

ÍNDICE DEL CAPÍTULO

| | <i>Página</i> |
|--|---------------|
| CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO | 350 |
| 11.1 Generalidades | 350 |
| 11.1.1 Definiciones | 350 |
| 11.1.2 Unidades | 351 |
| 11.1.3 Requisitos meteorológicos | 352 |
| 11.1.4 Métodos de medición | 353 |
| 11.2 Medición gravimétrica directa del contenido hídrico del suelo | 353 |
| 11.3 Contenido hídrico del suelo: métodos indirectos | 355 |
| 11.3.1 Métodos radiológicos | 355 |
| 11.3.1.1 Método de dispersión neutrónica | 355 |
| 11.3.1.2 Atenuación de rayos gamma | 356 |
| 11.3.2 Características dieléctricas del agua del suelo | 357 |
| 11.3.2.1 Reflectometría de dominio temporal | 357 |
| 11.3.2.2 Medición en dominio de frecuencias | 357 |
| 11.4 Instrumentos para medir el potencial hídrico del suelo | 358 |
| 11.4.1 Tensiómetros | 358 |
| 11.4.2 Bloques de resistencia eléctrica | 359 |
| 11.4.3 Psicrómetros | 360 |
| 11.5 Selección del emplazamiento y tamaño de la muestra | 360 |
| 11.6 Teledetección de la humedad del suelo | 361 |
| 11.6.1 Teledetección por microondas | 362 |
| 11.6.1.1 Introducción | 362 |
| 11.6.1.2 Radiómetros multifrecuencia | 363 |
| 11.6.1.3 Dispersómetros | 363 |
| 11.6.1.4 Radars de abertura sintética | 364 |
| 11.6.1.5 Misiones especiales en banda L | 365 |
| 11.6.1.6 Recuperación de la humedad del suelo | 365 |
| 11.6.2 Teledetección en el infrarrojo térmico | 368 |
| REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA | 370 |

CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

11.1 GENERALIDADES

La humedad del suelo es un componente importante del ciclo hidrológico atmosférico, tanto a la pequeña escala de los usos agrarios como para modelizar en gran escala la interacción entre la tierra y la atmósfera. La vegetación y los cultivos dependerán siempre en mayor medida de la humedad disponible al nivel de las raíces que de la precipitación. La realización de un balance hídrico, no solo para planificar el riego sino también para programar las fechas reales de la irrigación, requiere disponer de información a nivel local relativa a la humedad del suelo. Cuando se conoce el grado de humedad del suelo, es más fácil comprender el inicio de episodios convectivos y predecir el riesgo de crecidas repentinas o la aparición de nieblas.

Sin embargo, la humedad del suelo es una variable que rara vez se observa de forma regular en las estaciones meteorológicas. La documentación sobre la humedad del suelo se limitaba por lo general a la descripción del “estado del terreno” según las tablas de cifrado 0901 y 0975 de la OMM, dejando que hidrólogos, técnicos agrarios y otros colectivos se encargaran de su medición. En torno a 1990, aumentó el interés de los meteorólogos por medir la humedad del suelo. En parte, ello se debía a que, tras los estudios pioneros de Deardorff (1978), los modelos atmosféricos numéricos en distintas escalas se prestaban mejor al tratamiento de los flujos de calor sensible y latente en las capas superficiales del suelo. Además, las técnicas de medición de la humedad del suelo recién desarrolladas son más fáciles de aplicar en las estaciones meteorológicas que la mayoría de los métodos clásicos.

Atendiendo a la creciente necesidad de determinar la humedad del suelo, se examinarán aquí los métodos e instrumentos más habitualmente utilizados, junto con sus ventajas y desventajas. Se mencionarán, asimismo, algunas técnicas de observación menos habituales. En el presente capítulo se examinará la medición de la humedad del suelo tanto *in situ* como por teledetección. También se incluirá la teledetección desde el espacio, que se complementa con información de la parte III de la presente Guía.

11.1.1 Definiciones

La determinación de la humedad del suelo mide el contenido de agua o el potencial hídrico de los suelos.

Contenido de agua en el suelo

El contenido de agua del suelo es un valor que expresa la masa o el volumen de agua contenido en el suelo, mientras que el potencial hídrico del suelo expresa la energía hídrica presente en este. La relación entre el contenido y el potencial no es universal y depende de las características del suelo local, por ejemplo, la densidad o la textura de los suelos.

En términos de masa, el contenido de agua en el suelo se expresa mediante el contenido gravimétrico de humedad del suelo, θ_g , definido como:

$$\theta_g = M_{\text{agua}} / M_{\text{suelo}} \quad (11.1)$$

donde M_{agua} es la masa de agua contenida en la muestra de suelo y M_{suelo} es la masa de suelo seco contenida en la muestra. En meteorología, los valores de θ_g se expresan habitualmente en términos porcentuales.

Dado que la precipitación, la evapotranspiración y el transporte de solutos son variables habitualmente expresadas en términos de flujo, las expresiones volumétricas del contenido de agua son a menudo más útiles. Para una muestra de suelo, el contenido volumétrico de humedad del suelo, θ_v , se define como sigue:

$$\theta_v = V_{\text{agua}} / V_{\text{muestra}} \quad (11.2)$$

donde V_{agua} es el volumen de agua contenido en la muestra de suelo y V_{muestra} es el volumen total de suelo seco + aire + agua de la muestra. Una vez más, el cociente se expresa por lo general en valores porcentuales, aunque numerosos grupos de investigación están adoptando el contenido volumétrico de agua (m^3/m^3) como patrón para expresar la humedad del suelo. La relación entre el contenido gravimétrico y el contenido volumétrico de humedad es la siguiente:

$$\theta_v = \theta_g (\rho_b / \rho_w) \quad (11.3)$$

donde ρ_b es la densidad aparente del suelo seco y ρ_w es la densidad del agua del suelo.

La técnica básica para medir el contenido de agua en el suelo es el método gravimétrico, que se describe en la sección 11.2. Dado que este se basa en mediciones directas, constituye el método de referencia con respecto al cual se comparan todos los demás. Por desgracia, el muestreo gravimétrico es destructivo y hace imposible repetir las mediciones en una misma muestra de suelo. Debido a las dificultades que conlleva una medición exacta de los volúmenes de suelo seco y de agua, el contenido volumétrico de agua no se suele determinar directamente.

Potencial hídrico del suelo

El potencial hídrico del suelo describe la energía presente en el agua del suelo, y es un parámetro importante para analizar el transporte hídrico, las estimaciones de almacenamiento de agua y las relaciones entre el suelo, las plantas y el agua. Una diferencia de potencial hídrico entre dos puntos del suelo indica una tendencia del agua a fluir del potencial alto al bajo. Cuando el suelo se está secando, el potencial hídrico es más negativo, y aumenta el trabajo necesario para extraer agua de él. Ello dificulta la absorción del agua por las plantas, con lo que el potencial hídrico de la planta disminuye, ocasionándole estrés vegetal y, en casos extremos, una marchitez acusada.

