

## LOS SONDEOS DE RESONANCIA MAGNÉTICA EN LA INVESTIGACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA

J. L. Plata Torres<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Grupo de Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid) jl.plata@igme.es

**RESUMEN.** La técnica RMN (Resonancia Magnética Nuclear) comenzó a ser utilizada en Europa occidental y en Estados Unidos la exploración hidrogeológica desde la superficie del suelo en 1997, recibiendo el nombre de Sondeos de Resonancia Magnética (SRM), siendo su perfeccionamiento objeto de continuo desarrollo. Desde 1998 el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) viene realizando experimentos con SRM en varios acuíferos de España, estando perfectamente probada su gran utilidad en investigación hidrogeológica. El método SRM tiene una sólida base científica, basándose en la excitación de los protones o núcleos del hidrógeno en presencia del campo magnético terrestre. Como respuesta a esa excitación, se produce una señal, denominada de resonancia, que sólo tendrá lugar si existe agua en el subsuelo. De la amplitud de dicha señal puede deducirse la cantidad de agua existente, y del tiempo que tarda en relajarse se obtiene información sobre el tamaño de los poros y forma en que el agua se encuentra en ellos. Las condiciones críticas para la medición de un SRM, y en especial dentro de la ZNS, son que la cantidad de agua sea suficiente para que la amplitud de la señal sea superior al ruido electromagnético ambiental y al umbral instrumental, y por otra parte, que el tiempo de relajación de la señal sea superior al tiempo de retardo instrumental y no esté distorsionado por la presencia de minerales magnéticos. El estudio de los factores que afectan al tiempo de relajación y el estudio de la forma en que el agua se encuentra en la ZNS son elementos clave para la utilización del método SRM en esta zona. Tanto los trabajos de laboratorio como los experimentos realizados en campo ponen de manifiesto que existe una relación de dependencia entre el tiempo de relajación y la tensión, grado de humedad y permeabilidad. El análisis multi-exponencial de la señal de resonancia permite además determinar la distribución del tamaño de los poros en la zona saturada y determinar la humedad como una función del espesor de la película de agua y tamaño de las gotas en la no saturada. La utilización de los SRM como método no invasivo en la investigación de la ZNS permitirá por tanto determinar la presión, el grado de saturación, discriminando la forma de presentarse el agua, y la permeabilidad. Se prevé además su utilización como método de monitorización de los procesos de recarga.

**ABSTRACT.** Nuclear Magnetic Resonance (NMR) technology was used for the first time in Western Europe and the EEUU for hydrogeological exploration from the earth surface in 1997, taking the name of Magnetic Resonance Sounding (MRS), and since then it has been subject of continuous development. From 1998 the

Geological Survey of Spain (IGME) has undertaken experiments with MRS in several Spanish aquifers, demonstrating the great utility of this method in hydrogeological research. There are solid physics foundations on the use of MRS method, based on the excitation of hydrogen nuclei in the presence of the geomagnetic field giving rise to a resonance response signal exclusively due to the water presence. The amplitude of this signal depends on the amount of water and its relaxation time depends on the mean pore size. The critical conditions to measure a MRS, especially in the vadose zone, are the signal to noise ratio (amount of water), and that the relaxation time is not distorted by the presence of magnetic minerals and is longer than the instrumental dead time. To understand the capability of the method in the vadose zone it is of great importance to know the factors affecting the relaxation time and the different water storage parameters. Laboratory as well as field research have demonstrated the existence of a relationship among the relaxation time and the capillary pressure, the wetting phase saturation and the hydraulic conductivity. Multi exponential decomposition of the resonance signal allows the determination of the pore-size distribution in the saturated zone and to determine the moisture content as a function of the water-film thickness/water-drop size in the vadose zone. The use of the MRS as a non invasive method for the investigation of the vadose zone will allow determining the tension pressure, the specific retention capacity, the pore-size and water type distribution, and the permeability, with the possibility to use it also as a monitoring mode.

### 1. Introducción

El fenómeno físico de la resonancia magnética de los núcleos de los átomos (Resonancia Magnética Nuclear, RMN), utilizado desde 1950 en tecnologías de diagnóstico médico, comenzó a aplicarse en 1990 para obtener información de la porosidad, permeabilidad, tipo de fluido y distribución del tamaño de los poros, entre otros parámetros de las rocas, en la testificación geofísica de sondeos para investigación de hidrocarburos. La utilización de la técnica RMN como método de exploración hidrogeológica desde la superficie del suelo comenzó en Rusia en los años 1980 (instrumento HYDROSCOPE), aunque hasta la aparición del primer instrumento construido en Francia en 1997 (NUMIS) el método no ha

sido conocido y divulgado en Europa occidental y Estados Unidos, recibiendo el nombre de Sondeos de Resonancia Magnética (SRM). A partir de 1998 el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) participa activamente en el desarrollo del método, realizando experimentos SRM en España y manteniendo reuniones periódicas de trabajo con varios grupos europeos (Workshop de Berlín-1998, Orleáns-2001, Madrid-2006 y Grenoble-2009). Actualmente ya se han efectuado miles de mediciones SRM en todo el mundo, estando perfectamente probada su gran utilidad en investigación hidrogeológica (Legchenko y Valla, 2002; Legchenko et al., 2002; Lubczynski y Roy, 2003); su perfeccionamiento sigue siendo objeto de continua investigación y desarrollo. En este trabajo se van a exponer las bases científicas del método SRM, con especial detalle de los factores que más pueden afectar a su utilización en la investigación de la zona no saturada. Esta zona se caracteriza por procesos muy dinámicos de transporte de agua y solutos, no siendo siempre factible la determinación de los parámetros que los gobiernan mediante técnicas convencionales. La aparición de los SRM supone disponer de una técnica no invasiva con gran potencial, siendo su aplicación a la ZNS objeto de reciente atención por parte de varios grupos de investigación hidrogeofísica.

## 2.- Fundamentos teóricos y medición de un SRM

Una descripción completa y amplia bibliografía de todos los aspectos relacionados con el método SRM puede encontrarse en el monográfico "Magnetic Resonance Sounding: a reality in applied hydrogeophysics" del Boletín Geológico y Minero nº 118 de 2007. La presente síntesis cubre las cuestiones imprescindibles para la comprensión de esta técnica. El fundamento científico del método SRM estriba en que los núcleos de los átomos de varios elementos, entre los que se encuentra el hidrógeno, pueden variar su estado energético cuando son excitados en presencia de un campo magnético estático (como el terrestre), por un campo electromagnético externo de una determinada frecuencia denominada de precesión o de Larmor  $f_L$ . Dicha frecuencia depende de una constante física exclusiva para cada elemento (índice giroscópico, igual a 0.04258 para los núcleos o protones de hidrógeno) y de la intensidad del campo magnético estático. Cuando cesa la excitación externa el núcleo vuelve a su estado energético inicial, devolviendo la energía absorbida en forma de un nuevo campo electromagnético de la misma frecuencia  $f_L$ ; este nuevo campo induce en una bobina una fuerza electromotriz denominada señal de resonancia. En los Sondeos de Resonancia Magnética el campo de excitación se introduce desde la superficie del suelo (Fig. 1) con una frecuencia igual a la de precesión del hidrógeno en ese lugar, y que, en consecuencia, sólo puede afectar a los protones de hidrógeno: la señal de resonancia de este campo sólo puede existir si hay protones de hidrógeno. En la Naturaleza, y dentro de las primeras decenas de metros del subsuelo, es el agua la que contiene prácticamente todo el hidrógeno presente, por lo que la existencia de la señal SRM es una indicación de la presencia de agua, siendo éste

el único método geofísico que es selectivo a la presencia de agua en el subsuelo.

