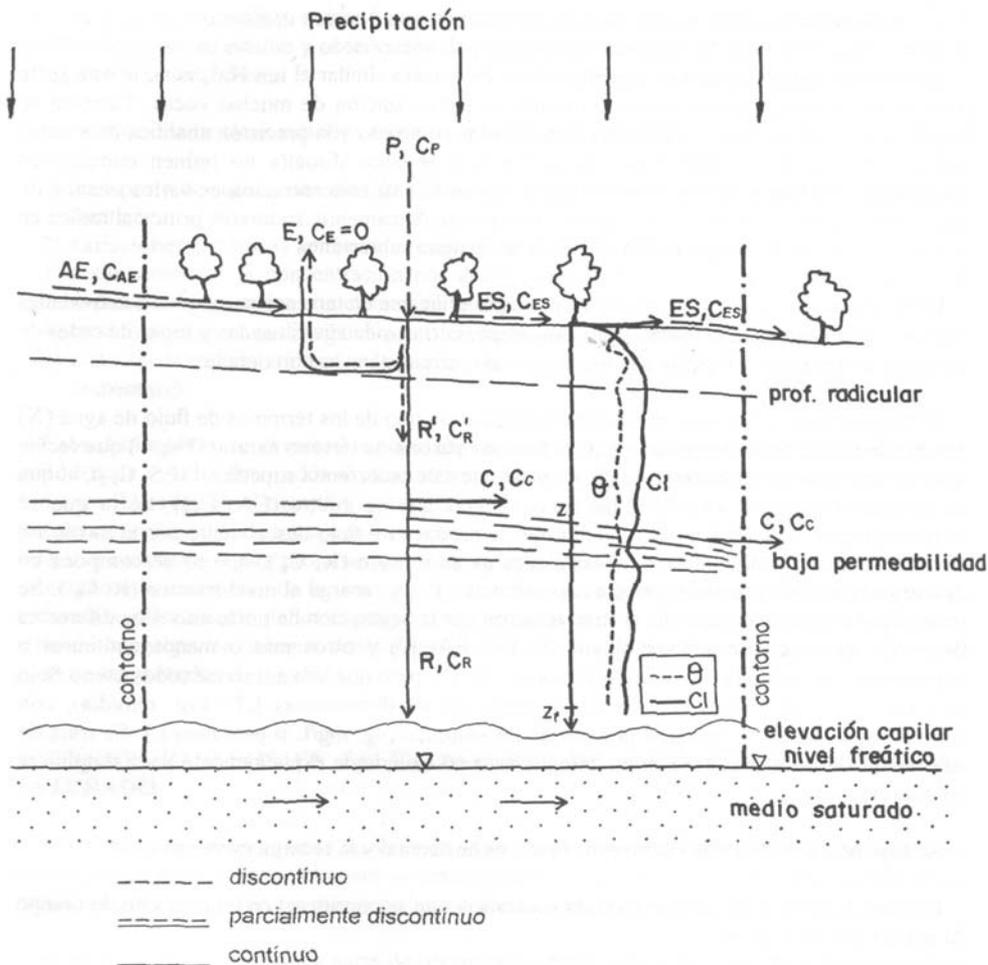


Figura 3.1.- Componentes del balance de cloruros entre la precipitación y la recarga, suponiendo que el terreno no aporta cloruro y que no hay separación de los mismos del agua. Figura tomada de Custodio (1997b)

En muchas circunstancias prácticas una aproximación suficiente para estimar la recarga es $\overline{J_P} = \overline{J_R}$ ya que los otros términos son de un orden de magnitud inferior, lo que es especialmente evidente en clima semiárido y árido, que es donde el método es más adecuado (Scanlon *et al.*, 2002).

El flujo másico J es el producto de un flujo de agua F por una concentración C . Ambos valores son variables a lo largo del tiempo y se les puede representar por su valor medio y un error e de media nula, por definición. Así $J = (\overline{F} + e_f)(\overline{C} + e_c)$. Teniendo en cuenta lo dicho, el valor medio de J es

$\bar{J} = \bar{F} \cdot \bar{C} + \overline{e_f \cdot e_c}$ ya que los términos otros dos términos son nulos al ser cero la media de e_f y e_c (distribución normal).

El valor $\overline{e_f \cdot e_c}$ sólo es nulo si e_f y e_c no están correlacionados. Si hay correlación directa, es >0 , si la hay indirecta, es <0 (Iglesias *et al.*, 1996). Es frecuente considerar que no existe correlación, aunque en la realidad hay cierta correlación negativa ya que a mayor tasa de precipitación o de recarga se espera menor concentración de Cl. Así $\bar{J} = \bar{F} \cdot \bar{C}$ tiende a sobreestimar el valor real de \bar{J} , que según la experiencia adquirida en España en el estudio estadístico de series temporales largas de deposición húmeda puede llegar al 10%. Con estas premisas, para un balance multianual en un sistema sin tendencia (las suprabarras indican valor medio) se obtiene (Custodio, 1990):

$$\bar{P} \cdot \bar{C}_P + \overline{AE} \cdot \bar{C}_{AE} = \overline{ES} \cdot \bar{C}_{ES} + \bar{C} \cdot \bar{C}_C + \bar{R} \cdot \bar{C}_R \quad [3.4]$$

Si $\bar{C}_{AE} \approx \bar{C}_{ES}$ y $\bar{C}_C \approx \bar{C}_R$, entonces:

$$\bar{P} \cdot \bar{C}_P = (\overline{ES} - \overline{AE}) \bar{C}_{ES} + (\bar{R} + \bar{C}) \bar{C}_R \quad [3.5]$$

Así la recarga al acuífero se puede calcular como:

$$\bar{R} = \frac{\bar{P} \cdot \bar{C}_P - (\overline{ES} - \overline{AE}) \bar{C}_{ES}}{\bar{C}_R} \quad [3.6]$$

En muchas ocasiones no se puede medir de forma separada \overline{ES} y \overline{AE} sino un valor de la escorrentía resultante equivalente a la escorrentía entrante menos la saliente. En este caso se define la escorrentía resultante como $\bar{E} = \overline{ES} - \overline{AE}$, debiendo definir la ecuación [3.6] como:

$$\bar{R} = \frac{\bar{P} \cdot \bar{C}_P - \bar{E} \cdot \bar{C}_{ES}}{\bar{C}_R} \quad [3.7]$$

Con frecuencia, en climas áridos y semiáridos son pequeños los términos que restan en el numerador (suele ser habitual que $\bar{P} \cdot \bar{C}_P \ll \bar{E} \cdot \bar{C}_E$ y que $\bar{C}_{ES} \ll \bar{C}_R$) y se puede suponer que:

$$\bar{R} \cong \bar{P} \frac{\bar{C}_P}{\bar{C}_R} \quad [3.8]$$

donde \bar{C}_P / \bar{C}_R representa el coeficiente de recarga medio. Cuando lo que se conoce es \bar{J}_P , la ecuación [3.8] se escribe como:

$$\bar{R} \cong \frac{\bar{J}_P}{\bar{C}_R} \quad [3.9]$$

La existencia de caminos de flujo preferencial suele requerir la división del sistema de estudio en subsistemas de similares características para la generación de recarga y establecer el cálculo en cada una de ellas (Sami y Hughes, 1996; Wood *et al.*, 1997).

3.2.2. Cálculo de la variabilidad natural de la recarga mediante balance de cloruro

Las expresiones que definen las condiciones medias de recarga deben acompañarse de una formulación específica que mida su variabilidad natural para períodos largos de observación. La variabilidad natural corresponde a la desviación tipo de cada término que intervienen en el balance de Cl.

Para la aportación de Cl por la deposición total atmosférica se tiene:

$$\overline{P \cdot C_P} = \overline{P} \cdot \overline{C_P} + \overline{P \cdot e_{C_P}} + \overline{C_P \cdot e_P} + \overline{e_P \cdot e_{C_P}} = \overline{P} \cdot \overline{C_P} + \overline{e_P \cdot e_{C_P}} \quad [3.10]$$

Operando de igual forma se obtiene el valor medio y desviación tipo para el contenido en Cl de la recarga y la aportación de Cl por la escorrentía directa.

$$\begin{aligned} \overline{R \cdot C_R} &= \overline{R} \cdot \overline{C_R} + \overline{e_R \cdot e_{C_R}} \\ \overline{E \cdot C_E} &= \overline{E} \cdot \overline{C_E} + \overline{e_E \cdot e_{C_E}} \end{aligned}$$

Cuando se dispone de valores medios de aportación de Cl por la deposición total atmosférica, la notación de errores se puede expresar como $J_P = \overline{J_P} + e_{J_P}$. Igual notación se aplicará al contenido en Cl de la recarga y la aportación de Cl por la escorrentía directa.

Como $\overline{R} = f(\overline{P}, \overline{C_P}, \overline{C_R}, \overline{E}, \overline{C_E})$, el error de \overline{R} se puede medir como su desviación tipo, σ_R , suponiendo que las distribuciones de todos los términos son razonablemente normales para así poder despreciar otros términos externos. De acuerdo con Berthouex y Brown (1994) se obtiene:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \sigma_{x_i} \right)^2 \quad [3.11]$$

donde x_i es una variable, n es el número de variables, σ_{x_i} es la desviación tipo de la variable x_i . Desarrollando el término ∂f de la ecuación [3.11] en función de la ecuación [3.7] se obtiene:

$$\sigma_R^2 = \left(\frac{\overline{C_P}}{\overline{C_R}} \sigma_P \right)^2 + \left(\frac{\overline{P}}{\overline{C_R}} \sigma_{C_P} \right)^2 + \left(\frac{\overline{P \cdot C_P} - \overline{E \cdot C_E}}{\overline{C_R}^2} \sigma_{C_R} \right)^2 + \left(\frac{\overline{C_E}}{\overline{C_R}} \sigma_E \right)^2 + \left(\frac{\overline{E}}{\overline{C_R}} \sigma_{C_E} \right)^2 \quad [3.12]$$

Cuando de lo que se dispone es de valores de J_P y J_E , en este caso $\overline{R} = f(\overline{J_P}, \overline{J_E}, \overline{C_R})$. La desviación tipo de \overline{R} se puede expresar desarrollando el término ∂f de la ecuación [3.11] en función de la ecuación [3.7], previa transformación de $\overline{P \cdot C_P}$ en $\overline{J_P}$ y $\overline{E \cdot C_E}$ en $\overline{J_E}$, como:

$$\sigma_R^2 = \left(\frac{1}{\overline{C_R}} \sigma_{J_P} \right)^2 + \left(\frac{\overline{J_P} - \overline{J_E}}{\overline{C_R}^2} \sigma_{C_R} \right)^2 + \left(\frac{1}{\overline{C_R}} \sigma_{J_E} \right)^2 \quad [3.13]$$

Cuando el término de escorrentía directa es despreciable, según los criterios antes expuestos, la ec. [3.13] queda como sigue:

$$\sigma_R^2 = \left(\frac{1}{C_R} \sigma_{J_p} \right)^2 + \left(\frac{\overline{J_p}}{C_R^2} \sigma_{C_R} \right)^2 \quad [3.14]$$

El valor obtenido de la variabilidad natural de la recarga puede estar afectado por errores instrumentales de medida de cada uno de los términos que intervienen en el balance. A efectos prácticos y para un período de observación largo, pueden ser despreciables debido a que unos anulan a otros. Si no es así, el cálculo de σ_R^2 requiere cuantificar previamente estos errores.

3.2.3. Obtención de los términos que intervienen en el balance de cloruro

La descripción detallada de los métodos utilizados para obtener los datos de cada término del balance de Cl se realiza en el apartado de obtención de datos del Capítulo VI. En el Capítulo II se ha realizado un análisis de la idoneidad de los métodos de estimación de la recarga a los acuíferos más utilizados en España, de sus ventajas, de sus limitaciones y de su aplicabilidad según los datos disponibles y la posible necesidad de obtención de nuevos datos.

3.2.4. Cálculo de la variación temporal de la recarga mediante balance de cloruro

Algunas otras aplicaciones del balance de Cl, más de estudio y de evolución que de evaluación regional de la recarga, sirven para comparar y obtener determinaciones de las variaciones de la recarga a lo largo del tiempo (Fig. 3.2). Estas no han sido directamente aplicadas en este trabajo.

Un ejemplo lo constituyen los perfiles de humedad y salinidad en el medio no saturado (Fig. 3.2). Entre dos perfiles que corresponden respectivamente a los tiempos t y t' debe cumplirse (se supone despreciable la escorrentía directa y descarga de niveles colgados):

$$\sum P_i C_{P_i} = \int_t^{t'} R \cdot C_R dt + \int_0^{z_m} \theta \cdot C_\theta dz \Big|_{t'} - \int_0^{z_m} \theta \cdot C_\theta dz \Big|_t \quad [3.15]$$

en la que el sumatorio se refiere al intervalo de tiempo considerado y z_m es la profundidad de los perfiles donde se mide R (recarga en tránsito). Si entre t y t' se toma un valor medio de R (\overline{R}) y si C_R ya varía poco a esa profundidad:

$$C_R \approx \frac{1}{2} (C_\theta(z_m) \Big|_{t'} + C_\theta(z_m) \Big|_t) \quad [3.16]$$

La recarga media resulta:

$$R(R) = \frac{\sum P_i \cdot C_{P_i} - \int_0^{z_m} \theta \cdot C_\theta dz|_t + \int_0^{z_m} \theta \cdot C_\theta dz|_t}{\frac{1}{2} [(C_\theta(z_m)|_t + C_\theta(z_m)|_t)]} \quad [3.17]$$

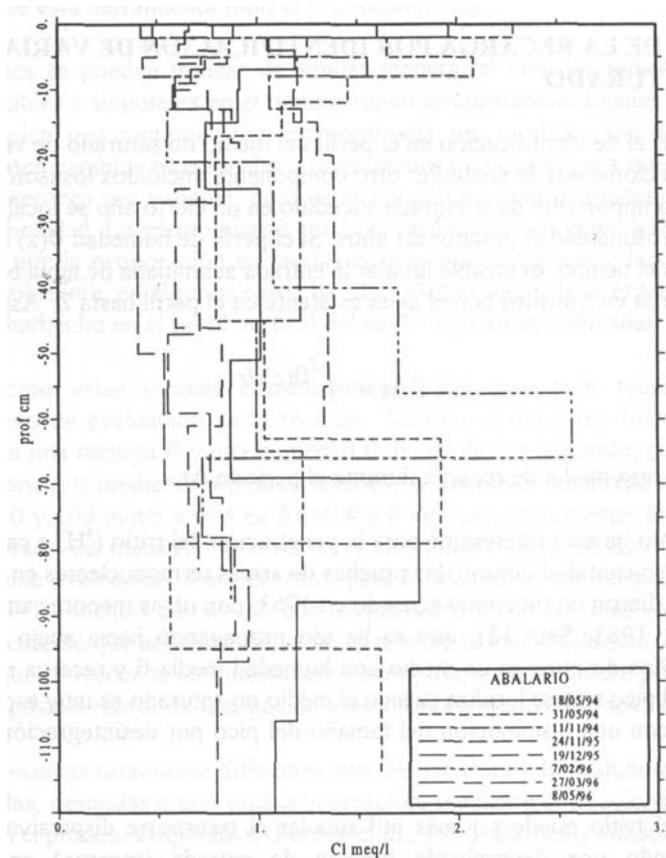


Figura 3.2.- Serie de perfiles de cloruros en un lugar próximo a El Abalarío (Doñana, Huelva). Figura tomada de Iglesias *et al.* (1996) a través de Custodio (1997b). Los tramos verticales representan la porción de muestra del terreno utilizada para determinar el contenido en Cl mediante adición con agua destilada (método de saturación de la muestra)

3.3. EVALUACIÓN DE LA RECARGA POR IDENTIFICACIÓN DE VARIACIONES EN EL MEDIO NO SATURADO

Aquí se describen técnicas de posible investigación y no de evaluación de regional la recarga que sirven de complemento para determinar ciertos aspectos durante la estimación de la recarga a los acuíferos mediante balance de Cl en el medio saturado. En este sentido destaca el método de identificación en el perfil del medio no saturado de variaciones detectables en el contenido en cloruro o de cualquier otro componente, incluidos los isotópicos. Sea el caso en que un cambio importante en la entrada de un compuesto sucedido en un cierto año se localiza en el medio no saturado a una profundidad z pasados Δt años. Si el perfil de humedad $\theta(z)$ es razonablemente estable a lo largo del tiempo, es posible igualar la entrada acumulada de agua bajo la profundidad radicular z_r (recarga en tránsito) con el agua existente en el perfil hasta z . Así:

$$\hat{R}\Delta t = \int_0^z \theta(z) dz \quad [3.18]$$

en el que \hat{R} es la tasa media de recarga durante el período Δt .