Por lo común, el potencial hídrico es un indicador de la capacidad del agua del suelo para realizar un trabajo o, en el caso del potencial negativo, el trabajo necesario para extraer agua del suelo. El potencial hídrico total ψ_t , que combina los efectos de todos los campos de fuerza, viene dado por:

$$\psi_t = \psi_z + \psi_m + \psi_o + \psi_p \quad (11.4)$$

donde ψ_z es el potencial gravitacional basado en la elevación por encima del nivel medio del mar; ψ_m es el potencial matricial, es decir, el efecto de succión debido a la atracción del agua por la matriz del suelo; ψ_o es el potencial osmótico, debido a los efectos energéticos de los solutos en el agua; y ψ_p es el potencial de presión, que es la presión hidrostática existente bajo una superficie de agua.

Los potenciales que no están relacionados con la composición del agua o del suelo se denominan, en conjunto, potencial hidráulico, ψ_h . En suelos saturados, su valor viene expresado mediante $\psi_h = \psi_z + \psi_p$, mientras que en suelos no saturados se expresa mediante la igualdad $\psi_h = \psi_z + \psi_m$. Cuando en un estudio aparezca la expresión "potencial hídrico", a veces denotado en la forma ψ_w , será aconsejable consultar la definición del autor, ya que el término ha sido utilizado tanto para $\psi_m + \psi_z$ como para $\psi_m + \psi_o$.

Los gradientes de los distintos potenciales no siempre serán muy eficaces como inductores de flujo. Así, por ejemplo, ψ_o necesita una membrana semipermeable para inducir el flujo, y ψ_p existirá en condiciones de saturación o encharcamiento, aunque la mayoría de las aplicaciones prácticas se efectúan en suelos no saturados.

11.1.2 Unidades

Al resolver las ecuaciones del balance de masa o de continuidad del agua, hay que recordar que los componentes de los parámetros de contenido hídrico son dimensionales. El contenido gravimétrico de agua es el peso del agua del suelo contenido en una unidad de peso de ese mismo suelo (kg de agua/kg de suelo seco). Del mismo modo, el contenido volumétrico de agua es una fracción volumétrica (m^3 de agua/ m^3 de suelo).

La unidad básica para expresar el potencial hídrico es la energía (en julios = $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2}$) por unidad de masa (en julios por kilogramo, J kg^{-1}). Alternativamente, la energía por unidad de volumen (en julios por metro cúbico, J m^{-3}) es equivalente a la presión, expresada en pascales ($\text{Pa} = \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$). En el pasado, se utilizaba el bar (= 100 kPa), la atmósfera (= 101,32 kPa) o la libra por pulgada cuadrada (= 6,895 kPa). Una tercera clase de unidades corresponde a la presión ejercida por una columna de agua o de mercurio expresada en (centí)metros, o energía por unidad de peso. La relación entre esas tres clases de unidades de potencial es la siguiente:

$$\psi \left(\text{J kg}^{-1} \right) = \gamma \cdot \psi \left(\text{Pa} \right) = \left[\psi \left(\text{m} \right) \right] / g \quad (11.5)$$

donde $\gamma = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (densidad del agua) y $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ (aceleración de la gravedad). Dado que el potencial hídrico del suelo presenta un rango de valores amplio, suele expresarse en unidades logarítmicas, por lo general en términos de altura de presión de agua. Una unidad habitualmente utilizada para esa magnitud es la denominada pF, igual al logaritmo en base 10 del valor absoluto de la columna de agua expresada en centímetros.

11.1.3 Requisitos meteorológicos

El suelo está constituido por partículas individuales y conglomerados de material mineral y orgánico, separados por huecos o poros llenos de aire y agua. La magnitud relativa del espacio que ocupan los poros disminuye a medida que aumenta el tamaño de los granos del suelo (aunque intuitivamente cabría esperar lo contrario). El movimiento del agua líquida a través del suelo depende del tamaño, de la forma y, en general, de la geometría del espacio de los poros.

Si se añade una gran cantidad de agua a un volumen de suelo por lo demás "seco", parte de ella escurrirá rápidamente por efecto de la gravedad a través de las grietas y canales de tamaño relativamente mayor. El resto tenderá a desplazar parte del aire contenido en los huecos entre partículas, empezando por los poros de mayor tamaño. En términos generales, se producirá el avance de un "frente húmedo" claramente definido en sentido descendente a través del suelo, creando a su paso una capa de espesor creciente en la que quedará retenida toda la humedad que no puede ser arrastrada por gravedad. Al llegar a ese punto, se dice que la capa del suelo ha alcanzado la "capacidad de campo", que para la mayoría de los suelos se alcanza cuando $\psi_m \approx -33 \text{ J/kg}$, con un rango de valores desde -1 J/kg para suelos orgánicos hasta -100 J/kg para suelos arcillosos pesados. Puede asignarse un valor de -10 J/kg ($\text{pF} \approx 2$) a los suelos de arena limosa. No hay que confundir este estado con la indeseable situación del suelo "saturado", en que todos los huecos porosos están ocupados por agua. Después de un episodio de saturación, por ejemplo tras una lluvia intensa, el suelo necesita por lo general al menos 24 horas para alcanzar la capacidad de campo. Cuando el contenido de humedad desciende por debajo de esa capacidad, el limitado movimiento de agua que sobreviene en el suelo se produce, en parte, en forma líquida y, en parte, en fase de vapor por destilación (en función de los gradientes de temperatura del suelo) y, en ocasiones, por transporte en las raíces de las plantas.

Las raíces de las plantas presentes en el volumen de suelo extraerán agua líquida de las películas de agua que rodean las partículas de suelo con las que están en contacto. La tasa de extracción dependerá del potencial de humedad del suelo. Se alcanzará un punto en que las fuerzas que retienen las películas de humedad adheridas a las partículas del suelo son superiores a la fuerza de succión de las raíces y en que las plantas no pueden ya absorber agua y pierden turgencia: la humedad del suelo ha alcanzado el "punto de marchitez permanente", que en la mayoría de los casos ocurre cuando el potencial hídrico del suelo llega a $-1,5 \text{ MPa}$ ($\text{pF} = 4,2$). En agricultura, se considera generalmente que el agua del suelo disponible para las plantas es la cantidad de agua que corresponde al intervalo comprendido entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, que varía considerablemente según los suelos: en suelos arenosos puede ser inferior al 10% en términos volumétricos, mientras que en suelos con mayor abundancia de materia orgánica puede llegar a superar el 40% en volumen.

Por lo general, es deseable conocer el contenido y el potencial de humedad del suelo en función de la profundidad. Los modelos de evapotranspiración son aplicables, en su mayoría, a profundidades pequeñas (decenas de centímetros); en las aplicaciones agrarias, se necesita información sobre la humedad a la profundidad de las raíces (del orden de 1 metro); y los modelos de circulación general de la atmósfera incorporan varias capas hasta unos cuantos

metros de profundidad. A efectos hidrológicos y del balance hídrico (por ejemplo, en modelos de escorrentía a escala de cuenca de captación, o para calcular los efectos sobre las propiedades del suelo en términos de resistencia mecánica, conductividad térmica o difusividad), se necesita información sobre el contenido hídrico del suelo en capas profundas. El grado de exactitud necesario para determinar el contenido de agua y la resolución espacio-temporal requerida variarán según la aplicación. Un problema habitual es la heterogeneidad de numerosos suelos, que hace que un solo punto de observación no pueda aportar información absoluta sobre la humedad del suelo regional, sino únicamente un conocimiento relativo acerca de su variación.