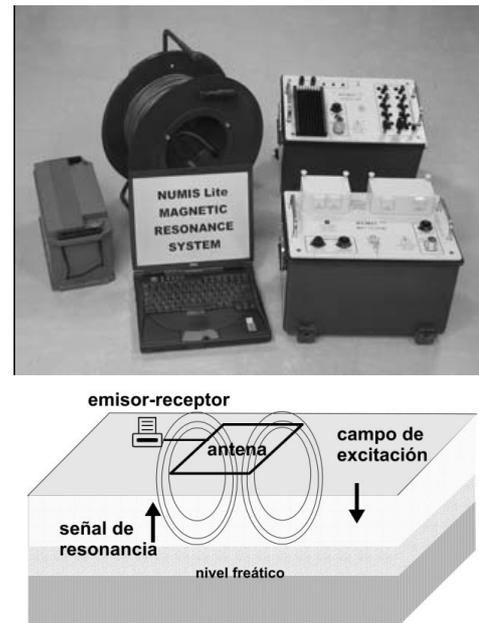
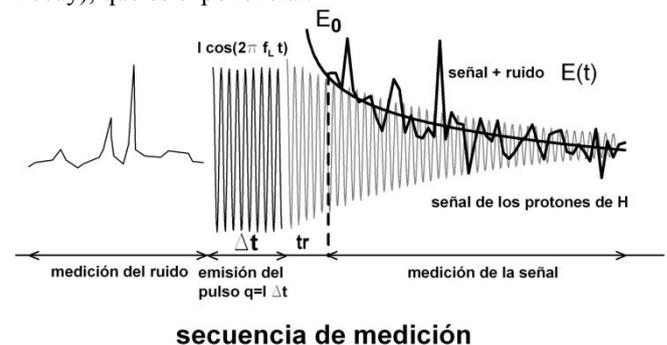


Fig. 1. Medición de un SRM. Arriba: instrumento NUMIS de Iris Instruments. Abajo: esquema de implantación sobre el terreno.

Para hacer un SRM se comienza por medir con un magnetómetro la intensidad de campo magnético terrestre  $B$  (nT), a fin de calcular la frecuencia de precesión de los protones de hidrógeno en ese lugar, mediante la ecuación  $f_L = 0.04258 \cdot B$  (Hz). Tras la extensión de un cable (antena) en forma de bucle sobre la superficie del suelo, se hace pasar por él una corriente eléctrica de la frecuencia anteriormente determinada y de intensidad  $I$  durante un corto tiempo  $\Delta t$  (pulso de excitación de momento  $q = I \cdot \Delta t$  A·ms) (Fig. 2), creando un campo electromagnético de la misma frecuencia que la de precesión del hidrógeno. Si existe agua en el subsuelo, los protones del hidrógeno absorberán esta energía; al cortar la corriente eléctrica, los protones pierden su excitación y vuelven a su estado de equilibrio inicial (proceso de relajación). En ello tardan un determinado tiempo, durante el cual el nuevo campo electromagnético generado por los protones induce en el bucle de cable extendido sobre la superficie una corriente eléctrica de la misma frecuencia de precesión. Lo que se mide es la señal de amortiguación de dicho campo eléctrico con el tiempo  $E(t)$ , denominada FID (Free Induction Decay), que es exponencial.



### secuencia de medición

Fig. 2. Secuencia de medición de un SRM. Tras un tiempo del orden de 200 ms en el que solamente se mide el ruido electromagnético ambiental,

se emite un pulso de excitación durante un tiempo  $\Delta t$  de unos 40 ms. Cortada la corriente se conmuta la bobina emisora para que actúe como receptora, en lo que se tarda un tiempo muerto o de retardo  $t_r$ , tras el cual se mide la f.e.m. inducida por el campo generado por los protones de hidrógeno o señal de resonancia  $E(t)$  durante unos 250-500 ms. La señal de esta Fig. es real y pertenece al SRM 09 del acuífero de los Sotillos (Cádiz), donde existe un elevado ruido ambiental. (Modificado de Plata y Rubio, 1999).

Aunque la señal FID  $E(t)$  existe desde el primer instante, su medición comienza tras un tiempo de retardo  $t_r$ , que se precisa para la conmutación de los circuitos de tal forma que la antena pase de ser emisora a receptora. La amplitud inicial  $E_0$  (valor extrapolado para  $t=0$ ) de esta f.e.m. inducida depende de la cantidad de protones de hidrógeno presentes o cantidad de agua. El tiempo de relajación  $T_d$  que tarda en amortiguarse la señal depende del tamaño medio de los poros donde está contenida el agua, siendo por lo tanto un indicador litológico y de permeabilidad; este tiempo es distinto para la componente transversal ( $T_2^*$ ) que para la longitudinal ( $T_1$ ) del campo de excitación.

A partir de la señal medida  $E(t)$  los parámetros  $E_0$  y  $T_2^*$  se obtienen por ajuste de los valores medidos a una función exponencial de la forma

$$E(t) = E_0 \sin(2\pi f_L t + \varphi) \exp(-t/T_2^*) \quad (1)$$

El desfase  $\varphi$  entre la corriente emitida y el voltaje recibido depende de la conductividad eléctrica del medio ( $\varphi=0$  para rocas muy resistivas). Para medición del tiempo de relajación longitudinal  $T_1$  se requiere la emisión de una secuencia de dos pulsos con polaridad opuesta y separados un tiempo  $\tau$ , ajustando los valores obtenidos para varios tiempos de separación por la función

$$E_2(\tau) = E_{20}(1 - C \exp(-\tau/T_1)) \quad (2)$$

El bucle o antena extendida sobre la superficie del suelo, además de medir el campo magnético de resonancia, registra también los campos electromagnéticos existentes de otros orígenes (líneas eléctricas, relámpagos, etc.), que suponen un ruido externo no deseable. La señal SRM es del orden de unas decenas o unos pocos centenares de nV, mientras que el ruido puede ser de varios miles de nV. A fin de mejorar la relación señal/ruido, la técnica empleada consiste en emitir el mismo pulso o momento de excitación varias veces, sumando la señal recibida (stacking). Si el ruido es aleatorio, esta suma tenderá a reducir su influencia. Otras formas eficaces de disminuir el efecto del ruido es diseñar la antena en forma de doble bucle en "ocho", o utilizar una antena independiente para medición del ruido durante el proceso de relajación. La orientación de la antena respecto del origen del ruido afecta también a la medición.

La profundidad de investigación alcanzada depende del momento magnético emitido  $q$ : un aumento de la intensidad de corriente en el circuito emisor no aumenta la amplitud de la señal, sino la profundidad de investigación, al ser capaz de excitar los protones a mayor distancia de la bobina emisora, por lo que para obtener información a mayor profundidad, se emite un nuevo momento con mayor intensidad de corriente, y así sucesivamente (unos

16 momentos  $q$  en una secuencia estándar). En cualquier caso, las dimensiones de la antena suponen un límite para la penetración, que es de un orden de magnitud igual al diámetro o lado del bucle empleado, siendo despreciable la amplitud de la señal debida a los protones para distancias superiores al doble del diámetro de la antena emisora. La máxima profundidad alcanzable con la instrumentación actualmente disponible es del orden de 100-150 m. La información obtenida proviene de una extensión de terreno de al menos una vez y media dicho diámetro a partir del punto central de aplicación. Este aspecto integrador de valores promediados de un gran volumen del subsuelo es preciso tenerlo en cuenta a la hora de apreciar los resultados obtenidos con un SRM, ya que los parámetros hidráulicos de una formación suelen ser dependientes de la escala considerada.