El procedimiento se ha utilizado para estudiar la penetración del tritio (^3H) a causa de su aporte a la atmósfera en gran cantidad durante las pruebas de armas termonucleares entre 1952 y 1962. Las máximas aportaciones produjeron un pico muy acusado en 1963, con otros menores anteriores (Custodio y Llamas, 1976; 1983, Sec.12), que se ha ido propagando hacia abajo en el terreno. La penetración Δt años después en un medio con humedad media θ y recarga media R es $\theta\Delta t/R$. En la actualidad el pico sólo se localiza cuando el medio no saturado es muy espeso y/o la recarga reducida, considerando que existe una disminución del tamaño del pico por desintegración radioactiva y dispersión.

En el caso del tritio puede ser útil simular el transporte dispersivo por el medio no saturado, utilizando una determinada función de entrada (recarga) en relación con la precipitación, variando los parámetros dispersivos y de transformación de lluvia en recarga, hasta conseguir un ajuste razonable a todo el perfil de tritio observado (incluso con valores por debajo de Z), o bien el método del balance de Cl en perfiles del medio no saturado, aplicando a las concentraciones de entrada C_{Pi} el factor $e^{-\lambda t_i}$ (t_i = tiempo que hace que se produjo el aporte) para considerar la desintegración radioactiva.

De igual manera se puede utilizar el contenido en el radioisótopo ^{36}Cl (período de semidesintegración $T = 301000$ años), también de origen termonuclear atmosférico, cuyo máximo corresponde a 1957 (año de mayor actividad de las pruebas termonucleares sobre el océano; las posteriores fueron a gran altura) y es mucho más agudo (Davis *et al.*, 2003). El muestreo es fácil y requiere sólo obtener unos mg de Cl, pero la determinación analítica es cara y sólo la realizan unos pocos laboratorios. El hecho de que en muchos casos el pico ya no está en el medio no saturado y que los métodos analíticos no han sido fácilmente asequibles hasta las últimas décadas, no ha permitido extraer de esta herramienta todo el provecho posible (Walker *et al.*, 1991; Thorburn *et al.*, 1991).

Otras variaciones se pueden utilizar de similar manera, si bien las indicadas son las más claramente discernibles y singulares en el tiempo, salvo circunstancias locales especiales, como una inundación atípica, una contaminación ocasional, una modificación singular de uso del territorio, etc. Existen cambios estacionales o interanuales que dan lugar a variaciones de la concentración en cloruro de la recarga, pero estas variaciones son pequeñas y rápidamente se amortiguan en profundidad. Lo mismo sucede con la composición isotópica del agua en ^{18}O y ^2H , aún considerando que la evaporación en ciertas épocas puede aumentar las variaciones en la precipitación. En algunos casos es posible seguir la alternancia de épocas de riego y épocas de barbecho en el perfil vertical del suelo bajo áreas cultivadas.

Otras técnicas totalmente diferentes son las que evalúan la evaporación del suelo en zonas áridas con escasa vegetación mediante el fraccionamiento isotópico que sufre el agua en el proceso evaporativo (Fontes *et al.*, 1986;

Barnes y Allison, 1988). Son estudios especializados, con muestreos delicados, notablemente inversión analítica y sólo aplicables a climas áridos con eventos de infiltración muy distanciados en el tiempo. Los resultados pueden ser buenos si se combinan con métodos químicos (Allison *et al.*, 1985; Scanlon, 1991).

CAPÍTULO IV.- MARCO FÍSICO, BIÓTICO Y SOCIAL DE REFERENCIA

4.1. INTRODUCCIÓN

La recarga a los acuíferos, como un proceso hidrológico más, depende de las peculiaridades fisiográficas del territorio (climáticas, geológicas, edafológicas, hidrográficas y bióticas), y de su variabilidad temporal y espacial.

Algunos factores sociales (principalmente cambios en los usos de territorio) que operan sobre el medio físico y biótico también controlan parcialmente la variabilidad de la recarga.

El ámbito de estudio de este trabajo es todo el territorio español, lo que implica que la gestión y manipulación de datos requiera una escala de observación que no va más allá de la caracterización del orden de magnitud de una variable en un entorno geográfico plurikilométrico.

En este Capítulo se realiza una somera descripción de las características físicas, bióticas y sociales del territorio español, que sirve de perspectiva territorial para abordar el cálculo de la recarga a los acuíferos desde la amplia variabilidad geográfica del territorio español.

4.2. MARCO FÍSICO

4.2.1. Climatología

La Península Ibérica, dada su situación entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, presenta gran diversidad climática. La zona norte (Galicia, Cordillera Cantábrica y Pirineos) presenta un clima templado con borrascas de origen atlántico que actúan prácticamente durante todo el año y dan lugar a una alta humedad relativa y unas temperaturas suaves, templadas en invierno y frescas en verano. La costa mediterránea y la cuenca del Guadalquivir tienen un clima templado de veranos secos e inviernos suaves. En el resto de la Península (esencialmente las dos mesetas) el clima se caracteriza por veranos secos e inviernos fríos que reflejan su carácter continental, siendo característicos los anticiclones invernales que originan inversiones térmicas.

El clima es seco en las islas Canarias (especialmente en las islas orientales, pues en las occidentales inciden más las masas de aire atlánticas) y la franja costera de Murcia y Almería. Las precipitaciones son muy escasas, los inviernos son muy suaves y los veranos muy cálidos.

La distribución espacial de la temperatura media anual está asociada a la orografía (Fig. 4.1), con mínimos inferiores a 8°C en los sistemas montañosos de la mitad norte peninsular y temperaturas medias de 18°C en las zonas más cálidas como el valle del Guadalquivir, la costa Sur y Sureste y el Levante peninsular.

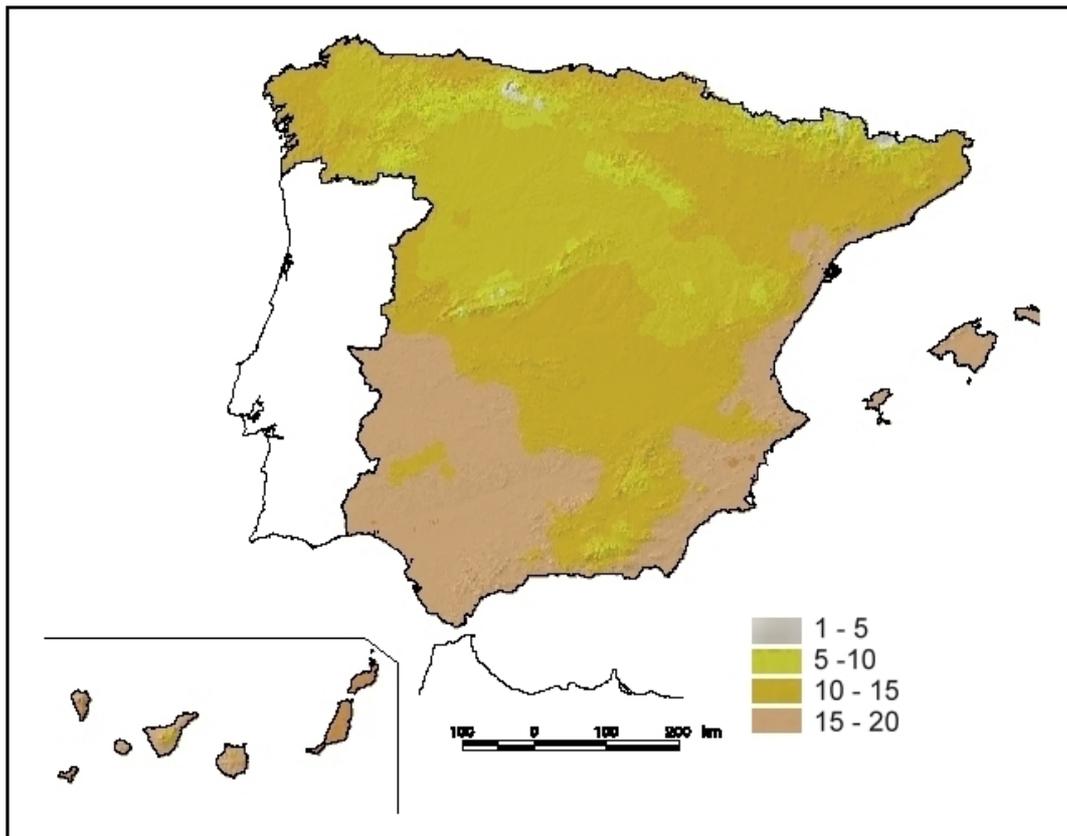


Figura 4.1.- Mapa de temperatura media anual (en °C), superpuesta al relieve en el territorio español, para el periodo 1940/1-1995/6. Fuente: MIMAN (2000)

Las precipitaciones medias anuales aumentan con la altitud y son más importantes en la ladera norte de los sistemas montañosos (Fig. 4.2). Su distribución espacial muestra un gradiente latitudinal positivo (la precipitación disminuye de Norte a Sur) y asimetría longitudinal (las precipitaciones en la vertiente atlántica son superiores a las de la mediterránea).

La distribución temporal de la precipitación delimita una zona de influencia atlántica que incluye la zona Norte y Noroeste peninsular, la cuenca alta del Ebro, el Pirineo vasco-navarro, el Sistema Central y Sierra de Grazalema (estas dos últimas como anomalías termo-pluviométricas). La época más lluviosa en esta zona se produce entre finales de otoño y principios de invierno, con un mínimo relativo al final del invierno y un máximo relativo en abril-mayo.

Otra zona comprende la vertiente mediterránea desde Cabo de Gata hasta la frontera con Francia, con un máximo absoluto en septiembre-octubre y un máximo secundario en primavera, especialmente en la mitad septentrional.

El resto de la península se caracteriza por su continentalidad, con un máximo principal en primavera y otro menor al comienzo del invierno, y un mínimo en enero-febrero. La distribución pluviométrica en las islas Canarias es monomodal, con un máximo en diciembre y un mínimo en verano.

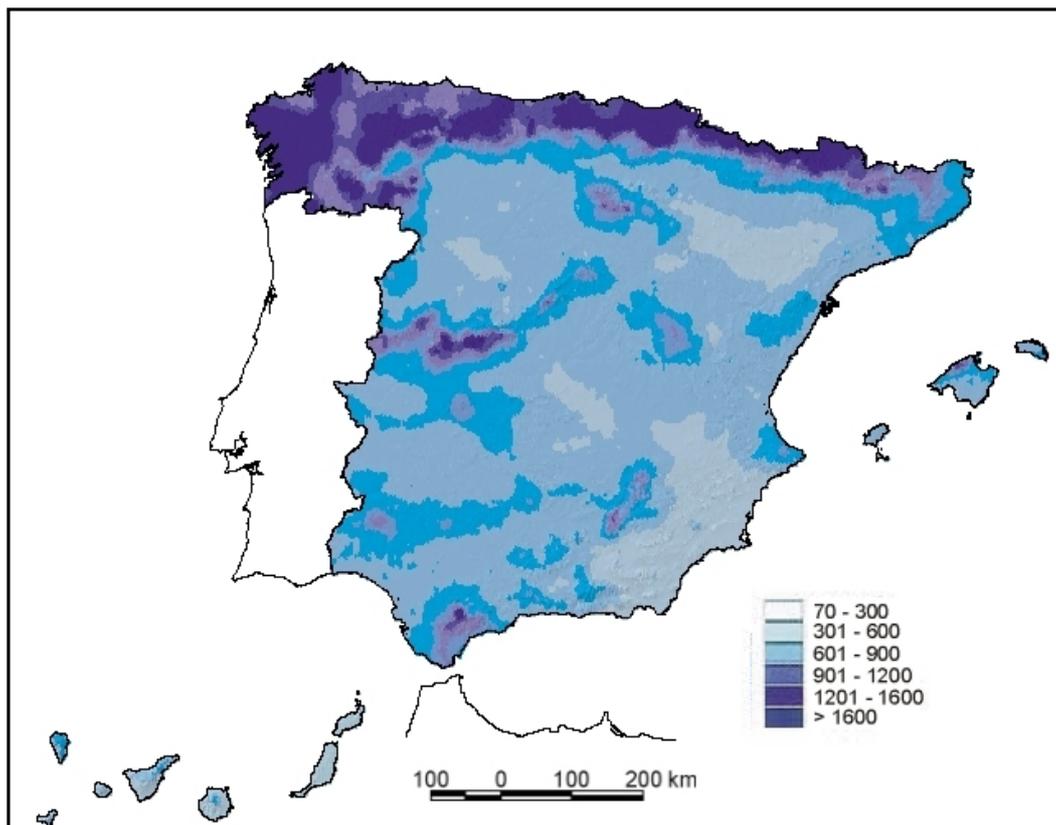


Figura 4.2.- Mapa de precipitación media anual (en mm), superpuesta al relieve en el territorio español, para el periodo 1940/1-1995/6. Fuente: MIMAN (2000)