11.1.4 Métodos de medición

Los métodos e instrumentos disponibles para evaluar el agua de los suelos admiten tres tipos de clasificaciones. La primera está basada en una distinción entre la determinación del contenido de agua y la determinación del potencial hídrico. La segunda, basada en un método denominado "directo", hace necesario disponer de un volumen de terreno suficientemente representativo del que pueda obtenerse gran número de muestras de suelo para someterlas a una evaluación destructiva en laboratorio. Los métodos indirectos consisten en utilizar un instrumento colocado en el suelo para medir alguna propiedad de este relacionada con su humedad. La tercera clasificación está basada en la aplicabilidad práctica de cada método, teniendo en cuenta el trabajo habitualmente necesario, el grado de dependencia respecto de la disponibilidad de laboratorios, la complejidad de la operación y la fiabilidad del resultado. Además, es necesario comparar los costos preliminares de la instrumentación adquirida con los costos posteriores de las actividades ordinarias de observación local y procesamiento de datos.

Algunas referencias, como OMM (1968, 1989 y 2001) y Schmugge y otros (1980), son muy útiles para comprender los problemas prácticos, pero como los métodos de medición dieléctrica no se desarrollaron hasta bien entrado el decenio de 1980, las referencias demasiado antiguas no deberían ser muy fiables en lo que se refiere a la selección de métodos prácticos.

Para determinar el contenido hídrico del suelo hay cinco posibles maneras de proceder. En primer lugar, el método clásico de determinación gravimétrica de la humedad, que es simple y directo. En segundo lugar, la lisimetría, que es una alternativa no destructiva de las mediciones gravimétricas; consiste en pesar, de manera ocasional o continua, un recipiente relleno de suelo para conocer las variaciones de la masa total contenida, que pueden deberse parcial o enteramente a variaciones de la humedad del suelo (los lisímetros se abordan con mayor detalle en el capítulo 10 de la parte I). En tercer lugar, es posible determinar indirectamente el contenido de agua utilizando diversas técnicas radiológicas, como la dispersión de neutrones o la absorción gamma. En cuarto lugar, el contenido de agua puede determinarse a partir de las propiedades dieléctricas del suelo, por ejemplo, mediante reflectometría de dominio temporal. Por último, la humedad del suelo puede inferirse a escala mundial a partir de mediciones realizadas por teledetección de las propiedades térmicas o reflectantes de la Tierra.

El potencial hídrico del suelo puede medirse utilizando varios métodos indirectos, en particular mediante tensiómetros, bloques de resistencia eléctrica o psicrómetros de suelo. Ninguno de estos instrumentos es actualmente eficaz para todo el rango de valores del potencial hídrico. Para una descripción más extensa de los métodos de medición de la humedad del suelo, son útiles los manuales actualizados de Klute (1986), Dirksen (1999), Gardner y otros (2001) y Mullins (2001).

11.2 MEDICIÓN GRAVIMÉTRICA DIRECTA DEL CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO

El contenido gravimétrico de humedad del suelo θ_g se determina, por lo general, directamente. Para ello, se toman muestras de suelo de unos 50 g utilizando las herramientas más apropiadas disponibles (palas, barrenas de muestreo manuales en espiral, barrenas de muestreo de cubeta, e incluso tubos de perforación de propulsión eléctrica), de modo que se altere lo menos posible la estructura del suelo de la muestra (Dirksen, 1999). Inmediatamente después debería colocarse la muestra en un recipiente estanco, exento de grietas, previamente pesado e identificado. Dado que las muestras serán introducidas en un horno, el recipiente tendría que poder resistir

temperaturas altas sin fundirse ni perder una masa apreciable. Lo más habitual es utilizar latas de aluminio, aunque convendría utilizar recipientes no metálicos si las muestras van a ser secadas en hornos de microondas en laboratorio. Cuando sea necesario transportar las muestras a gran distancia, debería sellarse el recipiente con cinta adhesiva para evitar la pérdida de humedad por evaporación.

Las muestras y el recipiente son pesados en el laboratorio tanto antes como después del secado, de modo que la diferencia representará la masa de agua inicialmente presente en la muestra. El secado consiste en colocar el recipiente, abierto, en un horno eléctrico a 105 °C hasta que la masa se estabiliza en un valor constante. El tiempo de secado varía, por lo general, entre 16 y 24 horas. Obsérvese que el secado a 105 ± 5 °C encaja en la definición habitualmente aceptada de "contenido de agua en el suelo", que responde al propósito de medir solo el contenido de agua "libre", no fijada a la matriz de suelo (Gardner y otros, 2001).

Cuando las muestras de suelo contienen cantidades considerables de materia orgánica podría tener lugar una oxidación excesiva a 105 °C, en cuyo caso se perdería parte de la materia orgánica de la muestra. Aunque es difícil especificar la temperatura a partir de la cual la oxidación será excesiva, un descenso de 105 °C a 70 °C en la temperatura del horno parece ser suficiente para evitar pérdidas apreciables de materia orgánica, aunque los valores del contenido hídrico así obtenidos podrían ser demasiado bajos. Será necesario comprobar y notificar las temperaturas del horno y los tiempos de secado.

Un método también eficaz es el secado en horno de microondas para determinar el contenido gravimétrico de agua (Gee y Dodson, 1981). Consiste en elevar rápidamente la temperatura del agua en el suelo hasta llegar al punto de ebullición para, seguidamente, mantenerla constante durante cierto período por efecto del calor absorbido por evaporación del agua. Sin embargo, en cuanto la energía absorbida por el agua del suelo excede de la necesaria para evaporar el agua, la temperatura aumenta rápidamente. Este método debería utilizarse con precaución, ya que las temperaturas pueden llegar a ser lo suficientemente altas como para derretir los recipientes de plástico cuando la muestra de suelo contiene piedras.

El contenido gravimétrico de agua en suelos minerales naturalmente secos (25 °C) suele ser inferior al 2% aunque, a medida que el suelo se aproxima al estado saturado, el contenido hídrico puede alcanzar valores comprendidos entre el 25% y el 60%, según el tipo de suelo. El contenido volumétrico de agua en el suelo, θ_v , puede ser tan bajo como el 10% en suelos naturalmente secos y tan alto como entre el 40% y el 50% en suelos minerales próximos a la saturación. Para determinar θ_v es necesario medir la densidad del suelo, por ejemplo, recubriendo un terrón con parafina y pesándolo en aire y en agua, o utilizando algún otro método (Campbell y Henshall, 2001).

El contenido hídrico de los suelos pedregosos o cubiertos de gravilla puede inducir gravemente a error. Cuando las piedras ocupan un volumen apreciable del suelo, modifican la medición directa de la masa del mismo sin afectar en la misma medida a su porosidad. Así, por ejemplo, el contenido gravimétrico de agua puede ser del 10% para una muestra de suelo con una densidad aparente de $2\,000\text{ kg m}^{-3}$; en cambio, el contenido hídrico de esa misma muestra constituida por un material más fino (sin piedras ni gravilla) sería del 20% para una densidad aparente del suelo fino de $1\,620\text{ kg m}^{-3}$.