El resultado de la medición de un SRM es una colección de  $n$  curvas  $E(t)$  producidas por  $n$  pulsos de excitación de momento  $q$  creciente, de las que se extraen  $n$  valores  $E_0$ ,  $T_2^*$  y  $T_1$  (si se emplearon dos pulsos) que forman las funciones  $E_0(q)$ ,  $T_2^*(q)$  y  $T_1(q)$  (Fig. 3).

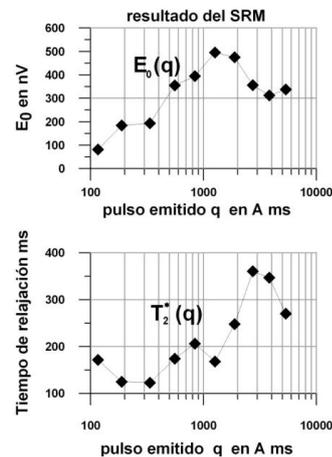


Fig. 3. Ejemplo del resultado de la medición de un SRM: curvas  $E_0(q)$  y  $T_2^*(q)$  obtenidas evaluando los parámetros  $E_0$  y  $T_2^*$  en 10 curvas  $E(t)$  medidas con 10 momentos de excitación  $q$ . La señal pertenece al SRM 09 del acuífero de los Sotillos (Cádiz). (Modificado de Plata y Rubio, 1999).

Los factores críticos para la medición de un SRM, y en especial dentro de la ZNS, son que la cantidad de agua sea suficiente para que la amplitud de la señal sea superior al umbral instrumental y ambiental, y por otra parte, que el tiempo de relajación de la señal sea superior al tiempo de retardo instrumental, de tal forma que sea posible determinar las magnitudes  $E_0$  y  $T_d$  correctamente.

Las mejores condiciones para realizar un SRM se dan en terrenos resistivos, en rocas de baja susceptibilidad magnética, sin presencia de ruidos electromagnéticos naturales o artificiales y en latitudes geográficas alejadas del ecuador (Legchenko et al., 1997). La instrumentación comercial para SRM está disponible desde hace poco más de 10 años. Actualmente se cuenta con el instrumento NUMIS (Fig. 1) de Iris Instruments, Francia, que en su versión Lite tiene un tiempo de retardo de 30 ms y un ruido interno de 10 nV, y del instrumento GeoMRI de Vista Clara Inc., que tiene un tiempo de retardo de 8 ms y ruido instrumental de 4 nV.

### 3. -Interpretación de los resultados de un SRM

La inversión o interpretación de un SRM consiste en convertir los valores  $E_0(q)$  y  $T_d(q)$  en la distribución del contenido en agua  $w(z)$  y del tiempo de relajación  $T_d(z)$  en función de la profundidad  $z$  (Fig. 4). Los cálculos del proceso de inversión se apoyan en una matriz numérica que tiene en cuenta la resistividad del subsuelo, las características de la antena utilizada, la inclinación e intensidad del campo magnético terrestre y el momento máximo emitido. El proceso consiste, en síntesis, en calcular la respuesta teórica de un modelo del subsuelo formado por un conjunto de capas de potencia predeterminada, haciendo variar la porosidad y/o el tiempo de relajación de las mismas hasta encontrar la mejor coincidencia con los valores realmente medidos. La calidad de la inversión se estima por un error de ajuste en % de las diferencias entre las medidas y la solución teórica. Este proceso puede optimizarse si se conoce previamente la profundidad y potencia de las capas del acuífero.

El número de capas del modelo es, en un proceso estándar, igual al número de momentos de excitación utilizados. Aunque existen varios sistemas de inversión, en general la potencia de las capas es creciente con la profundidad y depende de las dimensiones de la antena (p.e. con una antena de 50 m de lado y 16 momentos, la primera capa tiene 1 m de potencia y la última 9 m). Al analizar los resultados de la inversión de un SRM, hay que tener por lo tanto en cuenta que la resolución es decreciente con el aumento de la profundidad, y que el contenido en agua para las capas más profundas puede encontrarse realmente condensado en sólo una parte del tramo obtenido como resultado de la inversión. En cualquier caso, el valor integrado del producto de la potencia de cada capa por su contenido en agua permanecerá inalterable (principio de equivalencia de las soluciones). Actualmente se dispone de sistemas de inversión para modelos del subsuelo en 2D y 3D.

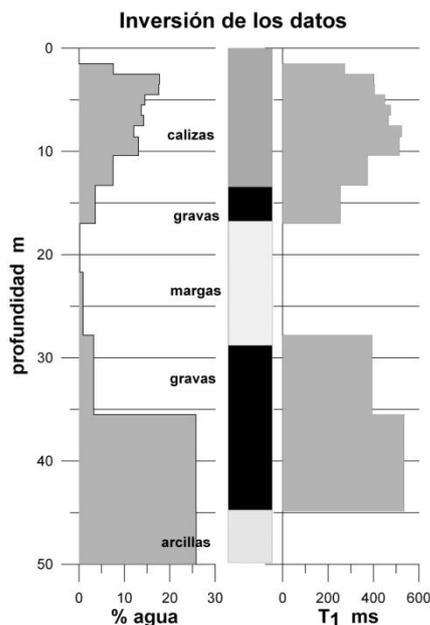


Fig. 4. Ejemplo de interpretación de un SRM como resultado de la

inversión de las curvas  $E_0(q)$  y  $T_1(q)$ . Pertenece al SRM Te27 de la Cuenca del río Jiloca. (Modificado de Plata et al., 2004).

### 4. -Importancia del tiempo de relajación en la medición SRM en la ZNS

La relajación de la señal RMN se debe al intercambio de energía de los protones excitados con el medio que los rodea (Kenyon et al., 1989; Kenyon, 1997; Straley et al., 1997). El tiempo de relajación de la señal de resonancia es proporcional al tamaño de los poros, entendidos en sentido amplio como cualquier intersticio capaz de almacenar el agua: espacio inter-granular, fisuras, canales de disolución, fracturas, etc.. En los estudios de RMN el tamaño de poro se define como la relación  $V/S$  entre el volumen  $V$  del poro y el área  $S$  de la superficie que lo limita. Existen dos mecanismos de relajación, que dan lugar a dos tiempos diferentes (Müller et al., 2005): el tiempo de relajación longitudinal  $T_1$ , que depende de la transferencia de energía al medio para alcanzar el equilibrio térmico, y el tiempo de relajación transversal  $T_2$ , que depende de la transferencia de energía a otros núcleos y es el tiempo que tarda la componente de magnetización perpendicular al campo estático para disminuir a cero en un campo magnético homogéneo. Estos tiempos vienen dados por las relaciones:

$$1/T_1 = 1/T_{1B} + 1/T_{1S} \quad (3)$$

$$1/T_2 = 1/T_{2B} + 1/T_{2S} + 1/T_{2df} \quad (4)$$

donde:

-  $T_{1B}$  y  $T_{2B}$ : es el tiempo de relajación neto del fluido, que es lo que tardaría en perderse la energía si no existieran superficies sólidas limitando el agua; su valor es constante para cada fluido y tienen una duración de varios segundos.

-  $T_{1S}$  y  $T_{2S}$ : es el tiempo de relajación por transferencia de energía a las superficies sólidas, que depende de la distancia de las moléculas de agua a las superficies (tamaño de los poros) y de la litología; es el proceso fundamental de relajación en los poros de rocas sedimentarias y materiales no consolidados.