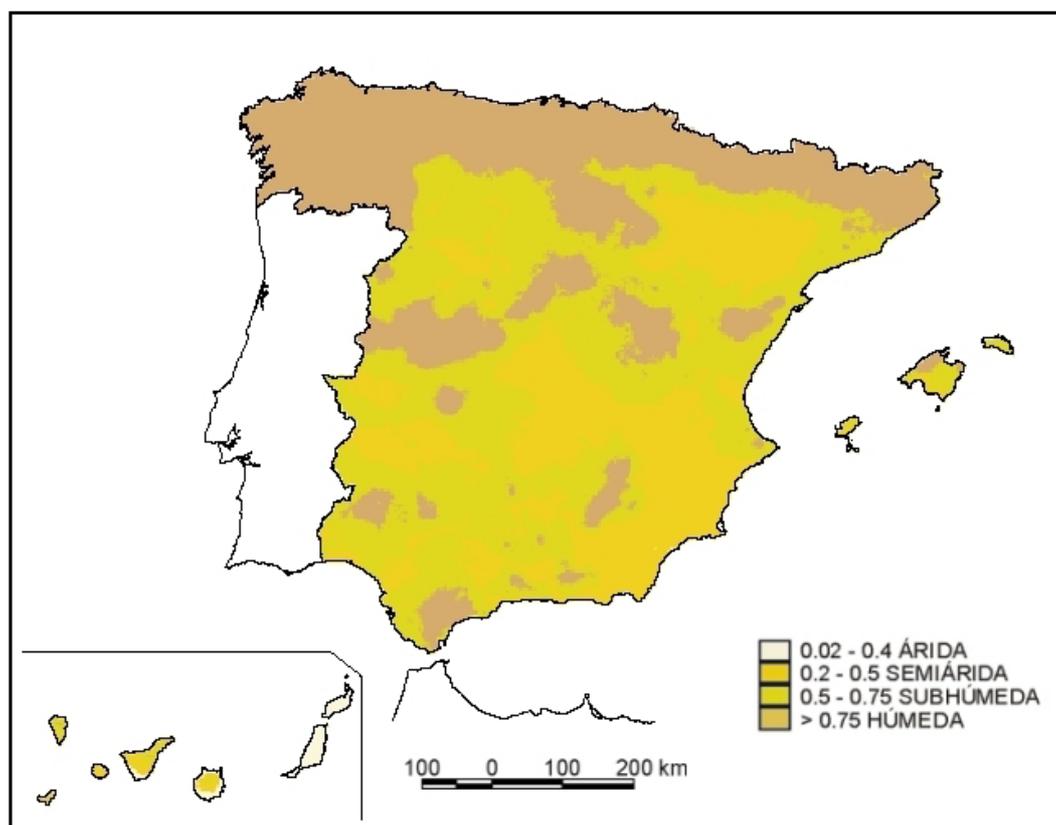


Figura 4.3.- Mapa de clasificación climática según el índice de humedad de la UNESCO (1979) en el territorio español. Fuente: MIMAN (2000)

Según el índice de humedad, definido por UNESCO (1979) como el cociente entre la precipitación y la evapotranspiración potencial anual según Penman, en España existen regiones áridas, semiáridas, subhúmedas y húmedas. Su localización geográfica aparece en el Figura 4.3.

Al relacionar las variaciones temporales de la precipitación y de la temperatura, es preciso considerar que el pico de temperatura estival coincide con la época menos lluviosa del año, lo que supone un período de aridez de unas 3/4 partes de la extensión peninsular (Cascos Maraña, 1993). Este período se alarga en la zona sur y especialmente en el Sureste peninsular.

4.2.2. Relieve y geomorfología

Uno de los principales rasgos geomorfológicos y de relieve de la península es la meseta central, tierras llanas que con una altitud media de 600 m sobre el nivel del mar que ocupan cerca de la mitad del área peninsular, y que está vertebrada en su eje por la Cordillera Central (Fig. 4.4). La submeseta meridional, algo menos elevada que la septentrional, queda dividida por los Montes de Toledo. Otras zonas altas son las altiplanicies de las principales cordilleras.

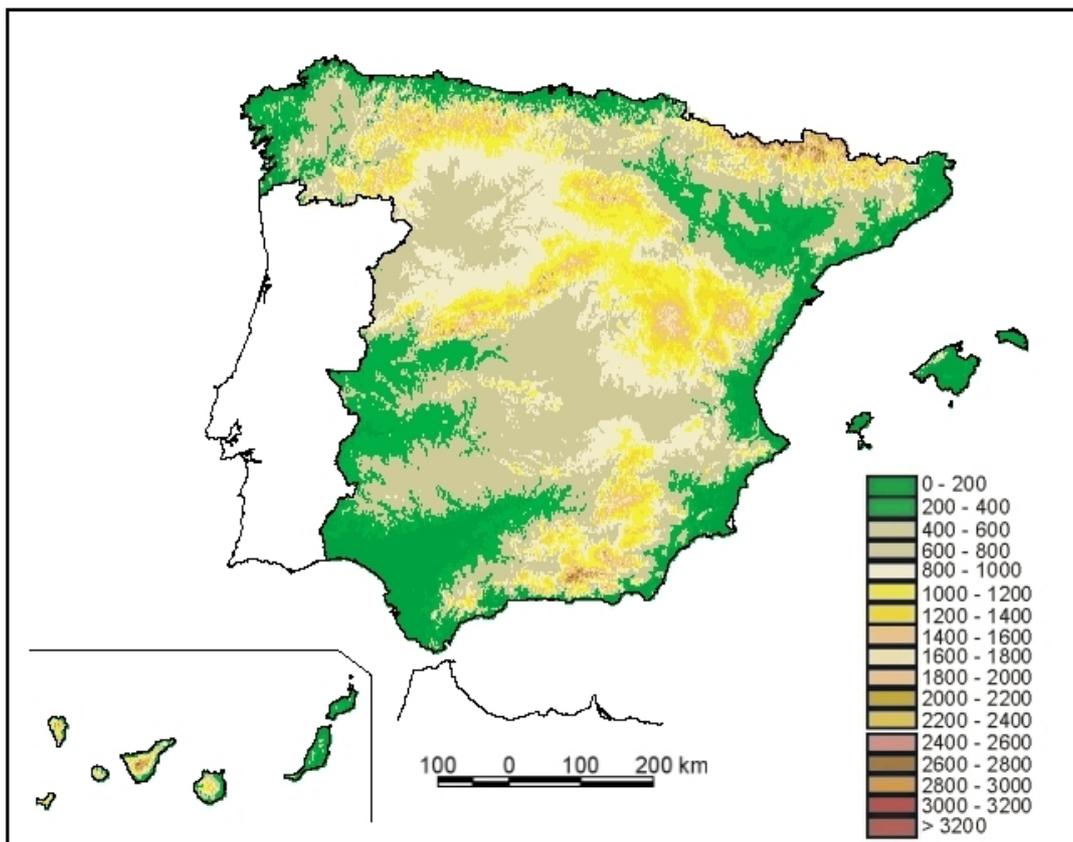


Figura 4.4.- Mapa de relieve en el territorio español. Modelo digital de las elevaciones del terreno con una resolución de 1x1 km. Fuente: MIMAN (2000)

La meseta queda cerrada por las cordilleras Cantábrica e Ibérica al Norte y al Este, y al Sur por Sierra Morena. Al Oeste queda algo abierta hacia el Atlántico. Esa configuración de aislamiento condiciona su clima continental. Las depresiones del Ebro y Guadalquivir, al NE y SW de la meseta, quedan respectivamente cerradas por los Pirineos-Macizo Costero Catalán y la Cordillera Bética.

El basculamiento al Oeste de la meseta orienta los grandes cauces peninsulares en esa dirección, exceptuando el río Ebro. La proximidad de la meseta al Atlántico y la existencia de cordilleras periféricas determinan la cortedad y torrencialidad de los cauces mediterráneos y cántabros.

El relieve balear es moderado, exceptuando la Serra de Tramuntana en Mallorca. El territorio canario puede dividirse entre islas de escaso o moderado relieve (Lanzarote y Fuerteventura) e islas de mayor relieve (Tenerife, Gran Canaria, Gomera, Hierro y La Palma).

4.2.3. Geología

El texto que se expone ha sido parcialmente extraído del trabajo de Vera (2004) sobre la Geología de España.

4.2.3.1. Geología de la península ibérica e islas Baleares

La Península Ibérica es el resultado de tres grandes ciclos orogénicos: el caledoniano, el hercínico y el alpino. Los rasgos del primero prácticamente han desaparecido, quedando únicamente representados los dos últimos.

La Orogenia Hercínica comenzó durante el Carbonífero y culminó en el Pérmico en un proceso de colisión continente-continente. La Cordillera Hercínica forma una franja larga y estrecha que atraviesa toda la Península Ibérica en dirección NO-SE que queda interrumpida al Sur por el frente Bético. El Paleozoico hercínico aparece en la mayoría de cadenas alpinas peninsulares.

La Orogenia Alpina abarca desde finales del Paleozoico al Mioceno. Se trata de un gran cinturón orogénico que se extiende desde Asia Menor hasta el Estrecho de Gibraltar, constituyendo los afloramientos peninsulares su porción más occidental. En este contexto se produjo una sedimentación esencialmente marina que está representada en las principales cadenas montañosas: Pirineos, Cordillera Bética, Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico y Cordilleras Costero-Catalanas.

Tras la formación de los principales relieves, han actuado los agentes geológicos externos, erosionando y transportando los materiales desde las zonas más elevadas hasta los diferentes tipos de cuencas sedimentarias, dando lugar al relieve que se aprecia hoy en la Península Ibérica.

4.2.3.2. Cuencas sedimentarias postalpinas

Después de la compresión producida por la Orogenia Alpina, la Península Ibérica quedó sometida a una etapa distensiva donde se formaron un conjunto de fosas de rift, localizadas alrededor y dentro de los sistemas montañosos alpinos. Existen dos grandes tipos de cuencas con diferencias morfológicas y de evolución.

Las *Cuencas terciarias intramontañosas* son amplias depresiones situadas entre las cordilleras alpinas donde se depositan materiales erosionados de los relieves circundantes. Presentan depósitos continentales (Duero, Ebro, Tajo, Badajoz) o marinos (Guadalquivir, Granada, Lisboa). Se distinguen cuencas de antepais (Ebro y Guadalquivir, asociadas a la edificación del Pirineo y la Cordillera Bética), y cuencas interiores (Duero, Tajo y otras cuencas menores).

Las *Cuencas del sistema de rift* son depresiones asociadas a las fosas tectónicas producidas por la distensión postalpina. Su edad oscila, de N a S, entre Neógeno superior y Cuaternario. Suelen presentar vulcanismo alcalino y se localizan en la parte oriental peninsular, aunque también existen en el centro y oeste (campo de Calatrava, Galicia). En los sistemas de rift también existe vulcanismo basáltico con evidencias en la región de Olot (Girona), Murcia y Almería y otros emplazamientos menores en Valencia, islas Columbretes (Castelló) y en la parte meridional de Cataluña.

4.2.3.3. Geología de las islas Canarias

Su origen y evolución se relacionan con la apertura y expansión del Atlántico Sur y el margen noroccidental africano. Son las únicas islas volcánicas oceánicas con vulcanismo activo del territorio español. El archipiélago se sitúa en la zona magnética tranquila (ausencia de anomalías magnéticas) del margen pasivo africano. Su substrato es oceánico y se formó a lo largo de un sistema de rift (actual dorsal medio atlántica). Es un vulcanismo oceánico intraplaca de tipo alcalino. Su construcción volcánica está edificada en diversas etapas y es el resultado de una situación geodinámica que afecta desde hace 40 Ma. La estructura volcánica canaria incluye dos complejos distintos:

- *Complejo basal de origen submarino*. Constituye la corteza oceánica y está formado por coladas basálticas superpuestas (pillow lavas), intercaladas con sedimentos oceánicos marinos (turbiditas) y atravesados por diques o intrusiones plutónicas máficas y ultramáficas. Forma la base submarina de las islas y sólo aflora en La Palma, Gomera y Fuerteventura. La edad varía entre islas y va del Cretácico inferior al Mioceno medio.
- *Edificios volcánicos de origen subaéreo*. Son producto de las erupciones volcánicas desde el Mioceno a la actualidad. Estos se apoyan en discordancia sobre el complejo basal.

La España calcárea incluye las grandes formaciones carbonatadas de edad mesozoica y terciaria que ocupan algo más de la quinta parte del territorio español (Fig. 4.5). Son rocas que admiten con facilidad el agua de lluvia y de escorrentía superficial. La disolución de carbonatos puede dar lugar a importantes redes kársticas internas y a copiosos manantiales. Aparecen en la Cordillera Cantábrica, cabecera del Ebro, zonas altas del Pirineo, Sistema Ibérico y las sierras de Cazorla y Segura. Desde Cádiz hasta Alicante, las Cordilleras Béticas que afloran después en Eivissa y en Mallorca, presentan muchas discontinuidades geológicas, existiendo muchos macizos carbonatados de extensión variable.

Las grandes cuencas de sedimentación terciaria de los valles de los principales ríos peninsulares incluyen materiales predominantemente arcillosos, más o menos consolidados, de baja permeabilidad. Pero también contienen grandes acumulaciones de materiales detríticos, arenas y gravas fundamentalmente, que son adecuados para la retención y circulación del agua subterránea. Alcanzan extensiones considerables en las depresiones del Duero, Tajo medio y bajo Guadalquivir. Su estructura homogénea condiciona que sus descargas se incorporen imperceptiblemente a los ríos que los recorren; por este motivo hay ocasiones en que son estos ríos los alimentadores de tales acuíferos.

También constituyen acuíferos los depósitos granulares poco compactos de origen más reciente de los principales ejes fluviales o de las planas costeras, presentando buenas condiciones para la circulación del flujo subterráneo.

Los acuíferos volcánicos del archipiélago canario presentan generalmente una estructura hidrogeológica compleja. Excepto en Lanzarote y Fuerteventura, por la escasez de lluvias, y El Hierro, por su reducida extensión, los barrancos canarios recogían en otros tiempos el agua que avenaban los nacientes por debajo de la zona de cumbres. La explotación intensiva de las aguas subterráneas ha originado que esto sólo pueda observarse ahora en la Gomera y La Palma.

4.2.4.2. Acuíferos del territorio español

En España están definidas 442 Unidades Hidrogeológicas; de ellas 422 se desarrollan íntegramente dentro de los límites de cuencas hidrográficas, 19 son compartidas por dos y una es compartida por tres (Ebro, Tajo y Júcar).

La superficie total de interés hidrogeológico es de ~ 174.745 km², lo que representa aproximadamente una tercera parte del territorio español. El total de la recarga anual en el conjunto de las Unidades Hidrogeológicas se puede cifrar en unos 20.000 hm³/año, lo que se supone un porcentaje del orden del 18% de la escorrentía total en España. Este volumen de recursos subterráneos resulta

ligeramente superior al contabilizar los acuíferos de pequeña entidad e interés local no catalogados como Unidades Hidrogeológicas.

La profundidad a la que se sitúa el agua en los distintos acuíferos es muy variable por la diversidad de condiciones geológicas, orográficas y climáticas. En los valles aluviales el agua se encuentra en general a pocos metros de profundidad; es de algunas decenas en el resto de los acuíferos detríticos y en las zonas bajas de los carbonatados; y llega a más de cien metros (a veces varios centenares) en los grandes macizos carbonatados de alta permeabilidad y espesor. En zonas semiáridas los niveles son generalmente profundos.