Aunque el contenido gravimétrico de agua de la fracción de suelo más fino, $\theta_{g,\text{fino}}$, es el valor habitualmente utilizado para efectuar comparaciones espaciales y temporales, podría ser también necesario determinar el contenido volumétrico de agua de un suelo cubierto de gravilla. Este último valor podría ser importante para calcular el volumen de agua en una zona radicular. La relación entre el contenido gravimétrico de agua del suelo más fino y el contenido volumétrico de agua aparente viene dada por:

$$\theta_{v,\text{pedregoso}} = \theta_{g,\text{fino}} (\rho_b / \rho_w) (1 + M_{\text{piedras}} / M_{\text{fino}}) \quad (11.6)$$

donde $\theta_{v,\text{pedregoso}}$ es el contenido volumétrico de agua aparente del suelo que contiene piedras o gravilla y M_{piedras} y M_{fino} son las masas de las fracciones de suelo pedregoso y fino, respectivamente (Klute, 1986).

11.3 **CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO: MÉTODOS INDIRECTOS**

La capacidad de retención de agua del suelo es función de la textura y estructura del mismo. Al tomar una muestra de suelo, el material que se desea evaluar resulta alterado, por lo que se modifica también su capacidad de retención de agua. Los métodos indirectos para medir el agua del suelo son útiles, ya que permiten obtener información en un mismo lugar mediante gran número de observaciones sin alterar el sistema hídrico del suelo. Además, la mayoría de los métodos indirectos determinan el contenido volumétrico de agua en el suelo sin necesidad de determinar la densidad de este.

11.3.1 **Métodos radiológicos**

Para medir el contenido hídrico del suelo pueden utilizarse dos métodos radiológicos diferentes. Uno de ellos es el método de dispersión neutrónica, ampliamente utilizado, basado en la interacción entre neutrones de alta energía (rápidos) y núcleos de los átomos de hidrógeno del suelo. El otro método mide la atenuación de los rayos gamma al atravesar el suelo. En ambos métodos se utiliza un equipo portátil para efectuar múltiples mediciones en puntos de observación permanentes que debe ser cuidadosamente calibrado, preferiblemente con el mismo suelo en que se va utilizar el equipo.

Cuando se utilice un dispositivo emisor de radiación es necesario adoptar ciertas precauciones. El fabricante suministrará una protección que deberá ser utilizada en todos los casos. El único momento en que la sonda abandona la protección es durante su introducción en el tubo de acceso al suelo. Si se aplican las directrices y reglamentaciones sobre protección radiológica estipuladas por el fabricante y por las autoridades sanitarias, no habrá que temer la exposición a unos niveles de radiación excesivos, sea cual sea la frecuencia de uso. No obstante, con independencia del dispositivo que se utilice para emitir la radiación, el operario debería ir provisto de algún tipo de película dosimétrica que permita evaluar los niveles de exposición personal y registrarlos mensualmente.

11.3.1.1 **Método de dispersión neutrónica**

El método de detección neutrónica de la humedad del suelo (Visvalingam y Tandy, 1972; Greacen, 1981) consiste en insertar en la tierra una sonda que contenga una fuente de neutrones altamente energéticos (rápidos) y un contador de neutrones lentos. Los núcleos de hidrógeno, de masa aproximadamente igual a la de los neutrones, ralentizan estos por colisión con una eficacia más de 10 veces superior a la de casi todos los demás núcleos del suelo. Dado que la mayor parte del hidrógeno del suelo se encuentra en forma de moléculas de agua, la densidad de neutrones lentos "termalizados" en las proximidades de la sonda de neutrones es aproximadamente proporcional al contenido volumétrico de agua del suelo.

Al cabo de varias colisiones, una fracción de los neutrones ralentizados llegará nuevamente a la sonda y a su contador. Cuando el contenido hídrico del suelo es alto, no son muchos los neutrones capaces de recorrer grandes distancias antes de resultar termalizados y perder eficacia, con lo cual un 95% de los neutrones contabilizados que retornan proviene de un volumen de suelo relativamente pequeño. En suelos húmedos, el "radio de influencia" puede ser de tan solo 15 cm, mientras que en suelos secos podría llegar hasta los 50 cm. Así pues, el volumen de suelo medido variará en función del contenido de agua, y no será posible resolver las capas finas. Por consiguiente, este método resulta menos apropiado para localizar las discontinuidades del contenido de agua, y no será posible utilizarlo eficazmente en los 20 cm superiores del suelo, debido a la discontinuidad entre este y el aire.

Las sondas de neutrones pueden presentar diversas configuraciones de fuente y detector, pero lo más apropiado es disponer de una sonda con un detector doble y una fuente central, por lo general dentro de un recipiente cilíndrico. Esta configuración crea una zona de influencia prácticamente esférica, y propicia una relación más lineal entre el recuento de neutrones y el contenido de agua en el suelo.

Para sujetar una sonda neutrónica a los principales componentes electrónicos del instrumento se utiliza un cable, de modo que sea posible hacer descender la sonda por un tubo de acceso previamente instalado. El tubo de acceso debería ser de una sola pieza y contar con un espesor suficiente (como mínimo, 1,25 mm) para ser rígido, pero no hasta el punto de ralentizar apreciablemente los neutrones. Deberá estar fabricado de material no corrosivo (por ejemplo, acero inoxidable, aluminio o plástico), aunque debería evitarse el policloruro de vinilo, ya que absorbe los neutrones lentos. Por lo general, un tubo recto de 5 cm de diámetro será suficiente para hacer descender la sonda por él sin que se atasque. Habría que tener cuidado al instalar el tubo de acceso para no dejar huecos de aire entre el tubo y la matriz del suelo. Por encima de la superficie del suelo deberían sobresalir como mínimo 10 cm del tubo, a fin de que la caja que contiene los componentes electrónicos pueda ser instalada sobre el tubo de acceso. Sería preciso que todos los tubos de acceso estuvieran dotados de una caperuza desmontable para impedir la entrada del agua de lluvia.

Para conseguir un grado mayor de uniformidad de los resultados en los experimentos, no se compara directamente el contenido de agua del suelo con el número de neutrones lentos detectados, sino con un coeficiente de recuento (CR) definido como:

$$CR = C_{\text{suelo}}/C_{\text{fondo}} \quad (11.7)$$

donde C_{suelo} es el recuento de neutrones termalizados detectados en el suelo y C_{fondo} es ese mismo recuento realizado en un medio físico de referencia. En la actualidad, todas las sondas neutrónicas van acompañadas de un patrón de referencia para las calibraciones de fondo, por lo general referidas al agua. El patrón que alojará la sonda debería tener como mínimo un diámetro de 0,5 m, de modo que pueda representar un medio físico "infinito". La calibración que determina el valor de C_{fondo} puede consistir en una serie de 10 lecturas de 1 minuto, posteriormente promediadas, o en una única lectura de 1 hora. El valor de C_{suelo} se determina promediando varias lecturas de suelo para una determinada profundidad o ubicación. A efectos de calibración, lo más apropiado es tomar tres muestras en torno al tubo de acceso y promediar los contenidos de agua correspondientes al CR medio calculado para esa profundidad. Deberían evaluarse al menos cinco contenidos de agua diferentes para cada valor de la profundidad. Aunque algunas curvas de calibración pueden ser similares, habría que efectuar una calibración por separado para cada valor de profundidad. La mayoría de las sondas tienen un período de duración superior a 10 años.