-  $T_{2df}$ : es debido a la relajación por difusividad, que depende de la viscosidad del fluido y del gradiente magnético, si existen minerales con alta susceptibilidad magnética en la roca o en el fluido.

En medios porosos la relajación superficial es mucho más rápida que la del fluido:  $T_{1B} \gg T_{1S}$  y  $T_{2B} > T_{2S} > T_{2df}$ , por lo que el decaimiento de la señal RMN está fundamentalmente controlado por el tamaño de los poros que contienen agua, pudiendo ponerse:

$$1/T_1 = d_1 (S/V) \quad (5)$$

$$1/T_2 = d_2 (S/V) + 1/T_{2df} \quad (6)$$

siendo  $d_i$  el índice de relajación superficial, que depende de la litología. Si la difusividad  $T_{2df}$  es despreciable, puede asumirse que para ambas direcciones existe una relación directa entre el tiempo de relajación y el tamaño de los poros

$$T_d = (V/S)/d \quad (7)$$

y cuanto menores sean los poros (menor valor de  $V/S$ ), más rápida es la relajación (menor tiempo de decaimiento). Sin embargo, la relación no es lineal para fracturas o poros de gran tamaño (del centímetro al metro), ya que entonces la relajación en las superficies no es rápida y la relajación neta del fluido es del orden de 1 a 3 segundos. Por debajo de unas pocas micras, el tiempo es tan corto que la señal puede que no sea medida por razones instrumentales (tiempo de retardo  $t_r$ ). El tiempo  $T_1$  es siempre superior a  $T_2$  (aproximadamente  $T_1 > 1.5 T_2$ ). El tiempo  $T_2$  está más afectado que  $T_1$  por la susceptibilidad magnética de las rocas.

Debido a la disposición geométrica del dispositivo, en el proceso de medición de un SRM la señal  $E(t)$  depende sólo de la componente de magnetización transversal, y lo que se mide es un tiempo de relajación transversal  $T_2^*$  o tiempo de decaimiento de la señal de inducción libre (FID), que depende de los mismos parámetros que  $T_2$  y está afectado por la magnitud del campo magnético estático o procesos de difusión causados por falta de homogeneidad en el campo magnético estático, siendo

$$1/T_2^* = 1/T_2 + g \Delta B_0 \quad (8)$$

donde  $g$  es el índice giromagnético de los núcleos de hidrógeno e  $\Delta B_0$  el gradiente magnético. En testificación y en medidas de RMN de laboratorio se utilizan campos magnéticos estáticos  $B_0$  mucho mayores que el terrestre, por lo que el término  $g\Delta B_0$  es el dominante; en las mediciones SRM el campo magnético depende del lugar.

Basándose en ensayos de laboratorio trasladados a los SRM (Schirov et al., 1991) se han determinado los rangos más normales del tiempo de relajación  $T_2^*$  para rocas detríticas saturadas según el tamaño medio de los granos, como se indica en la Tabla 1. El agua retenida en las arcillas puede tener tiempos de menos de 3 ms y el agua en grandes cavidades kársticas, más de 1000 ms.

**Tabla 1.** Valores empíricos del tiempo de relajación  $T_2^*$  y  $T_1$  para diferentes litologías saturadas. (Adaptación de Schirov et al. 1991, asumiendo que en general  $T_1 \approx 1.5T_2^*$ ).

$T_2^*$ ms	litología	$T_1$ ms
<30	arcilla	<45
30-60	arenas muy finas, arenas arcillosas	45-90
60-120	arenas finas	90-180
120-180	arenas medias	180-270
180-300	arenas gruesas, arenas con grava	270-450
300-600	gravas	450-900
>600	agua	>900

En los comienzos de la utilización del método SRM el parámetro fundamentalmente determinado era la amplitud inicial  $E_0$  de la señal, para calcular la cantidad de agua libre en el acuífero, usando el valor del tiempo de relajación como una información cualitativa de la granulometría. Posteriormente se comenzó a dar mayor importancia al tiempo de relajación, como parámetro necesario para la estimación de la permeabilidad. En el caso de la zona no saturada el tiempo de relajación pasa a ser un factor

fundamental, ya que de su magnitud depende esencialmente la posibilidad de detección de la señal del agua.

## 5.- Parámetros determinados por SRM en la ZNS

Las mediciones de laboratorio para evaluar la relación entre los parámetros determinados con RMN (amplitud de la señal de resonancia y tiempo de relajación) y los parámetros hidráulicos utilizan muestras sometidas a campos magnéticos estáticos de gran amplitud (frecuencias de hasta 900 MHz) e instrumentación con un tiempo muerto o de retardo de unos 150  $\mu$ s (Müller et al., 2005). Los SRM se realizan en el campo magnético terrestre, con lo que las frecuencias no superan los 2 kHz, y los instrumentos utilizados tienen tiempos muertos de 8 a 30 ms. Los ensayos de laboratorio se han realizado hasta ahora fundamentalmente con rocas consolidadas, siendo necesaria mayor experimentación con materiales no consolidados y analizar la traslación de los resultados de laboratorio a las mediciones SRM, en la que los procesos de relajación pueden presentar importantes diferencias por la magnitud del campo aplicado y de las frecuencias de Larmor existentes. La conversión de las magnitudes medidas con SRM a parámetros hidráulicos establecidos con métodos convencionales, además de requerir un buen conocimiento de ambas técnicas, no está exenta de ciertas dificultades, incrementadas por las diferencias de criterios y por la variedad de la terminología utilizada en diversos campos de la hidrogeología y en hidrogeofísica, e incluso entre diferentes grupos e idiomas.

En especial, por lo que respecta a la ZNS las técnicas de caracterización hidrogeológica están peor establecidas y son menos fiables que para la zona saturada, siendo actualmente objeto de investigación la relación entre la información dada por SRM y la obtenida por las técnicas clásicas invasivas. Nos centraremos en este trabajo en los parámetros más típicamente medidos, que son el contenido en agua o grado de humedad  $\theta$ , la tensión o presión matricial  $F$  y la conductividad hidráulica  $k$ . En este contexto se entiende como grado de humedad  $\theta$  el máximo contenido de agua que puede existir en la ZNS, diferenciándolo de la retención específica  $S_r$  o capacidad de campo, que se aplica a la relación entre el máximo volumen de agua que una roca puede retener contra el drenaje gravitacional respecto del volumen de roca. La retención tiene lugar debido a la presión  $F$ , negativa respecto de la atmosférica, en contraste con la zona saturada, donde es positiva. El nivel freático representa la zona de presión cero.

### 5.1.- Determinación de la humedad

Como se comentó anteriormente, existen algunas diferencias en la terminología utilizada en hidrogeología, ciencias del suelo y geofísica respecto de los parámetros que definen la forma en que el agua se encuentra en el subsuelo, y en especial en cuanto a los procesos microscópicos de las interfases vapor-agua-superficie del poro (Lubczynski y Roy, 2007; Mejías y Plata, 2007).

Aunque el término agua libre no sea muy usado en hidrogeología, es necesaria su introducción para entender el origen más común del agua responsable de la señal medida en un SRM. En un medio saturado el agua puede encontrarse en las siguientes formas (Fig. 5):

- **Móvil  $\theta_m$** , por gravedad y/o gradiente hidráulico; su cantidad es grande en materiales con granulometría bien distribuida (arenas, gravas). El tiempo de relajación  $T_2^*$  de este tipo de agua es superior a 30 ms, llegando a más de 1000 ms.
- **Atrapada  $\theta_t$** , por encontrarse en poros no conectados (sobre todo en rocas volcánicas y karst) o en el fondo de fracturas o canales (en karst y rocas consolidadas); su cantidad es muy pequeña en sedimentos no consolidados y areniscas, y el tiempo  $T_2^*$  es muy pequeño, aunque mayor de 30 ms.