4.2.4.3. *Hidroquímica de las aguas subterráneas*

La naturaleza química del agua subterránea es la resultante principalmente de la interacción de la Geología del acuífero y del funcionamiento hidrogeológico de la formación. El primero determina los tipos de componentes químicos presentes y el segundo condiciona la capacidad de transporte del flujo hídrico. El régimen pluviométrico condiciona el proceso de infiltración, el flujo subterráneo y el tiempo de residencia del agua en el acuífero. La composición natural del agua puede ser modificada por factores externos, la acción humana básicamente.

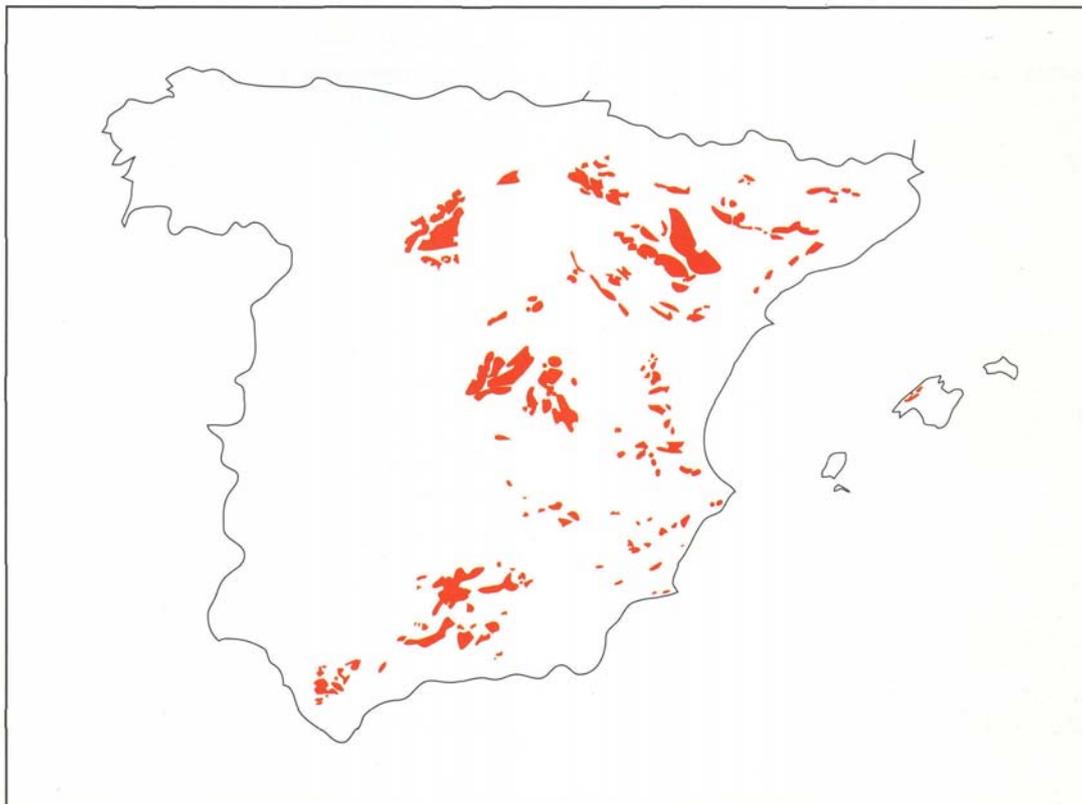


Figura 4.6.- Zonas yesíferas del territorio español, causa del origen de la salinidad de muchas aguas subterráneas. Fuente: MINER (1994)

La diversidad de situaciones que se presentan en España, a veces de tipo puntual, hace que sea también muy variable la naturaleza físico-química del agua subterránea. Las aguas aptas para todos los usos son las bicarbonatadas cálcicas y magnésicas de las formaciones carbonatadas de la cuenca Norte (unidades de cabecera) y área septentrional del Duero, bordes de la Sierra de Guadarrama, cuenca alta del Tajo y del Guadiana, y algunas unidades interiores del Júcar, Ebro y Cuencas Internas de Cataluña. En las unidades detríticas existe mayor variación, con aguas desde bicarbonatadas cálcicas y magnésicas, caso de las cuencas del Duero y el Tajo, las planas litorales levantinas y los aluviales del Guadiana y el Guadalquivir. Suelen ser sulfatadas o cloruradas cálcicas y sódicas por la influencia de materiales evaporíticos en algunas cuencas (Fig. 4.6).

El desarrollo de actividades humanas en estas zonas puede generar problemas de contaminación, aunque en general las aguas suelen ser de buena calidad y aptas para todos los usos. La presencia de concentraciones elevadas de compuestos nitrogenados, de cloruro y sodio se asocian respectivamente a áreas de desarrollo agrícola intensivo y a acuíferos costeros afectados por salinidad de origen marino, agrícola o climática.

4.2.5. Edafología

El espesor de suelo donde se desarrollan las raíces de las plantas es el resultado de la interacción entre el clima, la litología, la orografía y la acción de los seres vivos. Su papel en el ciclo hidrológico es básico al actuar como distribuidor de las precipitaciones entre recarga, escorrentía, evaporación y transpiración.

La clasificación de la Soil Taxonomy propuesta por el Soil Survey Staff de Estados Unidos (USDA, 1960; 1967) permite clasificar los suelos hispanos en diez de los once órdenes en que, de acuerdo con la Soil Taxonomy, pueden clasificarse los suelos (Fig. 4.7). Están representados desde los muy jóvenes (entisoles) y los poco desarrollados (inceptisoles), hasta los más evolucionados (ultisoles). En cuanto a textura, se tienen desde los arenales de origen eólico, en algunos entisoles, hasta las arcillas expansivas de los bujeos andaluces (vertisoles). Con respecto a la reacción del suelo (pH), están representados los de alta riqueza en bases (mollisoles), los de alta a media (alfisoles) y los ácidos (spodosoles). Hay además suelos en los que abunda el yeso (gypsiorthids) y salinos (salorthids), ambos del orden aridisoles. En las islas Canarias existen suelos oscuros desarrollados a partir de materiales volcánicos (andisoles). Los que se presentan más extensión son los inceptisoles, entisoles, aridisoles y alfisoles, según queda expresado en el Atlas Nacional de España de Edafología del Instituto Geográfico Nacional (MOPT, 1992).

Según la clasificación de FAO (1974), y considerando la clara relación

entre tipos de suelo y litología, sobre rocas ácidas se asientan suelos tipo ranker o de carácter dístrico o éútrico y sobre rocas calcáreas se desarrollan suelos tipo rendzina o de carácter cálcico o calcáreo. Esta litología influye en el nivel de saturación de bases que caracteriza a cada una de las clases de suelo.

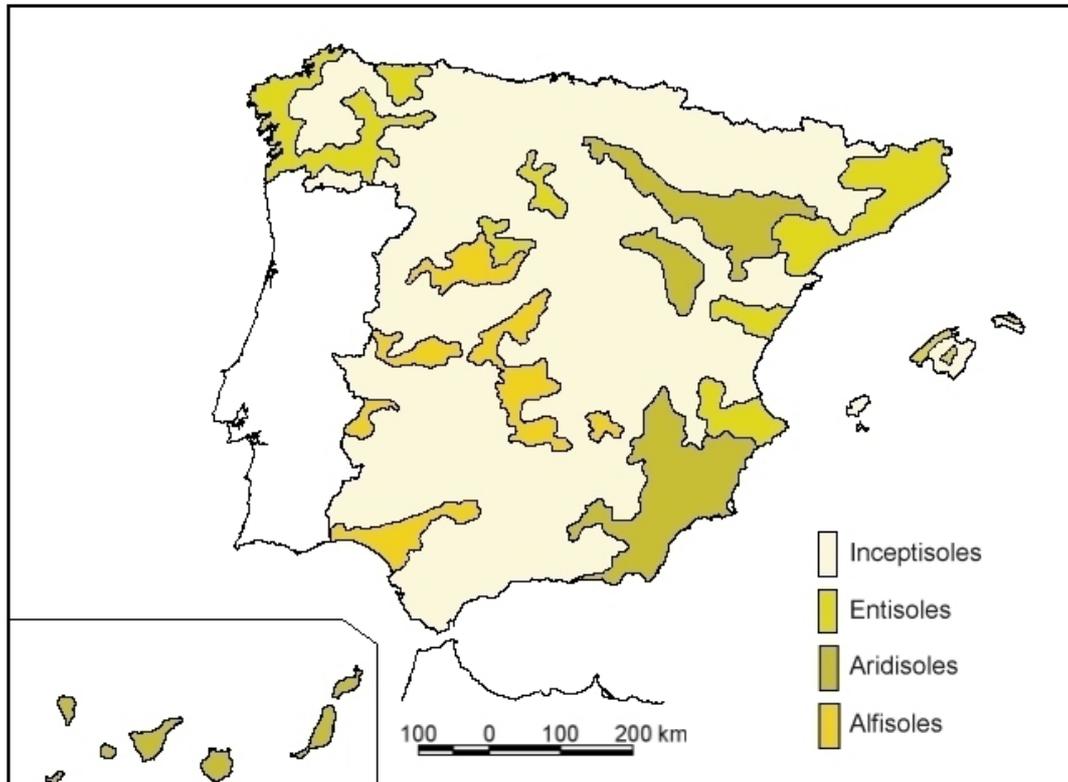


Figura 4.7.- Mapa de tipos básicos de suelo en el territorio español. Fuente: MOPT (1992) a través de MIMAN (2000)

El tipo de suelo que ocupa una mayor extensión es el Cambisol cálcico, localizado en las cuencas del Ebro, Duero y Guadalquivir y en la mitad Este de la Península. Con diferencia, los siguientes suelos mayoritarios serían el Ranker, en Galicia, el Cambisol éútrico y el húmico, el primero en la mitad sur peninsular y zona centro-occidental y el segundo en la mitad norte, Sistema Central y zonas de rocas ácidas de los Pirineos y la Cordillera Cantábrica. Otros grupos minoritarios de suelos, que ocupan entre un 3 y un 5% del territorio, son:

- El Fluvisol, localizado en los valles de los ríos más importantes.
- El Litosol dístrico, localizado en las zonas de rocas ácidas de las cordilleras.
- El Regosol calcáreo y la Rendzina, el primero en las cuencas sedimentarias sobre margas y el segundo en zonas de roca calcárea con mayor humedad.
- El Cambisol gleico se encuentra en la base de zonas lagunares.

Suelos como el Luvisol cálcico y crómico, el Xerosol cálcico y gípsico, los arenosoles, el Andosol ócrico (que aparece principalmente en Canarias y algunas

zonas volcánicas peninsulares), el Histosol dístico (en Galicia) y el Solonchak (suelo salino localizado en La Mancha) constituyen suelos muy minoritarios.

4.2.6. Usos del suelo

El uso agrícola del suelo es el más importante en porcentaje de la superficie española, del orden del 50% (Fig. 4.8).

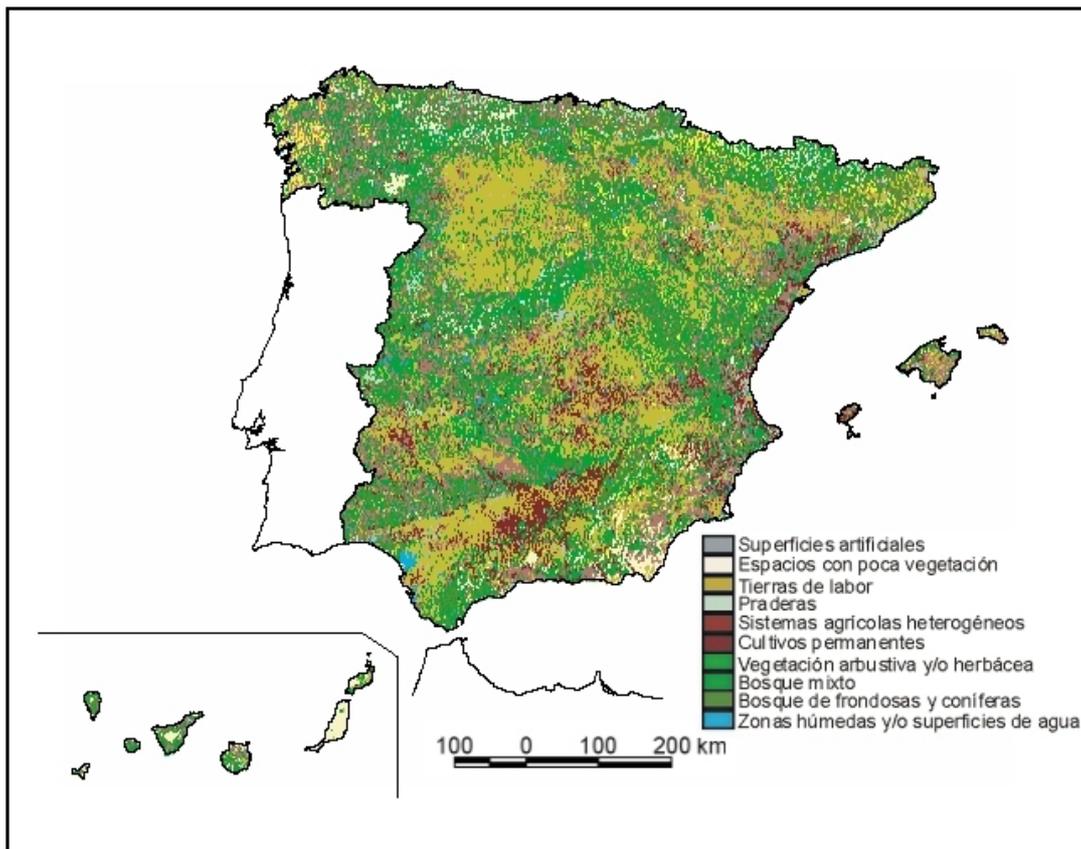


Figura 4.8.- Mapa de usos del suelo en el territorio español. Fuente: MIMAN (2000)

Las tierras de labor se localizan principalmente en las cuencas del Ebro y Guadalquivir, y en ambas mesetas, ocupando un 26% del territorio. Los sistemas agrícolas heterogéneos se distribuyen por todo el territorio y ocupan un 18%, mientras que los cultivos permanentes (6% del total) se encuentran principalmente en el Sur peninsular, costa mediterránea y cuenca del Ebro.

La vegetación arbustiva o herbácea ocupa un 27% de la superficie del país. Está compuesta por pastizales naturales y matorrales con vegetación baja y cerrada. Los bosques cubren un 17% del territorio.

Las áreas de praderas ocupan un 1% y fundamentalmente se localizan en el norte peninsular y en zonas de montaña repartidas por todo el territorio.

Un área inferior al 1% del territorio está cubierta por zonas húmedas y superficies de agua, que incluyen humedales, zonas pantanosas, embalses, marismas, turberas y salinas.

Las zonas en las que la vegetación apenas cubre su superficie, bien por ser áreas donde aflora directamente la roca, tundra, tierras baldías, playas, áreas quemadas, etc., o bien porque son superficies artificiales como áreas urbanas, redes viarias, etc., constituyen el 4 % del territorio. El suelo de uso urbano es muy reducido.