11.3.1.2 **Atenuación de rayos gamma**

Si el método neutrónico mide el contenido volumétrico de agua en una esfera de gran tamaño, la absorción de rayos gamma permite explorar una capa delgada. En la actualidad, los dispositivos de rayos gamma de dos sondas se utilizan principalmente en laboratorio desde que se hizo posible el uso de métodos dieléctricos en condiciones reales. Ello se debe también a que los rayos gamma son más peligrosos que los dispositivos de dispersión de neutrones, y al costo relativamente elevado de las operaciones con rayos gamma.

Para un coeficiente másico de absorción dado, es posible establecer una relación entre las variaciones en la atenuación de la radiación gamma y los cambios de la densidad total del suelo. Puesto que la atenuación de los rayos gamma se debe a la masa, no es posible determinar el contenido de agua a menos que se conozca la atenuación de la radiación gamma debida a la densidad local del suelo seco y que ese valor permanezca invariable cuando se modifica el contenido de agua. Por ello, no es fácil determinar con exactitud el contenido hídrico del suelo a partir de la diferencia entre los valores de atenuación de la densidad total y la densidad del suelo seco.

En comparación con la dispersión de neutrones, la atenuación de rayos gamma presenta la ventaja de facilitar mediciones exactas a escasos centímetros por debajo de la interfase aire-superficie. Aunque el método presenta una resolución muy elevada, el escaso volumen de suelo evaluado arrojará una mayor variación espacial debido a las heterogeneidades del suelo (Gardner y Calissendorff, 1967).

11.3.2 Características dieléctricas del agua del suelo

Cuando se sitúa un medio físico en el campo eléctrico de un capacitor o de una guía de onda, su influencia sobre las fuerzas eléctricas del campo viene expresada como el cociente entre las fuerzas que se manifiestan en el medio físico y las que se manifestarían en el vacío. Ese cociente, denominado permitividad o "constante dieléctrica", es para el agua líquida, en promedio, unas 20 veces mayor que para el suelo seco, debido a que las moléculas de agua son dipolos permanentes. Las propiedades dieléctricas del hielo, y las del agua ligada a la matriz de suelo, son comparables a las del suelo seco. Por consiguiente, el contenido volumétrico de agua libre en el suelo puede determinarse a partir de las características dieléctricas del suelo húmedo mediante métodos de medición fiables, rápidos y no destructivos, evitando así los peligros que conllevan los aparatos radiactivos. Además, tales métodos dieléctricos pueden estar totalmente automatizados para la adquisición de datos. Con el fin de evaluar las características dieléctricas del agua del suelo, existen en la actualidad dos métodos ampliamente utilizados que emplean material disponible en el mercado: la reflectometría de dominio temporal y la medición en dominio de frecuencias.

11.3.2.1 Reflectometría de dominio temporal

La reflectometría de dominio temporal es un método que determina la constante dieléctrica del suelo monitorizando el desplazamiento de un impulso electromagnético emitido a lo largo de una guía de onda constituida por un par de varillas paralelas insertadas en el suelo. El impulso se refleja en el otro extremo de la guía de onda, y su velocidad de propagación, inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la constante dieléctrica, puede ser medida de manera satisfactoria por medios electrónicos.

La fórmula más utilizada para expresar la relación entre las características dieléctricas del suelo y el contenido hídrico del mismo, obtenida experimentalmente por Topp y otros (1980), es la siguiente:

$$\theta_v = -0,053 + 0,029 \varepsilon - 5,5 \cdot 10^{-4} \varepsilon^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \varepsilon^3 \quad (11.8)$$

donde ε es la constante dieléctrica del sistema hídrico del suelo. Esta relación empírica ha demostrado ser aplicable a gran número de suelos y es bastante independiente de la textura y del contenido de gravilla (Drungil y otros, 1989). Sin embargo, en suelos de baja densidad o con un contenido orgánico elevado es conveniente efectuar una calibración específicamente referida al suelo. Para mezclas de suelo complejas ha resultado útil la ecuación de De Loor (Dirksen y Dasberg, 1993).

En general, las sondas paralelas están separadas por una distancia de 5 cm y su longitud puede variar entre 10 y 50 cm; las varillas de la sonda pueden ser de cualquier sustancia metálica. El volumen de la muestra es esencialmente un cilindro de varios centímetros de radio en su base que circunda las sondas paralelas (Knight, 1992). El cable coaxial que comunica la sonda con la unidad de procesamiento de la señal no debería tener una longitud superior a unos 30 m. Es posible obtener perfiles del agua del suelo utilizando un conjunto de sondas insertadas en tierra, dispuestas horizontalmente a profundidades distintas y conectadas con un registrador de datos directos mediante un multiplexor.

11.3.2.2 Medición en dominio de frecuencias

Mientras que la reflectometría de dominio temporal se basa en la utilización de frecuencias de microondas en el rango de los gigahercios, los sensores de dominio de frecuencias miden la constante dieléctrica a una única frecuencia de microondas en megahercios. La sonda dieléctrica de microondas utiliza un cable coaxial abierto en un extremo y un solo reflectómetro en la punta de la sonda para medir la amplitud y la fase a una frecuencia dada. Las mediciones del suelo toman el aire como medio de referencia y se calibran normalmente con bloques dieléctricos y/o líquidos de propiedades dieléctricas conocidas. La utilización de líquidos para la calibración tiene la ventaja de que se puede mantener un contacto eléctrico perfecto entre la punta de la sonda y el material (Jackson, 1990).

Puesto que la punta de la sonda es pequeña, solo se puede estimar un volumen de suelo pequeño, por lo que el contacto con este resulta crucial. Por ello, este método es excelente para mediciones puntuales o en laboratorio, pero podría suscitar problemas de variabilidad espacial si se utiliza en condiciones reales (Dirksen, 1999).

11.4 INSTRUMENTOS PARA MEDIR EL POTENCIAL HÍDRICO DEL SUELO

Los instrumentos básicos capaces de medir el potencial de la matriz de suelo son suficientemente económicos y fiables para ser utilizados en programas de vigilancia en condiciones reales. No obstante, para cada instrumento el rango de valores de potencial hídrico accesibles es limitado. Por ejemplo, los tensiómetros operan bien solo en suelos húmedos, mientras que los bloques de resistencia funcionan mejor en suelos moderadamente secos.

11.4.1 Tensiómetros

El instrumento más utilizado y barato para medir el potencial de agua es el tensiómetro. Es un aparato sencillo, que generalmente consiste en una taza de cerámica porosa y un tubo de plástico cilíndrico sellado que la conecta a un registrador de presión situado en la parte superior del cilindro. Este tipo de aparatos mide el potencial matricial, ya que los solutos pueden desplazarse libremente por la taza porosa.