Se denomina “agua libre” a  $\theta_f = \theta_m + \theta_t$ , que es por lo tanto el agua que está fuera de las fuerzas de atracción moleculares y puede desplazarse.

- **Retenida  $\theta_b$** , a la superficie de los poros por fuerzas de atracción molecular; este agua sólo puede moverse por centrifugación. La lámina o película de agua adherida al sólido varía con el tamaño de los granos, su superficie y el tipo de mineral. El tiempo de relajación  $T_2^*$  es muy pequeño (<30ms), aunque en rocas carbonatadas y karst puede ser superior a 90 ms.

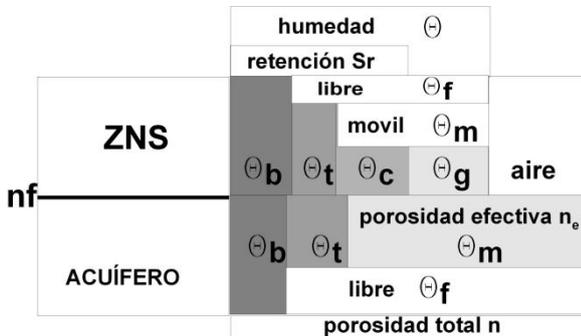


Fig. 5. Esquema cualitativo de definición de la forma en que el agua se encuentra distribuida en un acuífero saturado y en la Zona No Saturada. nf: nivel freático. (Modificado de Lubczynski y Roy, 2007).

La señal de SRM de debe en principio a toda el agua presente en el volumen influenciado por el campo magnético de excitación, y por lo tanto es:

$$\theta_{SRM} = \theta_m + \theta_t + \theta_b = n \quad (8)$$

siendo  $n$  la porosidad total. En hidrogeología es de interés la porosidad efectiva  $n_e$ , que es la fracción de agua móvil ( $n_e = \theta_m$ ) y a la que a veces también se le llama coeficiente de almacenamiento o caudal específico  $S_y$ , aunque en realidad no es lo mismo, salvo que  $\theta_t = 0$  y  $\theta_b = 0$ , como ocurre en granulometrías muy gruesas.  $S_y$  proporciona una estimación de la cantidad de agua que es potencialmente extraíble de un acuífero.

Si el agua retenida  $\theta_b$  es despreciable, o bien no se ha medido en SRM por su bajo tiempo de relajación, entonces  $\theta_{SRM} = \theta_m + \theta_t = \theta_f$ , razón por la que normalmente se dice que los SRM miden el agua libre. Si el agua atrapada  $\theta_t = 0$ , entonces  $\theta_{MRS} \approx \theta_f = \theta_m = n_e = S_y$ .

En la zona no saturada el agua puede encontrarse:

- **Retenida  $\theta_b$** , por atracción molecular, con tiempo de relajación  $T_2^*$  muy pequeño (<30ms); esta agua incluye en la zona no saturada a la también denominada agua capilar retenida, aislada o colgada [agua higroscópica y pelicular inferior a 0.1 micras, en otras clasificaciones].
- **Atrapada  $\theta_t$** , que en la zona no saturada puede ser variable con el tiempo.
- **Móvil por gravedad  $\theta_g$**
- **Móvil por capilaridad  $\theta_c$** , que es el agua retenida en contra de la gravedad por fuerzas capilares o de tensión superficial, y que sólo puede moverse cuando está sometida a un gradiente hidráulico; es el agua que “moja” el sólido tras la de-saturación, y está en contacto con el aire que queda entre los granos sólidos. Su movimiento puede tener lugar en cualquier dirección. Una de las dificultades para su determinación es que el agua cambia de estado según las condiciones ambientales, moviéndose también en forma de vapor, que no resultará detectable en la señal de resonancia debido a su pequeña cantidad. Puede tener tiempo de relajación muy corto, aunque en rocas no magnéticas, como las calizas, el tiempo  $T_2^*$  del agua capilar puede ser lo suficientemente grande como para poder medirse su señal.

En la zona saturada el movimiento del agua puede ser tanto por gravedad como por capilaridad, y el agua móvil viene dada por  $\theta_m = \theta_g + \theta_c$ , mientras que el agua libre es  $\theta_f = \theta_t + \theta_g + \theta_c$ , de tal forma que el agua total o humedad es:

$$\theta = \theta_b + \theta_t + \theta_g + \theta_c = \theta_m + \theta_b + \theta_t = \theta_f + \theta_b = \theta_{SRM} \quad (9)$$

Si el agua retenida  $\theta_b$  no se mide en la señal SRM, por tener un tiempo de relajación inferior al tiempo de retardo, nuevamente el agua medida por el SRM es el agua libre, que es variable y en menor cantidad que en la zona saturada, por lo que el valor  $E_0$  de la amplitud inicial de la señal será inferior que en la zona saturada.

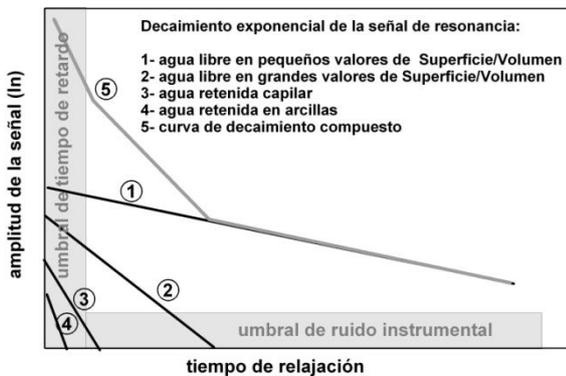
El agua móvil por gravedad  $\theta_g$  es igual al caudal específico  $S_y$ , siendo una estimación de la facilidad de recarga.

En lo que respecta al agua capilar  $\theta_c$  y gravitacional  $\theta_g$ , para el mismo tamaño de poro que en el medio saturado la película de agua se relaja en un tiempo que puede ser mayor o menor al del agua en los poros saturados, dependiendo de si la película está en contacto total con las paredes o sólo parcial. Para baja humectabilidad, durante la fase de humidificación se forman gotas en vez de película, y debido al menor acceso de las moléculas de agua a las superficies las gotas pueden tener tiempos de relajación mayores que en la zona saturada. Por lo tanto, aunque el tamaño de grano de la zona no saturada fuera inferior, no

es probable que la señal SRM no detecte el agua por culpa del tiempo de relajación. Sin embargo, debido a la menor cantidad de agua existente, la menor amplitud de la señal puede ser una restricción más severa para su detectabilidad, debido al umbral instrumental (de 4-10 nV) y dependiendo del ruido existente, sobre todo en suelos secos (sin agua móvil).