4.2.7. Hidrografía

Los ríos Duero, Tago y Guadiana discurren por la Meseta y desembocan en el océano Atlántico. Los grandes valles exteriores del Ebro y Guadalquivir siguen una dirección que bordea a la Meseta (Fig. 4.9). La excepción a este patrón corresponde a los ríos de corto desarrollo de la vertiente cantábrica, sur peninsular y cordilleras Costero-Catalanas, que nacen en cordilleras cercanas al mar, aunque algunos de ellos presentan una longitud mayor por la acción remontante activa: Llobregat, Júcar y Segura (Arenillas y Sáenz, 1987).

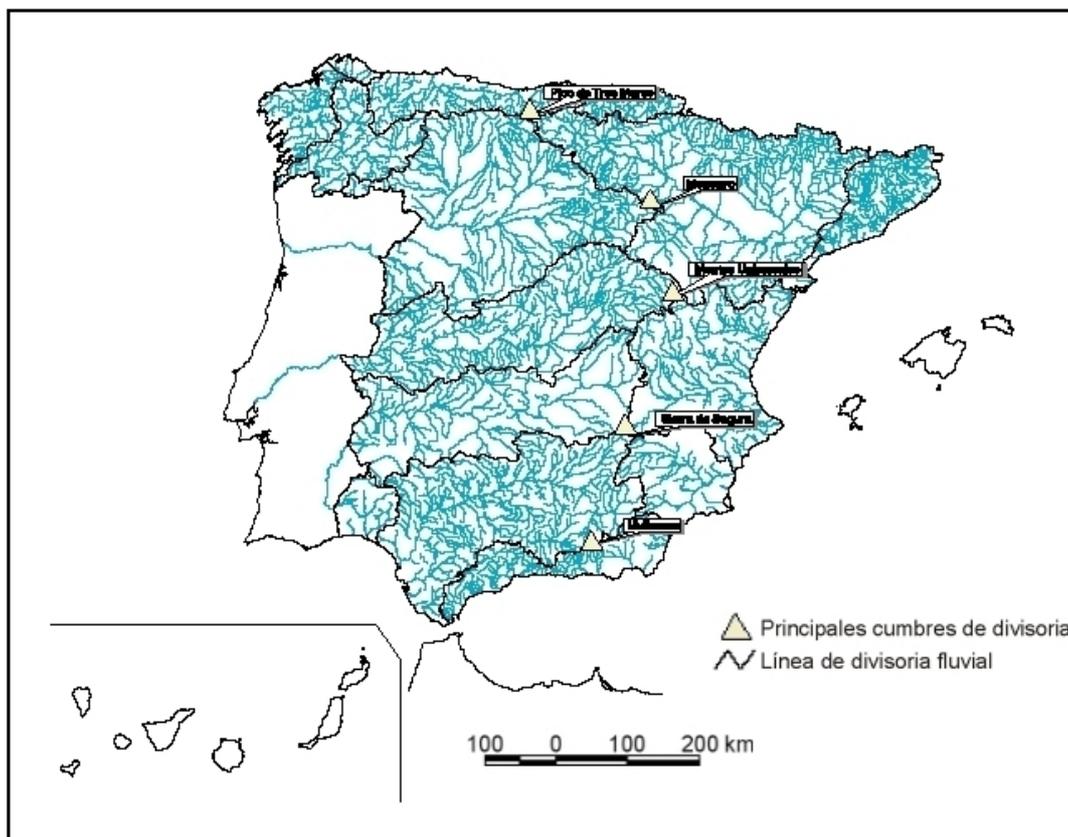


Figura 4.9.- Mapa de la red fluvial básica y divisoria de las grandes cuencas hidrográficas del territorio peninsular español. Fuente MIMAN (2000)

Los cauces insulares de Baleares y Canarias son intermitentes y con fuertes pendientes. En los primeros, la presencia de zonas kársticas hace que gran parte de las aguas se infiltre antes de llegar a los cursos bajos. En los segundos, las fuertes pendientes de los barrancos y presencia de niveles

freáticos profundos conducen a la práctica ausencia de corrientes superficiales (solo hay actualmente un río en La Palma y otro en Gomera, y los hubo en Gran Canaria).

Un rasgo peculiar de la hidrografía española es la frecuente presencia de corrientes efímeras o cursos de agua no permanentes en el tiempo que solo llevan agua de forma ocasional tras las tormentas debido a la aridez del clima, el relieve, la geomorfología o la permeabilidad del terreno. En ellos pueden coexistir tramos de caudal permanente y otros intermitentes con caudales efímeros, especialmente en zonas calcáreas (Hernández-Pacheco, 1956).

Existen numerosas áreas cerradas endorréicas o semiendorréicas que constituyen depresiones en terrenos de baja permeabilidad donde se retiene y encharca el agua. Su distribución es irregular, abundando las lagunas de poco calado y extensión reducida (Arenillas y Sáenz, 1987).

4.3. MARCO BIÓTICO

La variedad del medio físico o abiótico descrita (geológica, climática, edafológica, hidrográfica, etc.), la evolución paleogeográfica y paleoclimática, el importante papel que la Península Ibérica juega como puente geográfico entre dos continentes para los desplazamientos de las especies y la secular acción modeladora del hombre, han propiciado una gran riqueza de ecosistemas en España, que quedan encuadrados desde el punto de vista biogeográfico en tres regiones: Eurosiberiana, Mediterránea y Macaronésica, en las que se definen hasta catorce pisos bioclimáticos, además de las catorce provincias que distinguen los botánicos. Los ecosistemas insulares aumentan esta diversidad.

Las zonas húmedas (humedales, ríos, ramblas y torrentes) juegan un importante papel como hábitad (refugio de especies) o corredores por donde se desplaza la fauna. Similar importancia tienen otras masas de agua dulce (lagos y embalses) que, aunque ocupan una parte muy reducida de la superficie, mantienen una biodiversidad muy elevada (Margalef, 1981).

4.3.1. Vegetación

La vegetación peninsular se puede dividir en dos grandes zonas climáticas. En la zona atlántica y cántabra predomina el bosque caducifolio con matorral de landa y florística eurosiberiana. El bosque de la zona mediterránea es esclerófilo, destacando los diversos tipos de encinas existentes y el alcornoque. Estas dos zonas no son uniformes y varían según la altitud (dando lugar a los llamados pisos de vegetación), las condiciones del relieve (umbría, solana, pendiente) y la relación litología-edafología. A todo ello hay que sumar la actividad antrópica, la cual es básica actualmente a la hora de analizar la distribución espacial de la mayor parte de las formaciones climáticas, que

actualmente son (Cascos Maraña, 1993):

- *Aestilignosa*: situada básicamente en la franja del clima oceánico, aunque también se encuentra en zonas montañosas del interior (Cordillera Central, Ibérica y Catalana). Las especies más abundantes son el haya, abedules, robledales caducifolios y aquellas que forman el matorral de entorno.
- *Durilignosa*: ocupa la mayor extensión y se localiza por todo el territorio, aunque es dominante en el Suroeste peninsular. Además de la encina y el alcornoque, incluye una gran riqueza de matorrales que varían según el sustrato sea silíceo o calizo.
- *Aestidurilignosa*: se localiza en áreas con aridez estival atenuada (sureste de Galicia, montaña media húmeda de Sierra Morena, Montes de Toledo y cuenca del Duero). Se compone de bosque de rebollo o roble rebollo y quejigo. Todos suelen mezclarse en bosques mixtos. Han sufrido un retroceso debido a quemas y a la introducción del pino.
- *Acicuelignosa*: corresponde a bosques de coníferas del Noreste y Este peninsular (a excepción de Galicia), formados por abetales de pinabete, pinsapo, y sabinares. La introducción antrópica reciente de pino ha distribuido esta formación por todo el territorio.

Las variaciones climáticas, las variaciones en la explotación del suelo de los últimos años y la reducción del área agrícola, están provocando un aumento de la zona boscosa en el país, al principio con bosque mixto y después con un aumento de la extensión de algunas de estas formaciones climáticas.

4.4. MARCO SOCIAL

Los rasgos básicos de la situación actual y las tendencias previsibles a medio plazo del binomio población-territorio en España han condicionado y condicionarán en gran medida los usos del territorio, los recursos, etc. Su repercusión puede ser grande sobre el medio hidrogeológico, especialmente en la variación temporal de la recarga a los acuíferos, y uso y calidad del agua subterránea.

En cuanto a la distribución espacial de la población, se aprecia una fuerte irregularidad territorial, con inequívocas tendencias, al menos desde la década de 1960, a la concentración costera y al despoblamiento del interior (Fig. 4.10). Los grandes flujos migratorios de sur a norte han desaparecido, manteniéndose únicamente migraciones de corto recorrido (del campo a la ciudad), que han contribuido a acelerar de forma drástica el proceso de despoblación del espacio rural. Desaparecidas estas grandes corrientes, las variaciones de población en el territorio español se explicarán básicamente por causas de mejores condiciones climáticas y naturales, lo que contribuirá, como se ha dicho, a la concentración relativa de la población en los territorios costeros y meridionales.

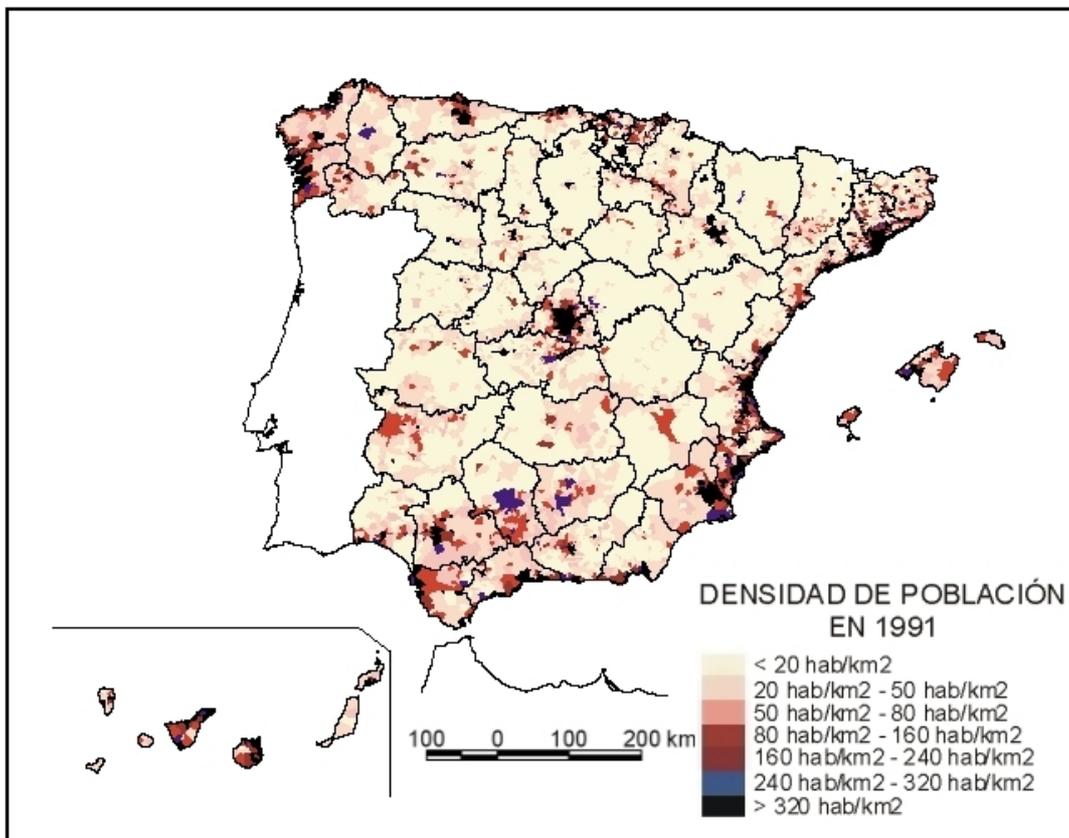


Figura 4.10.- Mapa de densidad de población en el territorio español en 1991. Fuente: MIMAN (2000)

La zona central de baja densidad experimenta un retroceso profundo, que es especialmente intenso en la meseta norte, Aragón (excepto el eje del Ebro) y algo menor en la meseta sur, y en general en todas las tierras altas. Esto podría llevar a sus últimas fases el proceso de abandono y despoblamiento de la España interior.

El actual proceso de meridionalidad de la población española y su deslizamiento hacia cotas altimétricas inferiores, se agudiza en la franja costera. También existe una consolidación de ciudades medias que condiciona un cambio de hábitos del territorio y nuevas demandas naturales que son consecuencia de cambios en los hábitos económicos producidos en España en las últimas décadas.

CAPÍTULO V.- GEOREFERENCIACIÓN Y MARCO DE INTERPOLACIÓN DE DATOS

5.1. INTRODUCCIÓN

Para obtener el valor medio y la variabilidad natural de una variable en un lugar determinado a partir de un conjunto de datos medidos de esa variable, se deben desarrollar diversos tipos de análisis estadísticos específicos que la caractericen en esos lugares (en adelante, una variable corresponde a cualquier término del balance de CI). Realizados los estudios de caracterización de una variable, se procede a realizar su interpolación espacial, lo que implica a su vez generar un error de estimación que es función del número de datos disponibles, distribución espacial, etc. La distribución espacial de los errores de estimación condiciona la escala de trabajo. Un número suficiente de datos bien distribuidos espacialmente reduce la incertidumbre de estimación. Los cálculos realizados para el análisis de esa variable requieren distinguir claramente entre la variabilidad temporal natural medida en un punto del espacio y el valor de la incertidumbre de estimación generado.

El orden de magnitud de la incertidumbre de estimación para variables con series temporales de distinto tamaño (como sucede con las variables que aquí se tratan) puede ser similar o incluso mayor que la propia variabilidad interanual. Cada punto se georeferencia espacialmente.

Una vez calculado el valor medio y la variabilidad interanual de cada variable del balance de CI en diversos puntos discretos del espacio, se determina la distribución espacial de cada una de ellas, es decir, se pasa de un conjunto de datos puntuales a una representación espacial continua de la variable en el espacio. En variables ambientales (precipitación, contenido de una sustancia química, etc.) esta conversión suele hacerse mediante alguno de los siguientes métodos (Burrough, 1993):

- i) Se puede seleccionar un conjunto de datos de cada uno de los términos del balance de CI y asignarlos como valores representativos de unas condiciones ambientales o geomorfológicas determinadas y volverlos a asignar allí donde se reproducen esas mismas condiciones ambientales y no existen datos. Por ejemplo, si los valores disponibles de aportación total atmosférica de CI en zonas de barlovento del interior peninsular a cota 1000 m son del orden de $0,7 \pm 0,2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, se le puede asignar este valor a todos aquellos puntos del territorio con esas condiciones geográficas y ambientales si no hay más datos disponibles. Por regla general este método se aplica con criterios cualitativos y puede ser apropiada su aplicación en grandes dominios geográficos del territorio español con similares condiciones ambientales. Su aplicación conlleva una incertidumbre no medida y habitualmente desconocida derivada de no poder asegurar que un dato de un término del balance de CI represente

eficazmente la condición natural del lugar donde se ha medido y de aquellos donde se asigna como probable.