El tensiómetro establece una condición de pseudoequilibrio con el sistema hídrico del suelo. La taza de cerámica porosa actúa como una membrana a través de la cual fluye el agua, por lo que debe estar saturada en todo momento para que funcione adecuadamente. Por consiguiente, al comenzar la medición todos los poros de la taza y del tubo se llenan de agua desprovista de aire. Una vez instalado, el tensiómetro estará expuesto a potenciales hídricos negativos del suelo, que harán pasar el agua del tensiómetro a la matriz de suelo que lo rodea. El desplazamiento del agua desde el tensiómetro creará un potencial negativo (es decir, una succión) en el cilindro del tensiómetro, de la que quedará constancia en el dispositivo registrador. Ese dispositivo puede ser un tubo simple en forma de U lleno de agua y/o mercurio, un medidor de vacío de tipo Bourdon o un transductor de presión (Marthaler y otros, 1983).

Cuando aumenta el potencial hídrico del suelo, el agua regresa desde este hasta el tensiómetro, arrojando así una lectura menos negativa del potencial hídrico. Ese intercambio de agua entre el suelo y el tensiómetro, así como la exposición de este último a potenciales negativos, hará que los gases disueltos sean expulsados de la solución y formen burbujas de aire. La formación de burbujas de aire alterará las lecturas de presión en el cilindro del tensiómetro y arrojará lecturas erróneas. Una limitación añadida estriba en que el tensiómetro tiene un límite práctico de funcionamiento de $\psi \approx -85$ kPa. A partir de -100 kPa (≈ 1 atm), el agua hervirá a temperatura ambiente, formando burbujas de vapor de agua que destruirán el vacío en el interior del cilindro del tensiómetro. Por consiguiente, será necesario vaciar de aire los cilindros ocasionalmente mediante una bomba manual de vacío, para rellenarlos posteriormente.

Cuando hay sequía, cantidades significativas de agua pueden pasar del tensiómetro al suelo. Por ello, el aparato puede alterar la condición misma que debería medir. Una prueba adicional de este proceso es el hecho de que los tensiómetros excavados acumulan frecuentemente un crecimiento abundante de raíces alrededor de la taza de cerámica. Normalmente, cuando el tensiómetro actúa como "irrigador", se pierde tanta agua a través de la taza que resulta imposible mantener el vacío en el cilindro, con lo que el medidor del tensiómetro quedará inutilizado.

Antes de instalar el tensiómetro, pero después de haberlo llenado de agua y sacado los gases, la taza deberá permanecer húmeda durante el transporte desde el laboratorio hasta el lugar de medición. Esto puede conseguirse envolviéndola en trapos mojados o sumergiéndola en un recipiente con agua. En el terreno, se cavará un hoyo de tamaño y profundidad apropiados. El hoyo debería ser lo suficientemente grande para posibilitar un ajuste apropiado en todas sus caras, y lo suficientemente profundo para que el tensiómetro asome por encima de la superficie

del suelo permitiendo realizar las operaciones de extracción de aire y rellenado. Puesto que la taza debe permanecer en contacto con el suelo, en suelos pedregosos podría ser beneficioso preparar un poco de barro fino con la tierra del hoyo y verterlo en él antes de instalar el tensiómetro. Convendría también asegurarse de que el hoyo se rellena de forma apropiada, apisonando bien la tierra para evitar que se formen depresiones donde el agua podría quedar encharcada alrededor del aparato. Esta última precaución reducirá al mínimo el desplazamiento del agua por las paredes del cilindro, que crearía unas condiciones de agua no representativas del suelo.

Aunque la parte del tensiómetro que queda expuesta al exterior es pequeña, la intercepción de la radiación solar podría inducir una dilatación térmica del cilindro superior del tensiómetro. Del mismo modo, los gradientes de temperatura entre la superficie del suelo y la taza podrían ocasionar una dilatación o una contracción térmica del cilindro inferior. Para minimizar el riesgo de falsas lecturas del potencial hídrico por efecto de la temperatura, el cilindro del tensiómetro debería estar protegido del sol y fabricado con materiales no conductores, y habría que efectuar las lecturas a la misma hora de cada día, preferiblemente en las primeras horas de la mañana.

Una novedad a este respecto es el tensiómetro osmótico, en que el tubo del medidor se rellena de una solución de polímero para obtener mejores resultados en suelos secos. Para una información más detallada sobre los tensiómetros, véanse Dirksen (1999) y Mullins (2001).

11.4.2 Bloques de resistencia eléctrica

Los bloques de resistencia eléctrica, pese a ser insensibles a los potenciales hídricos en condiciones de humedad, son un complemento excelente de los tensiómetros. Están constituidos por unos electrodos insertados en algún tipo de material poroso que al cabo de unos dos días alcanza un estado de cuasiequilibrio con el suelo. Los materiales más habituales de los bloques eléctricos son los tejidos de nailon, la fibra de vidrio y el yeso, con un rango de funcionamiento que va desde -50 kPa (para el nailon) o -100 kPa (para el yeso) hasta $-1\ 500$ kPa, aproximadamente. El tamaño típico de estos bloques es de $4\text{ cm} \times 4\text{ cm} \times 1\text{ cm}$. Los bloques de yeso duran varios años, aunque su vida se acorta cuando los suelos son muy húmedos o salinos (Perrier y Marsh, 1958).

Este método determina el potencial hídrico en función de la resistencia eléctrica, medida mediante un puente de corriente alterna (por lo general, $\approx 1\ 000$ Hz), ya que la corriente continua crea efectos de polarización. Sin embargo, cuando el suelo es salino la resistencia disminuye, e indica una humedad del suelo superior a la real. Los bloques de yeso son menos sensibles a los efectos de la salinidad del suelo, ya que los electrodos están continuamente expuestos a una solución saturada de sulfato de calcio. La señal de salida de los bloques de yeso deberá corregirse en temperatura (Aggelides y Londra, 1998).

Puesto que los bloques de resistencia no sobresalen del terreno, son excelentes para las redes semipermanentes de perfiles de potencial hídrico en medios agrarios, siempre que la instalación haya sido cuidadosa y sistemática (OMM, 2001). Al instalar los bloques de resistencia, resulta conveniente hacer una pequeña zanja para los conductores de plomo antes de cavar el hoyo para los bloques, con el fin de minimizar el desplazamiento de agua desde los conductores hacia los bloques. En condiciones reales, podría suceder que la contracción y expansión del suelo interrumpiese el contacto con los bloques. Por otra parte, los bloques de resistencia no afectan a la distribución de las raíces vegetales.