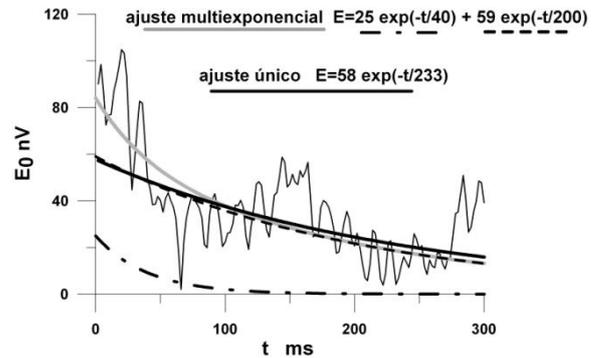
La retención específica o “capacidad de campo”  $S_r$ , entendida como la cantidad mínima de agua que tiene que suministrarse a la ZNS para que tenga lugar un flujo descendiente hacia el acuífero (excepto en los casos de flujo descendiente por fracturas o canales abiertos), viene dada por  $S_r = \theta_b + \theta_t + \theta_c$  y es por lo tanto inferior al grado de humedad en la cantidad de agua gravífica, representando por lo tanto la máxima cantidad de agua que puede permanecer en la ZNS, ya que la gravífica se incorporará al acuífero saturado.  $S_r$  es el agua retenida contra la gravedad por la tensión (o presión intersticial) inferior a la atmosférica. Si la humedad es superior a la retención ( $\theta > S_r$ ) hay movimiento de agua gravitacional hacia la zona saturada.

Asumiendo que en la zona saturada  $\theta_{SRM} = n$  y puesto que  $S_r + S_y = n$ , la medición de la señal SRM puede utilizarse para la determinación de caudal específico  $S_y$  mediante  $S_y = \theta_{SRM} - S_r$ : si se efectúa un SRM antes del ensayo de bombeo, en zona saturada se mide el total de agua  $\theta_{SRM}$ ; repitiendo el SRM cuando el nivel ha bajado, en zona no saturada,  $\theta_{SRMns} = \theta_b + \theta_t + \theta_c = S_r$ , pudiendo calcularse  $S_y = \theta_{SRM} - \theta_{SRMns}$ .



**Fig. 6.** Esquema de las características de la curva de relajación de la señal de resonancia  $E(t)$  según cómo se encuentre el agua en el subsuelo. Valores pequeños de la relación  $S/V$  corresponden a poros grandes, mientras que valores grandes de  $S/V$  corresponden a los poros pequeños. (Adaptado de Miller et al., 1990).

La señal  $E(t)$  registrada es en realidad la suma de todas las señales del agua contenida en una variedad de diferentes tamaños de poro que se encuentren dentro del volumen afectado por el campo de excitación, teniendo cada señal un valor de  $E_0$  dependiente de su cantidad y un tiempo de relajación dependiente de su situación, según se esquematiza en la Fig. 6. Su detectabilidad dependerá, aparte de que el valor de  $E_0$  sea superior al umbral de ruido instrumental, a que el tiempo de relajación sea lo suficientemente largo respecto del tiempo de retardo en la medición



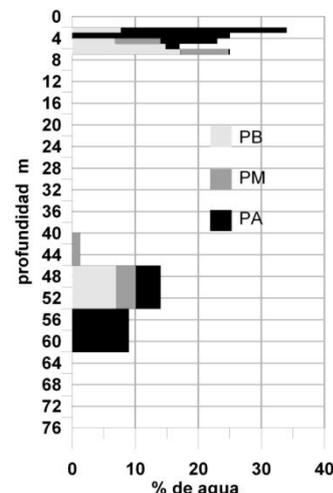
**Fig. 7.** Ejemplo de análisis multi-exponencial de las señales  $E(t)$ . Un tiempo de relajación único daría en este caso un valor de 233 ms, típico de arenas gruesas; sin embargo, un ajuste con dos tiempos permite apreciar que existe además un proporción del orden del 30% de agua en materiales de granulometría más fina (tiempo de relajación de 40 ms). El ejemplo pertenece al SRM Tc36 medido en la cuenca del río Jiloca. (Modificado de Plata y Rubio, 2005).

Como consecuencia de la distribución de poros de diferente tamaño, el tiempo de relajación de la señal SRM tiene naturaleza multi-exponencial (Mohnke y Yaramanci, 2005, 2008). Debido a esto, un ajuste mono-exponencial a la señal  $E(t)$  puede dar lugar a una determinación errónea tanto del contenido de agua (valor  $E_0$ ) como del tiempo de relajación. Si en vez de ajustar una única función exponencial a la señal  $E(t)$ , se efectúa un ajuste multi-exponencial de la forma

$$E(t) = \sum_i E_{0i} \exp(-t/T_{di}) \quad (10)$$

se obtendrá la cantidad de agua existente en cada tipo de estado-poros en el subsuelo (Fig. 7). El análisis multi-exponencial del tiempo de relajación tiene por lo tanto dos finalidades:

- determinar la distribución con la profundidad del tamaño de los poros en la zona saturada, para obtener información litológica y sobre los parámetros de flujo (Fig. 8).
- determinar la distribución de la humedad con la profundidad en la zona no saturada, como función del espesor de la película de agua y tamaño de las gotas, caracterizando la capacidad de almacenamiento (Roy y Lubczynski, 2005).



**Fig. 8.** Ejemplo del resultado de la inversión utilizando la descomposición

multi-exponencial del tiempo de relajación. En la zona no saturada se aprecia (primeros 7 m del subsuelo) un alto grado de humedad asociado a agua libre. En el acuífero (de 48 a 62 m de profundidad) los tiempos de relajación permiten identificar un tramo de materiales más arcillosos en la primera parte de la zona saturada y la proporción de materiales de diferente granulometría: PB finos, PM medios y PA más gruesos. (Modificado de Plata y Rubio, 2005).

5.2.- Determinación de la presión

La tensión **F** en la ZNS (diferencia entre la tensión del agua y la presión del aire) se produce por mecanismos de absorción, capilaridad y fuerzas de ósmosis (como ya se advirtió anteriormente, en la terminología al uso existen muchas denominaciones, como presión intersticial, presión capilar o tensión, potencial de succión, potencial matricial, potencial osmótico, potencial de presión de aire, potencial de sobrecarga; su traslación a los parámetros determinados por técnicas geofísicas es una tarea aún no emprendida). La absorción se debe a las fuerzas de atracción electrostática, que retienen el agua a las caras cargadas del sólido. Esta fuerza aumenta cuanto mayor sea la superficie de las partículas sólidas, y por lo tanto es mayor para tamaños de grano pequeños, lo que dará lugar a tiempos de relajación  $T_2^*$  pequeños, aunque también depende de la mineralogía. Las fuerzas capilares son el resultado de la tensión superficial en la interfase gas-liquido-sólido, y también es mayor para rocas de grano fino con pequeño tamaño de poros (tiempo de relajación  $T_2^*$  pequeño) que para granulometrías gruesas con tamaño de poro grande; aumenta también cuanto menor es la cantidad de agua, lo que produce bajos valores de la amplitud de la señal de resonancia  $E_0$ . La absorción y la capilaridad no pueden determinarse por separado y se conocen de forma conjunta como presión matricial.

Finalmente, la presión osmótica se debe al efecto de las raíces de las plantas, dependiendo del tipo de vegetación.

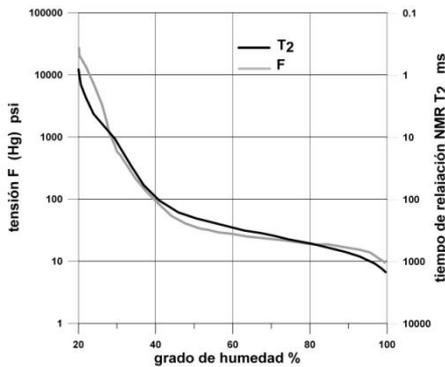


Fig. 9. Comparación de la presión determinada mediante porosimetría de inyección de mercurio y del valor del parámetro  $T_2$  de RMN, en función del grado de humedad en areniscas. (Adaptada de Kleinberg, 1996).