- ii) A partir de n datos disponibles de un término del balance de CI y de un mapa temático relacionado con él (por ejemplo, litología respecto de recarga o contenido en CI del agua de recarga respecto a cota topográfica), se realiza un análisis estadístico de pares de valores de ambos para obtener un valor representativo de la primera variable respecto a la segunda en una condición ambiental determinada que se supone representativa (Batjes, 1996). Este procedimiento proporciona un valor medio y una desviación tipo interanual, por ejemplo de la recarga respecto a un tipo litológico. No es un método adecuado en este trabajo por las grandes heterogeneidades geológicas y ambientales en general existentes a pequeña escala en el territorio español y por el desconocimiento general que se dispone de la relación de las variables del balance de CI con otras variables externas.
- iii) También se puede realizar un análisis de los datos puntuales interpolando nuevos valores para aquellos puntos de los que se carece de dato sin considerar otros aspectos ambientales, generando un mapa raster o un resultado numérico. El método de interpolación más utilizado en Hidrología es el análisis geoestadístico mediante krigeado, que interpola los datos y da una medida de la incertidumbre de interpolación de los valores que se predicen en función del ajuste a una función matemática teórica (semivariograma). Los métodos de interpolación lineal constituyen otra posible variante que no ofrece medida de la incertidumbre de estimación (interpolación). En este caso los resultados son únicamente función de los datos iniciales disponibles

El método considerado en este trabajo ha sido el de interpolación numérica espacial. De forma independiente al método de estimación utilizado, el proceso de interpolación puede realizarse de varias formas según los objetivos que se persigan en el trabajo, el número de datos disponibles y su ubicación geográfica (Bouma, 1989):

- i) interpolando previamente los datos de cada término o subtérmino del balance de CI para todo el territorio y aplicando posteriormente la ecuación de balance de CI a los resultados obtenidos para obtener un mapa de recarga (Fig. 5.1a)
- ii) aplicando la ecuación del balance de CI en los puntos donde se tienen datos e interpolando posteriormente los valores de recarga obtenidos en estos puntos discretos para todo el territorio (Fig. 5.1b).

El primer procedimiento permite realizar un análisis espacial individual de cada uno de los términos del balance de CI, pudiendo observar si un término tiene especial peso sobre los demás (cuando existe correlación entre los distintos términos o una condición de no linealidad). Puede ser conveniente utilizar el

segundo método cuando las variables que intervienen en el balance tienen un peso similar (Sinowski *et al.*, 1997) y todas las medidas están realizadas en iguales o similares puntos geográficos. Aquí se ha utilizado el primer método, denominado por Stein *et al.* (1991) como de interpolar primero y calcular después, principalmente porque ofrece información útil individual de cada término del balance de CI, porque permite ir modificando progresivamente el modelo conceptual que se desarrolla y porque la información disponible de cada término del balance de CI se encuentra en distintos puntos geográficos.

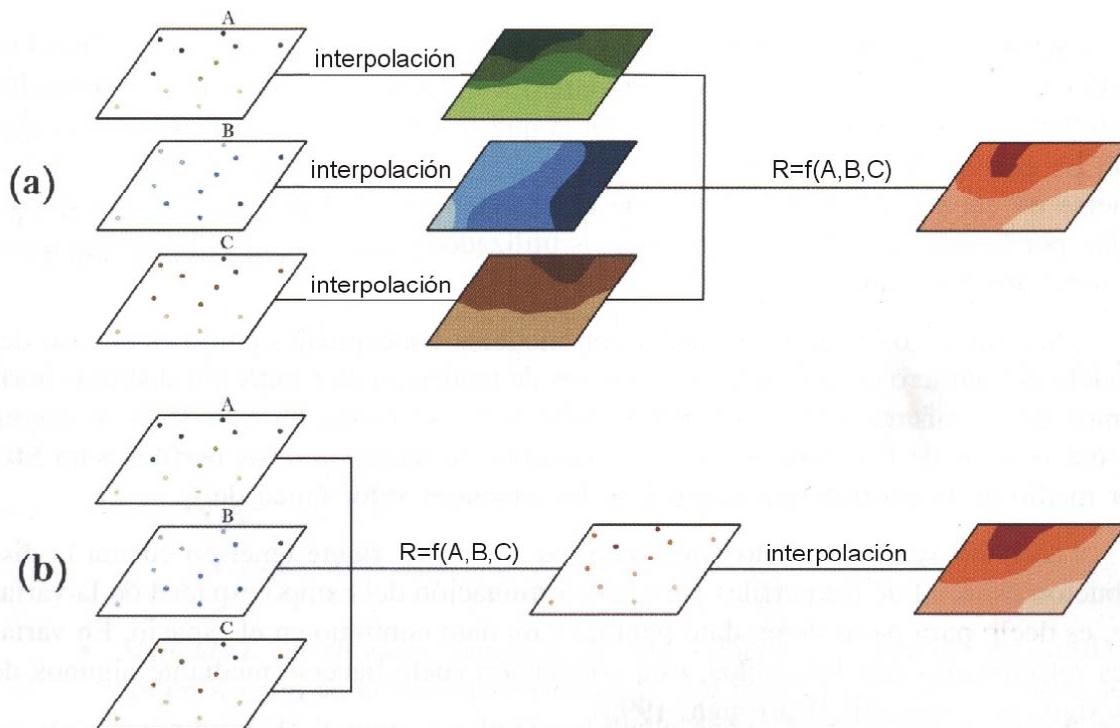


Figura 5.1.- Procedimiento para obtener un mapa de recarga a los acuíferos (R) mediante balance de CI a partir de datos puntuales pertenecientes a tres variables distintas (A, B, C), utilizando funciones de interpolación espacial. a: realizando primero la interpolación de cada término y aplicando luego la ecuación de balance de CI para obtener la recarga. b: determinando el valor de la recarga en distintos puntos con medida de las variables A, B y C, que definen el balance de CI, y luego interpolando espacialmente el valor de la recarga. Figura modificada de Ferrer (2003)

Cuando alguna variable de entrada al modelo no sigue una tendencia lineal, suele ser ventajoso aplicar la opción de interpolar primero las variables y calcular después la recarga a los acuíferos para establecer las causas de la posible no linealidad de las variables implicadas; comprobar una condición de no linealidad en los resultados finales puede ser complejo. Este procedimiento conlleva un considerable aumento de trabajo. En este trabajo se ha calculado el error cometido en la estimación espacial de las variables de entrada, pero no como éste se propaga cuando se aplica el modelo numérico de cálculo (Heuvelink, 1998), en este caso la ecuación del balance de CI.

5.2. GEOREFERENCIACIÓN DE LOS DATOS

El primer paso que se realiza en el análisis espacial de un conjunto de datos es su georeferenciación a partir de sus coordenadas geográficas. Dado que posteriormente se tendrá que relacionar información ya existente en un mapa y que para algunos análisis espaciales se requiere un sistema métrico, es conveniente transformar las coordenadas geográficas de los datos de cada término del balance de CI al sistema Universal Transversal Mercator, comúnmente conocido como UTM.

El sistema de coordenadas UTM dispone de distintos husos, que en el territorio peninsular son el 29, 30 y 31 y para incluir Canarias se suma el huso 28. A pesar de las distorsiones espaciales que el cambio de huso produce, se ha decidido georeferenciar todos los datos en un huso 30 extendido de UTM, principalmente por tres razones:

- (i) porque se quería trabajar conjuntamente con todo el territorio español y el huso 30 es el que ocupa mayor extensión en el área de estudio
- (ii) porque la información planimétrica de base en soporte SIG de este trabajo, facilitada por la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME, ya viene generada en ese formato
- (iii) por la futura combinación de los resultados obtenidos con otros mapas elaborados por otras entidades que están georeferenciados en este huso extendido y son necesarios para el cálculo de la recarga a los acuíferos

La localización geográfica de algunos puntos de muestreo de cada término del balance de CI se ha obtenido mediante consultas a los técnicos responsables de su obtención. Algunos datos no han podido utilizarse por no disponer de coordenadas geográficas.

Se ha elaborado una base de datos del conjunto de puntos seleccionados con información geográfica disponible útil de cada término del balance de CI. En todos los casos se ha indicado la fuente de información original y los demás parámetros de interés. Estas bases de datos se encuentran debidamente ordenadas en los Anexos II, III, IV, V, VI y VII.

Todos los parámetros, sea cual sea su aplicación posterior, se han representado en un mapa georeferenciado espacialmente según coordenadas geográficas UTM para un huso 30 extendido de todo el territorio español. El mapa está en soporte SIG y ha sido facilitado por la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME. Las transformaciones de coordenadas UTM de aquellos puntos de estudio situados en los husos 28, 29 y 31 se han realizado mediante convertidores convencionales de coordenadas en soporte informático. En este trabajo se han utilizado dos programas de libre acceso en Internet y de uso habitual: Calcutm (Encina, 2002) y Alltrans (Gerd y Kerst, 2001).

5.3. ANÁLISIS DE DATOS Y MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN

5.3.1. Análisis exploratorio de los datos de una variable

La aplicación de métodos geoestadísticos de interpolación espacial de datos requiere que la serie de datos de una variable presente una distribución normal o lognormal, lógicamente con cierto sesgo hacia valores bajos (sesgo positivo), ya que no existen valores negativos de ninguna de ellas. La distribución de datos puede no ser completamente gaussiana, aunque se suele admitir una cierta diferencia con ésta para realizar la interpolación espacial.

Se ha estudiado la distribución espacial de la serie de datos medidos (para valores medios y coeficientes de variación) de cada variable del balance de CI. Para ello se han normalizado las series de datos de cada variable y se han representado en histogramas de frecuencia.

La distribución espacial de los datos de cada variable del balance de CI se explicará y representará gráficamente en el Capítulo VI. Igualmente se describirán las propiedades estadísticas básicas de los datos utilizados, su metodología de obtención y otros aspectos cualitativos o semicuantitativos sobre su distribución temporal.

5.3.2. Estadística descriptiva de los datos de una variable

Antes de realizar un estudio geoestadístico se debe estudiar la estadística descriptiva de los datos disponibles de una variable como método exploratorio. Los estadísticos descriptivos suelen consistir en medidas de la tendencia central y la dispersión en torno a ella. La media aritmética es la medida más popular para la tendencia central, pero no resulta robusta, en términos estadísticos, para valores extremos. Para distribuciones fuertemente sesgadas, como algunas variables estudiadas, se requiere medir la mediana que es el valor central de la serie cuando se ordenan todas las observaciones según su magnitud y es insensible a valores extremos. Series normales presentan igual valor de la media y la mediana.

La dispersión de los datos se suele medir en función de la varianza, o de su raíz cuadrada, la desviación tipo, que expresa la dispersión en las mismas unidades que la variable observada. Cuando se quiere comparar la dispersión para diferentes subgrupos de la misma variable, con diferentes medias, se expresa en términos relativos mediante el coeficiente de variación, que es la relación entre la desviación tipo y la media. Los cuartiles son otras medidas de dispersión que representan el valor de la variable a una distancia porcentual dada respecto de la mediana. El coeficiente de asimetría y curtosis constituyen medidas de la forma de la distribución y su relación con la posición central.

El estudio estadístico descriptivo de los datos de cada variable permite conocer su distribución para establecer la calidad del semivariograma muestral. También permite medir la calidad de la estimación de cada variable. Los estadísticos de los datos de cada variable permiten comprobar si las series tienen una distribución normal o lognormal, y ver la desviación que presentan los datos medidos respecto a los valores estimados. Para ello se deben normalizar ambos conjuntos de datos respecto de su valor central, generalmente la mediana.

5.3.3. Conceptos geoestadísticos y de interpolación espacial de datos

La geoestadística se basa en la teoría de las variables regionalizadas (Matheron, 1965) y en el concepto de la función aleatoria (Goovaerts, 1997), donde se considera cada observación como el resultado de un proceso aleatorio en ese punto, el que define una variable aleatoria. Si se imponen condiciones de estacionariedad de primer y segundo orden (en la media y la varianza) se puede considerar este conjunto de datos como variables aleatorias que están espacialmente correlacionadas mediante la función aleatoria. De este modo se puede considerar el conjunto de datos de una variable como una realización de la función aleatoria.

Existen métodos muy diversos para interpolar datos. Aquí se describirán dos de uso común que se han utilizado en este trabajo: el inverso de la distancia y el krigado ordinario.

Sea un conjunto n de datos disponibles referenciados espacialmente y pertenecientes a una variable de estudio denominada Z .

Se desea interpolar un nuevo valor de esta variable en un punto A , que dista una distancia x_1, x_2, \dots, x_n respecto de valores conocidos de la variable Z en los puntos $1, 2, \dots, n$ (Fig. 5.2). El valor de la variable en el punto A se denota como Z_A . Los métodos de interpolación espacial de datos adoptan en general el siguiente algoritmo para obtener Z_A :

$$Z_A = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i \quad [5.1]$$

donde Z_A es el valor interpolado de la variable Z en el punto A ; λ_i es el peso (o función de ponderación) que se asigna a la variable Z en el punto de muestro i ; Z_i es el valor de la variable en cada punto i de la muestra de tamaño n .

El krigado ordinario y el inverso de la distancia se diferencian en la forma de estimar y asignar el valor de los pesos λ_i a cada dato disponible.

Para restringir el valor de Z_A a un valor similar al de los puntos de su entorno donde es posible apreciar la existencia de correlación espacial, se debe acotar arbitrariamente el valor de x_i a partir de un límite impuesto (radio de búsqueda) dentro del cual se establece la interpolación. El krigado ordinario permite obtener una medida del radio de búsqueda o rango.

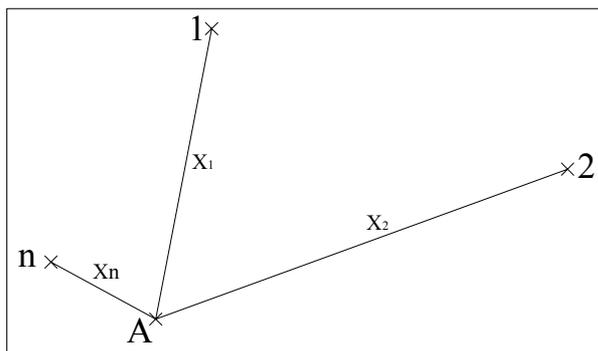


Figura 5.2.- Esquema de interpolación espacial de nuevos valores a partir de un conjunto inicial de datos

5.3.3.1. Kriging ordinario

El desarrollo actual de técnicas de tratamiento informático de datos ha impulsado el uso de aplicaciones de interpolación mediante kriging ordinario de numerosos parámetros hidrológicos (Samper y Carrera, 1990; Bonham-Carter, 1994; Lagacherie y Voltz, 2000). El beneficio de esta u otra técnica de interpolación depende de la mayor o menor disponibilidad de información de partida. La ventaja más relevante que presenta el método de interpolación mediante kriging ordinario frente al resto es que conjuntamente a la estimación de nuevos valores de la variable analizada, permite obtener un valor de la incertidumbre espacial de interpolación dada como la varianza de estimación.

El método de kriging ordinario estima el valor de λ_i considerando la distancia entre el punto a estimar y los puntos de muestreo existentes en un determinado radio, en función a una expresión matemática sencilla de correlación espacial. Para considerar la autocorrelación espacial de la variable analizada se requiere calcular la semivarianza, cuya representación en función de h (distancia) es el semivariograma (Davis, 1986; Samper y Carrera, 1990).