Los bloques de resistencia son relativamente baratos. Sin embargo, hay que calibrarlos uno por uno. Para ello, el método habitual consiste en saturar los bloques en agua destilada, sometiéndolos después a una presión predeterminada en un dispositivo de placa de presión (Wellings y otros, 1985), y aplicando como mínimo cinco presiones diferentes antes de su instalación sobre el terreno. Por desgracia, la resistencia es menor a lo largo de una curva de secado que de humectación, lo cual da lugar a errores de histéresis en condiciones reales, debido a que los bloques de resistencia se equilibran lentamente con la humedad variable del suelo

(Tanner y Hanks, 1952). Como las curvas de calibración de los bloques de resistencia varían con el tiempo, deberán calibrarse antes de su instalación y habrá que comprobarlos con regularidad posteriormente, tanto en el laboratorio como sobre el terreno.

11.4.3 Psicrómetros

Los psicrómetros se utilizan como patrón para otras técnicas en las investigaciones de laboratorio con muestras de suelo (Mullins, 2001), aunque se dispone también de una versión para trabajar sobre el terreno, denominada psicrómetro de Spanner (Rawlins y Campbell, 1986). Este último consta de un termopar en miniatura instalado en una pequeña cámara de pared porosa. El termopar se enfría por el efecto de Peltier, hasta que se deposita condensación sobre la unión del circuito. Cuando el agua se evapora, disminuye la temperatura y se genera una corriente que se mide mediante un dispositivo. Ese tipo de mediciones responde con rapidez a las variaciones del potencial hídrico del suelo, pero son muy sensibles a la temperatura y a la salinidad (Merrill y Rawlins, 1972).

El potencial hídrico más bajo asociado generalmente con una captación activa de agua por las plantas corresponde a una humedad relativa de entre el 98% y el 100%. Esto significa que, para medir con exactitud el potencial hídrico del suelo con un margen de 10 kPa, sería necesario controlar la temperatura con márgenes inferiores a 0,001 K. Por consiguiente, el uso de psicrómetros de campo será lo más apropiado para los potenciales matriciales bajos, inferiores a -300 kPa. Además, los componentes del instrumento difieren en su capacidad térmica, por lo que las fluctuaciones diurnas de la temperatura del suelo pueden inducir gradientes de temperatura en el psicrómetro (Brunini y Thurtell, 1982). Por tanto, los psicrómetros de Spanner no deberían utilizarse a profundidades inferiores a 0,3 m, y las lecturas tendrían que efectuarse a la misma hora todos los días, preferiblemente en las primeras horas de la mañana. En resumen, la psicrometría de suelos constituye un método difícil de utilizar y exigente, incluso para los expertos.

11.5 SELECCIÓN DEL EMPLAZAMIENTO Y TAMAÑO DE LA MUESTRA

Las observaciones de la humedad del suelo no se realizan a una profundidad ni con un intervalo de medición normalizados, ya que ambos dependen enormemente de los objetivos de la investigación para la cual se instalen los sensores. La Red internacional de datos sobre la humedad del suelo (Dorigo y otros, 2011) aporta una amplia base de datos con series temporales *in situ* armonizadas sobre la humedad procedentes de redes de todo el mundo. Esos datos están armonizados a intervalos de medición de media hora, si es posible. La mayoría de las redes y estaciones de la Red internacional miden la humedad del suelo a distintas profundidades, desde 0,05 m hasta 0,50 m o 1 m, lo que permite comparar el comportamiento de la humedad del suelo a varias profundidades y utilizarlo para validar las mediciones. Las mediciones de otros parámetros meteorológicos son muy útiles para determinar la humedad del suelo. Por ejemplo, los datos de precipitación en el emplazamiento de la medición ayudan a validar los datos sobre la humedad del suelo.

La representatividad de los puntos en que se observa la humedad del suelo es limitada porque probablemente habrá variaciones apreciables, tanto horizontales como verticales, en la estructura del suelo (porosidad, densidad, composición química), la cubierta de la tierra y el relieve. Es fundamental recoger datos sobre la humedad del suelo y su variabilidad a una escala que permita realizar estudios sobre los procesos hidrológicos y llevar a cabo la validación satelital. Las determinaciones del contenido gravimétrico de agua o las mediciones indirectas de la humedad del suelo solo son fiables en el punto de medición, lo que hace necesario tomar un gran número de muestras para describir adecuadamente el estado de humedad del suelo del emplazamiento. A fin de estimar el número de muestras n necesarias en un emplazamiento local para determinar el contenido hídrico del suelo con un grado de exactitud observado (L), puede utilizarse la fórmula siguiente:

$$n = 4\left(\sigma^2/L^2\right) \quad (11.9)$$

donde σ^2 es la varianza de la muestra generada en un experimento de muestreo preliminar. Por ejemplo, suponiendo que la muestra preliminar haya arrojado un valor (típico) σ^2 del 25% y que el grado de exactitud necesario esté comprendido en un margen del 3%, se necesitarían 12 muestras del emplazamiento (suponiendo que el contenido de agua presenta una distribución normal en todo el emplazamiento). Un estudio de Brocca y otros (2007) mostró que el número mínimo de muestras puntuales necesarias para una zona del centro de Italia con unas dimensiones de entre 9 y 8 800 m², aproximadamente, variaba entre 15 y 35. Los emplazamientos de relieve más pronunciado necesitaban un mayor número de muestras. Famiglietti y otros (2008) llegaron a la conclusión de que 30 muestras bastaban para una superficie de 50 km, en la hipótesis de que los datos fueran independientes y no tuvieran correlación espacial.

Se han dedicado muchos estudios al aumento de la escala de las mediciones puntuales obtenidas mediante la determinación del contenido gravimétrico de agua o las mediciones indirectas con sensores *in situ*. Los métodos para ello varían desde técnicas relativamente directas de interpolación y estabilidad temporal y de rango, hasta otras más complejas, como la transformación estadística y la elaboración de modelos de la superficie terrestre. El análisis de estabilidad temporal y de rango, ampliamente utilizado, elaborado por Vachaud y otros (1985) evalúa la posibilidad de utilizar una única ubicación para el sensor de la humedad del suelo para estimar el promedio de todo el emplazamiento. Friesen y otros (2008) presentaron un método nuevo, que fue aplicado por Bircher y otros (2011), en el cual la toma de muestras de humedad del suelo se basaba en unidades de espacio cuyo comportamiento hidrológico mostraba coherencia interna. Este método garantiza una validación fiable desde el punto de vista estadístico al reducir la variación de la huella y las oportunidades de sesgo del muestreo.

11.6 TELEDETECCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

Como ya se ha mencionado en el presente capítulo, un único punto de observación no permite conocer en términos absolutos el valor regional de la humedad del suelo. La humedad del suelo registra enormes variaciones, tanto espaciales como temporales, lo que dificulta la medición a la escala continental o mundial que necesitan los investigadores (Seneviratne y otros, 2010). La teledetección de la humedad del suelo desde el espacio responde a esas necesidades ofreciendo observaciones de la humedad del suelo en la superficie a escala mundial a diario o cada dos días, en condiciones muy variadas.