En su conjunto la tensión del suelo es una indicación de su estado de humedad, en el sentido de que cuanto más seco esté el suelo mayor es la tensión y viceversa. El tiempo de relajación de la señal de resonancia SRM disminuye cuando el medio no está saturado y según disminuye el grado de humedad, ya que la mayor parte de las moléculas de agua se encuentra a menor distancia de las paredes de los poros que cuando el medio está saturado,

y por lo tanto la energía adquirida por los protones se relaja antes. Esto significa que la disminución del tiempo de relajación está relacionada con el aumento de la tensión (disminución del grado de saturación). Las mediciones de laboratorio (Kleinberg, 1996) han mostrado (Fig. 9) que  $T_2$  varía de acuerdo con la presión capilar en muestras de areniscas. Los ensayos efectuados en campo, en calizas, sugieren que, en efecto, el tiempo de relajación está correlacionado con la presión negativa (Boucher et al., 2006). Por lo tanto la medición de los tiempos de relajación puede servir para estimar la tensión, tras un proceso de calibración. En la práctica, la determinación de la retención específica  $S_r$  está unida a la de la tensión. La ventaja de su determinación con SRM es que se minimizan los efectos locales, al medirse simultáneamente volúmenes mayores que con métodos hidrogeológicos.

5.3.- Determinación de la conductividad hidráulica

Todas las fórmulas empíricas para la determinación de la conductividad hidráulica están basadas en el análisis de la distribución del tamaño de los poros. Mediante ensayos de laboratorio (Kenyon, 1997; Seevers, 1966) se ha obtenido una relación entre la permeabilidad hidráulica **k** (m/s), el contenido en agua  $\theta_{SRM}$  y el tiempo de relajación  $T_d$  ( $T_1$  o  $T_2^*$ )

$$k = C_p \theta_{SRM}^a T_d^b \tag{11}$$

donde **a** y **b** son constantes con valores que oscilan entre  $a=1-4$  y  $b=2$ .  $C_p$  es un factor o coeficiente de calibración, cuyo valor obtenido a partir de mediciones de la permeabilidad **k** en laboratorio ha demostrado no ser representativo de las condiciones reales de ejecución de un SRM, posiblemente debido a las diferencias de volumen de roca considerado; para su determinación debe utilizarse el valor de la transmisividad  $T_{eb}$  ( $m^2/s$ ) conocido mediante ensayos de bombeo. La transmisividad  $T_{srm}$  viene dada por  $T_{srm} = \theta_{SRM} \Delta z$  para cada capa de potencia  $\Delta z$  resultado de la inversión del SRM; para el conjunto de capas pertenecientes a un mismo acuífero la transmisividad acumulada viene dada por

$$T_{srm} = C_p \sum \theta_{SRM}^a T_d^b \Delta z = C_p F_i \tag{12}$$

donde se asume que se trata de litologías uniformes, por lo que el coeficiente  $C_p$  de todas las capas es único. Para obtener el factor de calibración se efectúa la igualdad

$$T_{srm} = C_p F_i = T_{eb} \tag{13}$$

de donde

$$C_p = T_{eb} / F_i \tag{14}$$

siendo obvio que los valores de  $T_{eb}$  y de  $F_i$  deben referirse al mismo acuífero. Una vez obtenido, este coeficiente de calibración puede utilizarse para calcular la transmisividad a partir de las mediciones de SRM en otros lugares del acuífero, sin necesidad de efectuar nuevos ensayos de bombeo.

Utilizando datos obtenidos en varios acuíferos de España, se ha podido determinar (Plata y Rubio, 2008) la existencia de una relación entre el coeficiente de calibración y los propios parámetros determinados en un SRM, dada por una función del tipo  $C_p = m \cdot F^{-n}$ , que permite la evaluación de la transmisividad sin la necesidad de disponer de un ensayo de bombeo:

$$T_{mrsi} = m \cdot (\theta_{SRMi}^a \cdot \Delta Z_i)^{1-n} T_{di}^{2(1-n)} \quad (15)$$

Considerando que tanto la determinación de un ensayo de bombeo como de un SRM están sujetas a desviaciones debidas a errores experimentales y de evaluación, la predicción dada por esta función es bastante buena. La ventaja sobre los ensayos de bombeo es que el método no es invasivo y además los ensayos de bombeo sólo proporcionan una información sin discriminar su variación con la profundidad, a no ser que se utilicen packers.

En contraste con la zona saturada, la conductividad hidráulica  $k$  en la ZNS depende del grado de humedad, ya que el agua se desplaza de acuerdo con la tensión, lo que hace que la infiltración sea inferior para los conductos más saturados y mayor para los menos saturados. En los poros no saturados el desplazamiento del agua es función de la continuidad de la película o lámina de agua, de su espesor y de la humectabilidad de las paredes de los poros, que a su vez es función de la tensión superficial de las tres fases gas-liquido-sólido. Para alta humectabilidad el agua fluye hacia abajo a lo largo de una película continua del agua que moja la superficie de los poros; para baja humectabilidad las gotas de agua están aisladas por el aire, lo que contribuye a su difusión en forma de vapor. Mientras que en los medios saturados la conductividad hidráulica depende del radio de los poros, en la zona no saturada, por debajo de un cierto contenido de humedad la conductividad es mayor en pequeños conductos que en los mayores. La infiltración está controlada por procesos superficiales (interfase agua-sólido), que son más importantes cuanto mayor es la relación superficie/volumen (S/V, inverso del "tamaño de poro") y tiene relación por lo tanto con el tiempo de relajación de la señal. Aunque el tiempo de relajación contiene valiosa información acerca del espacio de los poros con agua, incluso con saturación parcial, y se conoce su dependencia con el grado de saturación, todavía no están completamente comprendidos los mecanismos de dicha dependencia (Bird et al., 2005), y no se dispone de una forma de evaluar la conductividad en la ZNS. Recientemente, haciendo uso del modelo de Brooks-Corey (1964), en el que se establece una relación entre la presión y la conductividad hidráulica con la saturación, se ha llegado a establecer la siguiente expresión (Costable y Yaramanci, 2009, 2010):

$$k_{rel} = S^a T_{2,rel}^b \quad (16)$$

donde  $S$  es la saturación;  $T_{2,rel} = (T_2^U / T_2^S)$ , siendo  $T_2^U$  la relajación transversal con saturación parcial y  $T_2^S$  la relajación transversal con saturación  $S=1$ ;  $a$  y  $b$  son parámetros empíricos (con valor entre 2 y 3), que incluyen el índice de distribución de poros. Esta ecuación establece

una relación de dependencia entre la permeabilidad relativa  $k_{rel}$  y el tiempo de relajación relativo  $T_{2,rel}$  análoga a la usada en la zona saturada, y abre la posibilidad de estimar la conductividad hidráulica en la zona no saturada a partir de mediciones de RMN con saturación parcial.  $S$  puede determinarse normalizando la amplitud de la señal con saturación parcial respecto de la amplitud a saturación total. Los ensayos efectuados en laboratorio muestran que estas ecuaciones son ciertas para  $T_2$ , pero presentan cierta desviación para  $T_2^*$  (mediciones con campo igual al terrestre), para el que se observa un cierto aumento de  $T_2^*$  con la disminución de la saturación hasta  $S=0.6$ , lo que es posible que también ocurra en las mediciones SRM. Además, los largos tiempos de retardo de los instrumentos utilizados en SRM respecto de los usados en laboratorio pueden provocar que cuando el tiempo de relajación sea inferior al tiempo de retardo, la saturación  $S$  quede subestimada. Este problema se podrá resolver con instrumentación con el suficientemente pequeño tiempo de retardo y técnicas de cancelación del ruido.