El semivariograma es la medida de la disimilitud entre los datos en función de la distancia (y eventualmente su dirección) que los separa. Mide la estructura de la correlación espacial de los datos medidos y se expresa como:

$$\gamma(h) = \frac{\sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2}{2N(h)} \quad [5.2]$$

donde $N(h)$ es el número de pares de observaciones separados por una distancia h y $z(x_i)$ es el valor de la observación en el punto x_i . Se requiere un mínimo de puntos en cada clase de distancias de separación para garantizar cierto nivel de confianza (Webster y Olivier, 1992), por lo que es importante que los puntos estén homogéneamente distribuidos sobre la zona de estudio y que haya bastantes puntos a pequeñas distancias unos de otros; esto disminuye la incertidumbre del valor calculado en el semivariograma experimental para distancias cortas. Esta parte del semivariograma refleja la correlación espacial

para puntos cercanos y determina el efecto pepita que representa la variabilidad a distancias inferiores a la separación mínima entre puntos y el error cometido durante el muestreo, el análisis o el tratamiento de datos.

La información contenida en el semivariograma se utiliza en el krigado para calcular los factores de ponderación de la combinación lineal de los valores vecinos. Para facilitar la incorporación de esta información en el krigado se ajusta un modelo teórico al semivariograma experimental. Hay algunos modelos básicos que garantizan que la varianza de la estimación sea mayor o igual a cero, para evitar que haya problemas de singularidad a la hora de resolver el sistema de ecuaciones del krigado (Isaaks y Srivastava, 1989; Webster y Olivier, 2001). Cualquier combinación lineal de los modelos básicos también es un modelo básico, pero en general se recomienda mantener el modelo lo más simple posible intentando que la varianza de estimación sea mínima (Bonham-Carter, 1994; Goovaerts, 1997).

En todos los modelos sencillos o teóricos es común que a una distancia 0 el valor de γ sea 0 o muy próximo a él, lo que quiere decir que los valores de dos muestras muy cercanas son muy parecidos y están altamente correlacionados. En caso de que no sea así, se produce lo que se conoce como efecto pepita (Fig. 5.3). La causa de su origen puede ser debida a (Van der Meer, 1991-92):

- la variabilidad natural medida de la variable en el espacio es mayor que la distancia mínima entre muestras
- imprecisión en las mediciones
- variaciones de los periodos temporales de estudio y de las fechas de muestreo

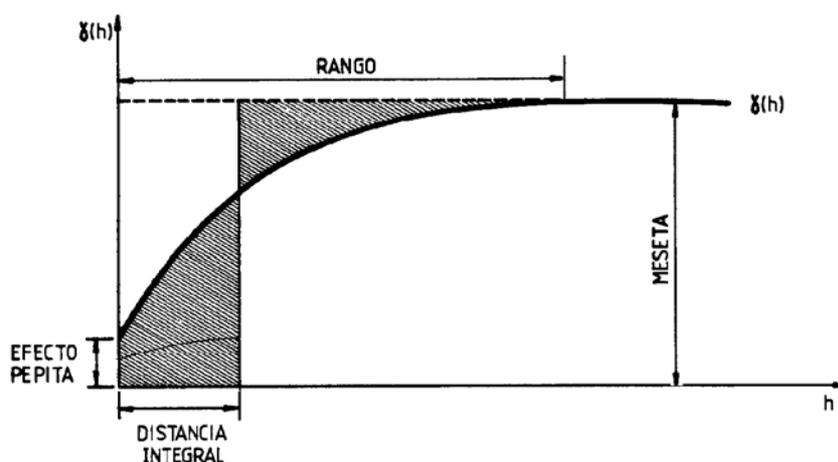


Figura 5.3.- Elementos de un semivariograma. Figura tomada de Samper y Carrera (1990)

A medida que los puntos de muestreo se van distanciando, la correlación espacial disminuye, lo que se observa en el semivariograma como un aumento de la semivarianza (γ) hasta que se estabiliza a una distancia conocida como

rango. El valor estable final se denomina meseta (Fig. 5.3). Es importante modelar bien los principales aspectos del semivariograma: el efecto pepita, su comportamiento en la cercanía del origen, y el rango. El valor de la meseta no influye en el krigado, dado que es solamente un factor de proporcionalidad. Por estas razones no se puede modelar el semivariograma con cualquier algoritmo de ajuste no lineal.

La función aleatoria $Y(x)$ se puede descomponer de la siguiente manera:

$$Y(x) = m(x) + \xi'(x) + \xi'' \quad [5.3]$$

donde $m(x)$ es el componente determinístico, $\xi'(x)$ es el término estocástico espacialmente correlacionado y ξ'' es un ruido blanco de distribución gaussiana.

En este trabajo se supone que la media local es estacionaria dentro del área de búsqueda de los n puntos vecinos y que está centrada en el punto x_0 , pudiendo obviar la media estacionaria al imponer la condición de que los factores de ponderación sumen uno. Así se obtiene el estimador del krigado ordinario:

$$z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) \quad \text{con} \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad [5.4]$$

Aquí se ha utilizado un estimador lineal cuyos factores de ponderación suman uno, que se obtiene resolviendo un sistema de ecuaciones mediante la minimización de la varianza de estimación e imponiendo una condición de ausencia de sesgo. Para resolver estas ecuaciones se pueden usar semivariogramas isotrópicos, sin tener en cuenta la anisotropía, o semivariogramas direccionales que consideren la posible anisotropía en la estructura de correlación espacial.

Los semivariogramas experimentales han sido calculados mediante el programa GAMV de la biblioteca GSLIB (Destsch y Journel, 1998). La varianza de estimación o de krigado se obtiene conjuntamente con las estimaciones con el programa KT3D de la biblioteca GSLIB (Destsch y Journel, 1998). Posteriormente se ha usado el programa VARIOWIN (Panatier, 1996) para ajustar de forma manual el semivariograma experimental a un modelo de semivariograma teórico. Este programa no permite conocer las dimensiones de la calidad del ajuste, lo que significa que los parámetros ajustados tendrán un carácter subjetivo. Esto permite dar más o menos importancia a ciertas fluctuaciones o características del semivariograma experimental según el conocimiento de la variable estudiada. Para todas las variables se han utilizado modelos básicos de semivariogramas con los que resolver el sistema de ecuaciones del krigado ordinario, sin que haya problemas con matrices singulares y sin que aparezcan varianzas negativas. Los semivariogramas teóricos más comunes son (Samper y Carrera, 1990; Fig. 5.4):

- Efecto pepita puro, que es indicativo de un fenómeno sin ninguna autocorrelación espacial
- Modelo esférico, que se caracteriza por estabilizarse a una distancia finita ($h=a$) y es indicativo de fenómenos continuos o poco discontinuos

- Modelo monómico, que se emplea para representar fenómenos no estacionarios (la variable tiene una estructura fractal)
- Modelo exponencial, que es muy parecido al esférico, salvo que la estabilización se produce a una distancia finita mayor. Es igualmente representativo de fenómenos continuos o poco discontinuos
- Modelo Gaussiano, que teóricamente no se estabiliza a una distancia finita, debiéndose imponer ésta. Su comportamiento en el origen es parabólico con pendiente nula (gran regularidad). Es indicativo de fenómenos continuos en todos los puntos y derivables en la mayoría
- Efecto agujero, que es indicativo de componentes periódicas o cuasi-periódicas. Su uso es mucho menos frecuente que el resto

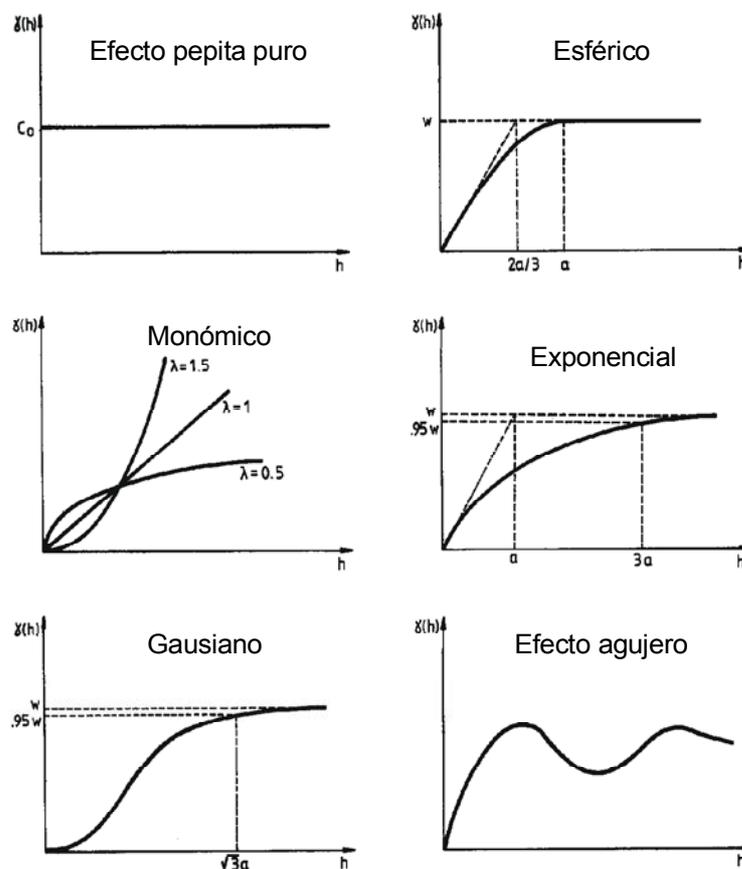


Figura 5.4.- Semivariogramas teóricos más comunes de comportamiento espacial de una variable. Figura tomada de Samper y Carrera (1990)

La elección de un modelo teórico para el semivariograma experimental y la elección de los demás parámetros, como el número de puntos vecinos considerados en la interpolación o el radio de búsqueda, puede ser asesorado por una validación del modelo geoestadístico en un ejercicio de prueba y error. El procedimiento más habitual es el de validación cruzada, donde se elimina y estima a su vez cada observación.

Sea cual sea el modelo que mejor ajuste el semivariograma experimental, es importante que éste tenga el mismo comportamiento en el origen y muestre el mismo alcance. La obtención de datos medidos para intervalos anuales favorece el cumplimiento de este requisito. Una vez establecido el modelo para el semivariograma experimental se puede proceder a la estimación o interpolación de las variables. Se ha realizado una breve descripción geoestadística de cada variable del balance de CI en el Capítulo VII que incluye el valor del efecto pepita, la contribución de la meseta, el alcance o rango y el tipo de modelo utilizado. En todos los casos se han realizado ajustes omnidireccionales.

5.3.3.2. Inverso de la distancia

Estima un nuevo dato en una nueva posición geográfica previamente definida a partir de los datos existentes más cercanos, dando distinto peso a cada uno de ellos según la distancia a la que se encuentren del punto estimado; a mayor distancia menor peso. Se trata de un estimador lineal que por su facilidad de cálculo y por la similitud de las estimaciones con las medidas reales ha sido hasta hace poco el más utilizado de los dos métodos descritos.

A partir de la ec. [5.1] se debe cumplir por definición que $\sum \lambda_i = 1$, obteniendo el valor de λ_i a partir de la siguiente relación de ponderación:

$$\lambda_i = \frac{1}{x_i^2} / \sum_{i=1}^n \frac{1}{x_i^2} \quad [5.5]$$

donde $1/x_i^2$ es el inverso de la distancia elevada al cuadrado entre cada variable conocida y el valor a determinar en un punto; $\sum_{i=1}^n \frac{1}{x_i^2}$ es la suma del inverso de las distancias elevadas al cuadrado de todos los puntos existentes. El radio de búsqueda se establece según un ejercicio de prueba y error en torno al valor del rango obtenido mediante krigeado ordinario.

Para realizar la interpolación espacial mediante el inverso de la distancia se ha utilizado el programa GTOPO30, diseñado por el USGS (Servicio Geológico de Estados Unidos), de uso común en aplicaciones topográficas, donde se requiere habitualmente realizar interpolaciones espaciales de datos con un factor de ponderación igual a 1. Es un programa de libre acceso en la red: <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>.

5.3.3.3. Comparación de ambos métodos de interpolación

Para un similar número de datos iniciales de una variable cuya distribución espacial es regular, la interpolación mediante krigeado ordinario obtiene similares resultados que mediante el inverso de la distancia (Tabios y Salas, 1985). En aquellas zonas donde la hipótesis de homogeneidad e isotropía se cumplen y en

las que los datos se ajustan a alguno de los modelos teóricos, el krigado ordinario permite cuantificar la distribución espacial (Tabios y Salas, 1985). Con un número suficiente de datos pero con una muy elevada heterogeneidad espacial de los mismos, el inverso de la distancia, aunque más simple, puede generar resultados más próximos a la condición medida en esas zonas con más datos, aunque igualmente tiende a una condición media allí donde no existen debido a la reducción del sesgo por la imposición de que los factores de ponderación sumen uno. El krigado ordinario considera tres factores para determinar λ_i : distancia entre datos, radio de búsqueda y autocorrelación espacial, a diferencia del inverso de la distancia que sólo considera los dos primeros.

El reconocimiento preliminar de los datos disponibles de las variables del balance de CI muestra que estos pueden presentar en ocasiones una heterogeneidad espacial apreciable a una distancia más corta que la muestreada lo que puede generar un efecto pepita.

Ninguno de estos dos métodos permite imponer las condiciones observadas en el contorno costero, donde suelen existir valores elevados y heterogéneos en el espacio de todas las variables. El modelo de distribución de valores en estas zonas debería obtenerse previamente a la interpolación mediante la imposición de funciones características del comportamiento de una variable o mediante la asignación de pesos específicos a esa variable en esos puntos. Esto es un apartado que está fuera del alcance de este estudio de caracterización suprarregional. No obstante, la interpolación lineal respeta más los valores grandes frente al krigado, que tiende a suavizarlos algo más hacia una condición media que puede ser poco efectiva en ocasiones para el cálculo de la recarga a los acuíferos allí donde existe alta heterogeneidad espacial. El uso del krigado requiere imponer inicialmente una función de cálculo condicionada espacialmente, que puede no reflejar de forma satisfactoria la heterogeneidad local pero que sirve de instrumento para obtener la varianza de estimación conjuntamente con la estimación de la variable a partir de la función matemática que mejor se adapta a la distribución espacial de los datos. Es previsible que la varianza de estimación pueda ser similar a la variabilidad natural de una variable, y que ambas a su vez sean similares al valor medio interpolado.

El uso de métodos de simulación geoestadística permitiría mostrar la tendencia de las variables en los contornos, imponiendo ciertas funciones de contorno que simulan bien la heterogeneidad espacial (Davis, 1987). Pero su uso no es recomendable en este trabajo de caracterización suprarregional al requerir un proceso posterior laborioso de calibración, no siempre efectivo cuando existe elevada incertidumbre natural de las variables (caso de los términos del balance de CI) y relativamente pocos datos iniciales con los que comparar, y por que los resultados de la simulación suelen alejarse de los valores iniciales disponibles (la simulación sólo muestra la tendencia de la variable).

El co-krigeado (Samper y Carrera, 1990), como variante del krigeado, puede desestimarse de partida debido a la correlación existente entre los términos del balance de CI, produciendo que estos tengan pesos similares durante la interpolación y que el resultado sea similar al que se obtiene aplicando krigeado ordinario (Bonham-Carter, 1994; Tabios y Salas, 1985).

Un cálculo correcto de la recarga a los acuíferos mediante balance de CI requiere que los nuevos valores estimados sean coherentes con los de su entorno geográfico, por lo que el método de estimación mediante el inverso de la distancia parece ser más adecuado para representar aquellos valores extremos allí donde pudieran existir. Puesto que los resultados de estimación mediante el inverso de la distancia y mediante krigeado deben ser similares, es recomendable interpolar los valores con ambos métodos, comparar los resultados con medidas directas de las variables, y utilizar la interpolación mediante krigeado ordinario para conocer la estructura espacial y cuantificar la varianza de estimación de cada variable.

En la actualidad no es posible cuantificar adecuadamente, por la escasez de datos medidos, la relación de las variables del balance de CI con otras variables externas como la distancia al mar o la altitud. En el caso de conocer estas relaciones se podría utilizar en un futuro el método de krigeado con una deriva externa, que modela la variable determinística como una función lineal de una variable secundaria o externa:

$$m(x) = a_0(x) + a_1(x)y(x) \quad [5.6]$$

donde $y(x)$ es la variable secundaria. Los coeficientes $a_0(x)$ y $a_1(x)$ se suponen constantes dentro del área de búsqueda de los puntos vecinos y se estiman a través del sistema de ecuaciones del krigeado y no a través de una calibración o regresión previa al krigeado. Una variable secundaria puede ser la cota topográfica o la distancia al mar.

Otra cuestión de interés que podría estudiarse en un futuro es la posible optimización y diseño eficiente de redes de control con las que obtener nuevos datos de algunas variables que intervienen en el balance de CI. Para ello puede ser recomendable la aplicación del denominado método del "punto ficticio". Este método se suele utilizar para conocer la mejora que se produce en la estimación de una variable al introducir un nuevo punto de medida a los ya existentes en una red de observación de esa variable (Delhomme y Delfiner, 1973; Carrera y Samper, 1990). En esta aplicación, la comparación de la varianza de estimación de una variable obtenida con los puntos de muestreo disponibles σ_0^2 y la varianza de estimación obtenida con los puntos disponibles más uno nuevo $\sigma^2(x)$, da el valor esperable de la reducción relativa de la varianza de estimación de esa variable, $R(x)$, como sigue:

$$R(x) = \frac{\sigma_0^2 - \sigma^2(x)}{\sigma_0^2} \quad [5.7]$$

En este trabajo no se ha calculado un valor de $R(x)$, ni se ha realizado en general este tipo de estudio, aunque sí se vislumbra como necesario en aquellas circunstancias en las que la varianza de estimación de una variable sea muy elevada. Este tipo de estudios se aleja del objetivo de este trabajo, aunque puede dar lugar a una posible línea de trabajo en un futuro.

5.3.4. Correlación de datos y error de estimación

Para evaluar el modelo geoestadístico de una variable se compararan, en iguales posiciones geográficas, los datos medidos con los datos estimados. La comparación se realizará para cada variable interpolada y para cada método de interpolación: inverso de la distancia y krigado ordinario. De este modo se puede evaluar el error, $z(x)-z^*(x)$, cometido por el modelo de interpolación en cada estimación realizada en el espacio bidimensional definido.

Existen diferentes medidas estadísticas para cuantificar la calidad de las estimaciones: el error medio, EM, refleja el sesgo en las estimaciones; el error medio absoluto; EMA, refleja la exactitud o la dispersión de las estimaciones frente a las observaciones; el error medio cuadrático; EMC, reflejan también la exactitud de las estimaciones pero dando más peso a los errores más grandes; el error medio relativo, ER, refleja la diferencia relativa (en tanto por 1) entre las observaciones y las estimaciones; el coeficiente de correlación de Pearson, R, mide la calidad de la relación lineal esperable entre las observaciones y las estimaciones. En este trabajo se han utilizado de forma habitual EM, ER y R:

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z(x_i) - z^*(x_i)) \quad [5.8]$$

$$ER = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{z(x_i)}{z^*(x_i)} \right) \quad [5.9]$$

$$R = \frac{\left(\sum_{i=1}^n z(x_i)z^*(x_i) - \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i)\sum_{i=1}^n z^*(x_i)}{n} \right)^2}{\left(\sum_{i=1}^n (z(x_i))^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n z(x_i) \right)^2}{n} \right) \left(\sum_{i=1}^n (z^*(x_i))^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n z^*(x_i) \right)^2}{n} \right)} \quad [5.10]$$

siendo $z(x_i)$ y $z^*(x_i)$ respectivamente los valores observados (medidos) y estimados (interpolados) en el punto x_i . n es el número de estimaciones o interpolaciones realizadas.

EM en valor absoluto y ER en valor relativo (tanto por 1, adimensional) son quizás los estadísticos más importantes para este tipo de aplicaciones. Miden el

sesgo o la desviación de la media (o de una estimación individual) debida a una continua sobre o subestimación que se ha podido incorporar en las estimaciones. La condición de normalidad de las series de datos impone que el sesgo sea nulo, siendo entonces $EM = 0$ y $ER = 1$. R mide la calidad de la relación lineal que debería existir entre los valores medidos y los valores estimados.

El estudio de la correlación múltiple o el análisis multivariante entre los valores estimados de las diferentes variables que intervienen en el balance de CI en iguales posiciones geográficas, permitiría observar, mediante una matriz de coeficientes de variación, la dependencia de unas variables respecto a otras y comprobar su relación con otras variables externas como la precipitación, la escorrentía total, la altitud de muestreo y la distancia al mar.

5.4. RESOLUCIÓN ESPACIAL DE LA INTERPOLACIÓN

La resolución espacial de los resultados a obtener depende del alcance geográfico del estudio, de la distribución de valores dentro de él y del método de interpolación utilizado que mejor se adapte a la obtención de los resultados esperables. Este último aspecto depende a su vez de los anteriores.

Puesto que los datos disponibles no tienen una ubicación geográfica regular y ante la necesidad de conocer la variable allí donde no existen datos, es necesario obtener los resultados de cada variable del balance de CI en iguales puntos geográficos del territorio, compararlos en esos lugares y obtener múltiples valores de recarga homogéneamente distribuidos por el territorio. Una forma de hacerlo, una vez representados los datos de cada variable en un mapa y habiendo realizado los estudios oportunos sobre su distribución temporal, es mediante una malla cuyas celdas tengan el mismo tamaño y estén en la misma posición geográfica en todos los casos. En cada celda se obtiene un valor de la recarga media anual y un valor de su variación interanual (expresado como porcentaje de variación a través del coeficiente de variación) de cada variable del balance de CI, y un valor de la varianza de estimación para cada una de ellas.

A igualdad de información inicial disponible, de la distribución espacial de datos y del contorno regional, la mayoría de tipos de malla suelen dar resultados similares a una misma escala espacial. En este trabajo se ha optado por realizar una malla regular de 5113 celdas con equidistancia de 10 km constante entre ellas que abarca toda la superficie del territorio español (Fig. 5.5). La superficie de celda elegida (10 km^2) ha dependido de varios condicionantes:

- i) del número disponible de datos y de su variación interanual. Existe suficiente información de cada variable en el territorio español, aunque no de detalle, propiciando que los resultados deban ser interpretados a una escala regional. Los cambios regionales de la variabilidad interanual de una variable también quedan reflejados a esa escala

- ii) de la distribución espacial de los datos. La comparación del contenido en CI del agua de recarga, donde la densidad de datos aconseja utilizar tamaños pequeños de celda, con la deposición total atmosférica de CI, cuya distribución de datos aconseja realizar celdas de 10 km o mayores, obliga a adoptar la condición más restrictiva; en este caso celdas de 10 km
- iii) de la necesidad de comparar los resultados obtenidos con otros datos hidrológicos elaborados a una escala dada que han sido calculados con métodos similares a los aquí expuestos. El método de balance de CI requiere comparar los resultados, como mínimo, con un mapa de precipitación y otro de esorrentía del territorio español. El tamaño de celda elegido y su situación geográfica se deben adecuar al que presentan dichos mapas. El CEDEX dispone de estos mapas con tamaño de celda de 10 km para iguales posiciones geográficas, que fueron preparados para la elaboración del Libro Blanco del Agua (MIMAN, 2000)
- iv) de la similitud del procedimiento matemático de elaboración de los mapas de los diferentes términos del balance de CI y de los mapas elaborados por otras entidades. La elaboración de mapas mediante métodos geoestadísticos, que incluyen similares métodos de interpolación, y los balances previos utilizados por el CEDEX se recogen de forma detallada en MIMAN (2000) y se han descrito parcialmente en el Capítulo II.

El tamaño de las celdas puede variar según la densidad de datos existente en una zona del territorio. Podría ser conveniente realizar celdas inferiores a 10 km en zonas con mayor densidad de datos y utilizar celdas mayores de 10 km en zonas con un menor número de datos. Una decisión u otra implica ganar o perder resolución de los resultados finales a partir de los datos disponibles. La mayor resolución espacial implica mayor incertidumbre de estimación. Como el objetivo es también conocer aquellas zonas donde existe escasez de datos y cuantificar someramente el error que implica en los cálculos generales, parece razonable usar un tamaño de malla homogéneo en todo el territorio de 10 km, para obtener mapas de valores medios, mapas de variabilidad interanual de las variables y mapas de error de estimación de cada variable comparables entre sí.

La interpolación con este tamaño de celda se realizará conjuntamente para todo el territorio español (peninsular e insular) mediante el inverso de la distancia, que permite obtener de forma más adecuada aquellas tendencias extremas. Mediante krigeado ordinario se interpolarán las variables del balance de CI únicamente en el territorio peninsular, que es donde mayor información se dispone en relación con la superficie abarcada y la varianza de estimación calculada tiene un sentido lógico. En los territorios insulares sin datos iniciales de alguno de los términos del balance de CI no se obtendrá valores de recarga a los acuíferos, aunque si se obtendrá la información parcial correspondiente de aquellas variables del balance de CI con datos disponibles.

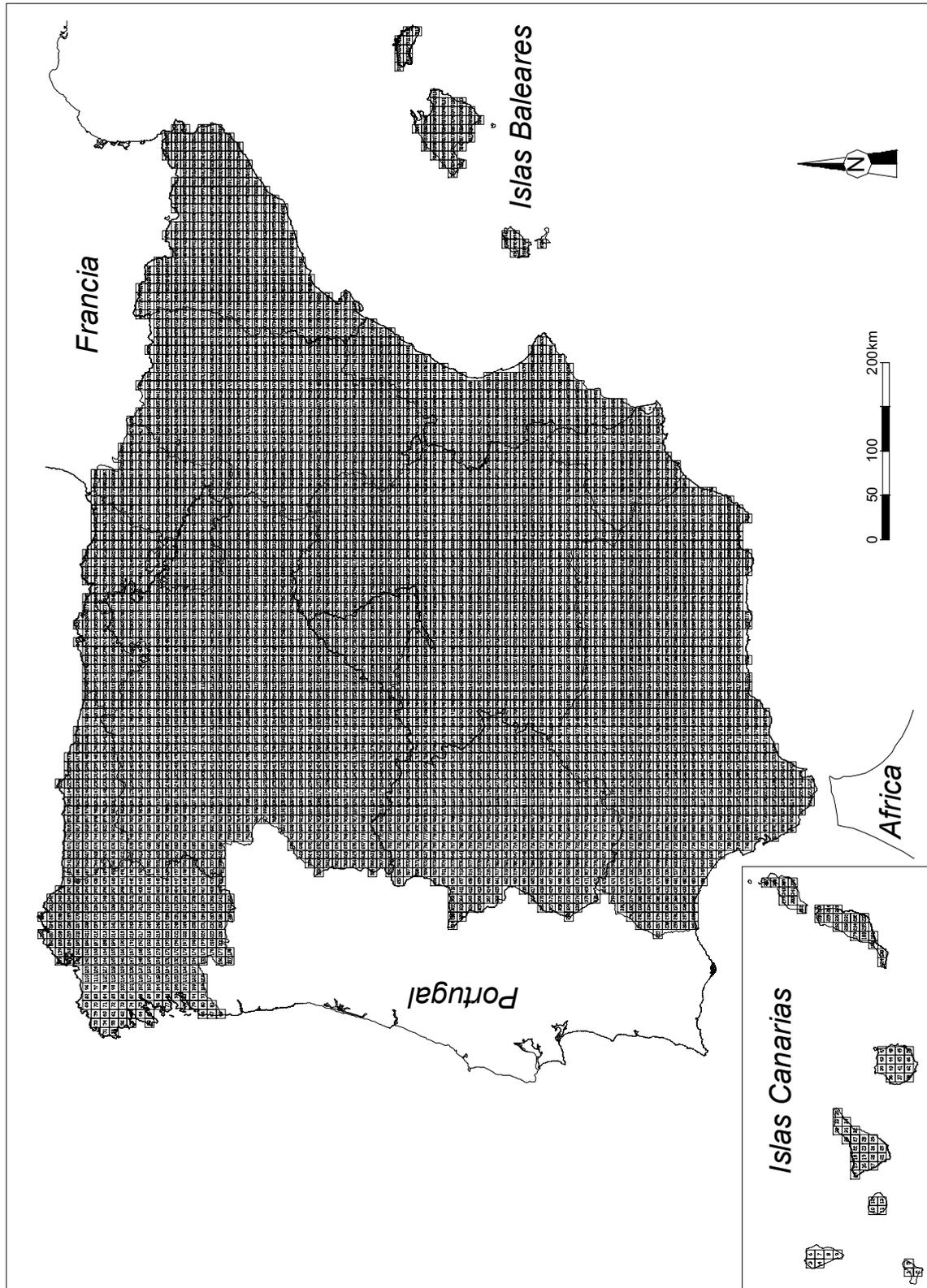


Figura 5.5.- Localización geográfica y codificación numérica de las 5113 celdas de 10 km de tamaño discretizadas en el territorio español donde se obtendrá un valor medio, un valor de coeficiente de variación y un valor de la varianza de estimación de cada variable del balance de CI. Los resultados obtenidos de cada variable en cada celda se incluyen en el Anexo VIII

El mapa de recarga media anual a los acuíferos obtenido con ambos métodos de interpolación se comparará posteriormente con el mapa de precipitación media del territorio español elaborado por MIMAM (2000), ambos elaborados a partir de una discretización de celdas de 10 km en iguales posiciones geográficas, para determinar el porcentaje medio de precipitación que constituye recarga a los acuíferos.

Una vez obtenida la tasa media anual de recarga y su coeficiente de variación, se medirá la calidad de la estimación realizando varios tipos de comprobaciones a diferentes escalas de trabajo. Primero se compararán las estimaciones de la recarga media con los valores de recarga que pueden medirse directamente mediante balance de CI en aquellos lugares del territorio español donde se dispone conjuntamente de datos de todas las variables del balance de CI. Después se compararán los resultados de la recarga media anual estimada mediante balance de CI con datos bibliográficos de la recarga obtenida a escala de todo el territorio español y a escala de afloramientos acuíferos.