## 6.- Conclusiones

Cuando se comenzó a utilizar el método SRM se consideró que no tenía la sensibilidad necesaria para detectar el agua en la ZNS, y que el agua retenida por atracción molecular y/o tensión capilar no era medible, excepto en las rocas carbonatadas, debido a su pequeño tiempo de relajación, ya que se establece en películas muy finas. Actualmente se ha comprobado que el agua capilar sí que es medible y forma parte de la señal SRM. El agua en forma de vapor posiblemente no contribuya a la señal dada su pequeña cantidad (señal  $E_0$  inferior al umbral instrumental). Los SRM pueden por lo tanto utilizarse para investigación de la ZNS, especialmente para la determinación de la variación de la humedad con la profundidad. Dado que los núcleos de hidrógeno de cada poro tienen un tiempo de relajación independiente, el análisis multi-exponencial de la señal SRM en la zona saturada permite discriminar entre tamaños de poro (distribución granulométrica del suelo), y en la zona no saturada se puede obtener información de la forma en que se encuentra el agua (en gotas o agua pelicular), ya que su señal se relaja de acuerdo con la relación tamaño/grosor y del contacto con la superficie sólida.

La tensión o presión matricial y la conductividad hidráulica pueden determinarse por su relación con el tiempo de relajación, aunque todavía se encuentra en fase de estudios experimentales de laboratorio y campo.

Los SRM utilizados en forma de monitorización (repetición de medidas a lo largo del tiempo) pueden jugar un papel importante en el estudio de la zona no saturada, proporcionando información no sólo de la variación del contenido de humedad con la profundidad en los ciclos de secado y de percolación, sino también de la variación con la profundidad de la distribución del modo en que se encuentra el agua si se utiliza el análisis multi-exponencial.

Dado que la cantidad de agua es pequeña, una dificultad para la utilización de los SRM se debe a que el nivel de

ruido puede hacer imposible su detección. Los avances en diseño instrumental están permitiendo mejorar tanto el umbral de medición, la relación señal/ruido, como acortar el tiempo de retardo, lo que permitirá expandir su uso futuro.

## 7.- Bibliografía

- Bird, N.R.A., Preston, A.R., Randall, E.W., Whalley, W.R. y Whitmore, A.P. 2005. Measurements of the size distribution of water-filled pores at different matric potentials by stray field nuclear magnetic resonance. *European Journal of Soil Science* 56, 135-143.
- Boucher, M., Baltassat, J.M., Legchenko, A., Girard, J.F. y Amraoui, N. 2006. MRS applied to estimation of the negative pressure of water in chalk above the static water level. *Proceedings 3<sup>rd</sup> International MRS Workshop. A reality in applied Hydrogeophysics. Madrid-Spain. Oct. 2006.* 81-84.
- Brooks, R. H. y Corey, A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrological. Papers 3. Colorado State Univ., Fort Collins.*
- Costable, S. y Yarmanci, U. 2009. Potencial of Earth's field NMR (EFNMR) to characterize the vadose zone. *Proceedings 4<sup>th</sup> International MRS Workshop. Grenoble, France Oct. 2009.* 41-46.
- Costable, S. y Yarmanci, U. 2010. Relative hydraulic conductivity and effective saturation from Earth's field nuclear magnetic resonance- a method for assessing the vadose zone. *Near Surface Geophysics Vol.9,* 155-167.
- Kenyon, W.E. 1997. Petrophysical principles of applications of NMR logging. *The Log Analyst, March-April,* 21-43.
- Kenyon, W.E., Howard, J.J., Sezginer, A., Straley, C., Matteson, A., Horkowitz, K. y Ehrlich, R. 1989. Pore size distribution and NMR in microporous cherty sandstones. *SPWLA 13<sup>th</sup> Annual logging Symposium, paper LL.*
- Kleinberg, R.L. 1996. Utility of T<sub>2</sub> distributions, connection with capillary pressure, clay effect and determination of the surface relaxivity parameter p2. *Magnetic Resonance Imaging 14 (7-8).* 761-767.
- Legchenko, A. y Valla, P. 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics* 50. 3-19.
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Beauce, A. y Bernard, J. 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics* 50. 21-46.
- Legchenko, A.V., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P. y Bernard, J. 1997. Natural variations in the Magnetic Resonance Signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. *European Journal of EEGS,* 2, 173-190.
- Lubczynski, M. y Roy, J. 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. *Journal of Hydrology* 283, 19-40.
- Lubczynski, M.W. y Roy, J. 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modelling. *Boletín Geológico y Minero 118,* 509-530
- Mejias, M. y Plata, J. 2007. General concepts in Hydrogeology and Geophysics related to MRS. *Boletín Geológico y Minero 118,* 423-440
- Miller, M.N., Paltiel, Z., Guillen, M.E., Granot, J. y Boston, J.C. 1990. Spin echo magnetic resonance logging: porosity and free fluid index determination. *Proceedings 65<sup>th</sup> Annual Technical Conference and Exhibition on the Society of Petroleum Engineers. New Orleans. L.A. SPE* 20561.
- Mohnke, O. y Yarmanci, U. 2005. Forward modelling and inversion of MRS relaxation signals using multi-exponential decomposition. *Near Surface Geophysics Vol. 3,* 165-185.
- Mohnke, O. y Yarmanci, U. 2008. Pore size distributions and hydraulic conductivities of rocks derived from Magnetic Resonance Sounding relaxation data using multi-exponential decay time inversion. *Journal of Applied Geophysics* 66, 73-81.
- Müller, M., Coman, S. y Yarmanci, U. 2005. Nuclear magnetic resonance (NMR) properties of unconsolidated sediments in field and laboratory. *Near Surface Geophysics. Vol. 3. Number 4.* 275-285.
- Plata, J.L. y Rubio, F.M. 1999. Sondeos de resonancia magnética (SRM). Ensayo en un acuífero detrítico del sur de España. *Boletín Geológico y Minero. Vol 110-5,* 603-626.
- Plata, J.L. y Rubio, F.M. 2005. MRS experiment using Hydroscope instrument: some remarks. *Proceedings 67<sup>th</sup> EAGE Conference and Exhibition. Madrid.* CD PO86.
- Plata, J.L. y Rubio, F.M. 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: the case of alluvial aquifers. *Journal of Applied Geophysics* 66, 128-139.
- Plata, J.L., Rubio, F., Carceller, T. y Azcón, A. 2004. Investigación de parámetros hidrodinámicos y geométricos en acuíferos aluviales de la Cuenca del Ebro mediante Sondeos de Resonancia Magnética (SRM). *Informe IGME nº 62797.*
- Roy, J. y Lubczynski, M.W. 2005. MRS Multi-exponential decay analysis: aquifer pore size distribution and vadose zone characterization. *Near Surface Geophysics. Vol. 3. Number 4.* 287-298.
- Schirov, M., Legchenko, A.V. y Creer, G. 1991. A new direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. *Exploration Geophysics* 22, 333-338.
- Seevers, D.O., 1966. A nuclear magnetic method for determination the permeability of sandstones. *Annual Logging Symposium Transactions. Society of Professional Well Log Analysts.* Paper L.
- Straley, C., Rossini, D., Vinegar, H., Tutunjian, P. y Morris, C. 1997. Core analysis by low field NMR. *Log Anal March-April,* 84-94.