En general, la teledetección tiene por objetivo medir las propiedades de la superficie de la Tierra analizando las interacciones entre el terreno y la radiación electromagnética, lo que puede lograrse registrando la radiación emitida naturalmente (sistemas pasivos) o iluminando el terreno y registrando la señal reflejada (sistemas activos). La humedad se evalúa habitualmente mediante sus efectos sobre las propiedades eléctricas o térmicas del suelo. Mientras que las observaciones realizadas mediante teledetección por microondas son sensibles a la constante dieléctrica del suelo, los sistemas de teledetección en el infrarrojo son sensibles a las condiciones térmicas. La información sobre las observaciones desde el espacio puede consultarse en el capítulo 5 de la parte III (secciones 5.6.2 y 5.6.3), donde se explican los principios básicos de la observación de la humedad del suelo en el contexto de numerosas variables geofísicas observadas. En la presente sección se ofrecen más detalles e información práctica.

Durante los últimos decenios se han elaborado numerosos conjuntos de datos sobre la humedad del suelo obtenidos con diversos instrumentos desde el espacio aplicando diferentes algoritmos de recuperación (Owe y otros, 2001; Njoku y otros, 2003; Naeimi y otros, 2009). Recientemente se han combinado varios de esos conjuntos de datos de observaciones de teledetección activa y pasiva por microondas (Liu y otros, 2011) para generar un conjunto de datos mundial sobre la humedad del suelo que abarca los últimos 30 años (Liu y otros, 2012).

Pese a estar demostrado que la teledetección es una herramienta valiosa para medir la humedad del suelo a escala mundial, es imprescindible realizar mediciones *in situ* a fin de calibrar y validar los datos obtenidos mediante satélite. La Red internacional de datos sobre la humedad del suelo, una base de datos mundial sobre la humedad del suelo medida *in situ*, se desarrolló

principalmente para la validación de los productos de satélite. Se han llevado a cabo numerosas iniciativas de validación a fin de evaluar la calidad de los productos de teledetección empleando mediciones *in situ* (Albergel y otros, 2012; Matgen y otros, 2012; Pathe y otros, 2009; Su y otros, 2013; Wagner y otros, 2008). Además, muchos estudios se han centrado en la caracterización de los errores de los distintos productos de la humedad del suelo (Dorigo y otros, 2010; Draper y otros, 2013) y muestran que la mayoría de esos productos obtenidos mediante teledetección pueden expresar con bastante precisión las variaciones estacionales y a corto plazo de la humedad del suelo. No obstante, el sesgo de los valores absolutos y el rango dinámico puede ser amplio, en comparación con los datos *in situ* y obtenidos mediante modelos.

En las secciones siguientes se ofrece una visión general de la teoría en la que se basan las distintas técnicas de teledetección, los instrumentos espaciales y los algoritmos utilizados.

11.6.1 Teledetección por microondas

11.6.1.1 Introducción

La teledetección por microondas utiliza ondas electromagnéticas con longitudes de onda de 1 m a 1 cm, que se corresponden con frecuencias de 0,3 a 300 GHz. Una cualidad importante de esas microondas es que viajan a través de la atmósfera de la Tierra sin sufrir perturbaciones, por lo que permiten efectuar las observaciones independientemente de la nubosidad. Además, al no estar vinculadas a la iluminación del Sol, estas mediciones por microondas pueden hacerse durante las 24 horas del día.

La ley de radiación de Kirchhoff, aplicada a la teledetección de la superficie de la Tierra, afirma que la emisión de un cuerpo es igual a uno menos su reflectividad. Esto significa que la emisión y la reflexión son complementarias y, por tanto, que las superficies con altos niveles de dispersión registran bajos niveles de emisión y viceversa. Como resultado, la influencia de los mismos fenómenos físicos sobre los sistemas de microondas activos y pasivos es inversamente proporcional sobre el terreno. La ley de reflexión de Fresnel describe la relación entre la constante dieléctrica y la reflectividad (y, por consiguiente, la emisividad), cuando una constante dieléctrica superior produce un mayor grado de reflexión (y menor emisividad). En el rango de las microondas, la constante dieléctrica del agua es un orden de magnitud mayor que la de los suelos secos. Por tanto, la constante dieléctrica del suelo aumenta con la humedad (véase la figura 11.1). Con estas relaciones físicas, es posible recuperar la humedad del suelo de la superficie de la Tierra a partir de sistemas de teledetección por microondas pasivos y activos.

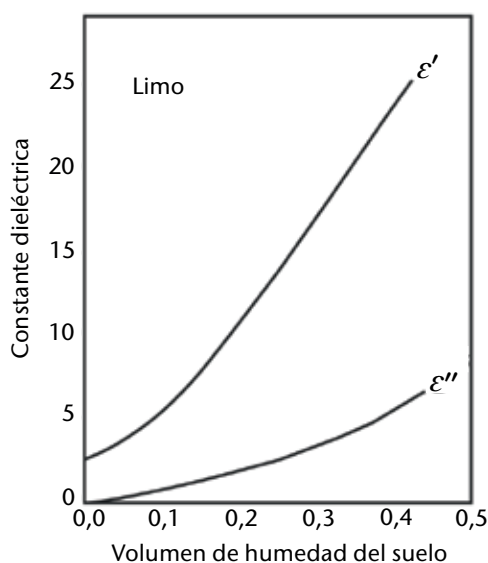


Figura 11.1. Relación entre la constante dieléctrica compleja (ϵ' y ϵ'' son magnitudes de las partes real e imaginaria, respectivamente) y la humedad volumétrica del suelo para suelos limosos a una frecuencia de 5 GHz (según Hallikainen y otros, 1985)

El haz de microondas puede interactuar en cierta medida con el volumen del objetivo, ya que sus ondas son más largas y no se reflejan de inmediato en la superficie. Así, es posible obtener información sobre las condiciones internas de la vegetación o el suelo, por ejemplo. En general, la radiación penetra más en los volúmenes cuanto más larga sea la longitud de onda. Por el contrario, las ondas ópticas solamente interactúan con la superficies e indican el color visible y el brillo.

En observaciones realizadas sobre la cubierta forestal, la vegetación afecta a la emisión de microondas de dos formas: en primer lugar, absorbe o dispersa la radiación emitida desde el suelo; en segundo lugar, también emite su propia radiación. Bajo una cubierta forestal lo bastante densa, la radiación emitida por el suelo se enmascara en su totalidad y la radiación observada estará originada principalmente por la vegetación. En general, todas las bandas de frecuencia utilizadas para la teledetección de la humedad del suelo por microondas son sensibles a la vegetación y requieren la corrección de los datos en consonancia. Las bandas de mayor frecuencia son más vulnerables a la influencia de la vegetación.

11.6.1.2 **Radiómetros multifrecuencia**

Los sistemas pasivos, como los radiómetros, registran la temperatura de luminancia de la superficie de la Tierra. La temperatura de luminancia está relacionada con la cantidad de emisividad (y, por tanto, la reflexión) descrita por la aproximación de Rayleigh-Jeans de la ley de Planck. Según esta ley, la temperatura de luminancia está en función de la temperatura física y de la emisividad. La cantidad de emisión depende de la constante dieléctrica del cuerpo emisor, como se describe en la ley de reflexión de Fresnel.

Desde 1978 hay instrumentos que facilitan datos pasivos mundiales sobre la tierra y los océanos (figura 11.2), como el radiómetro de microondas con exploración multicanal (SMMR, 1978 a 1987), el generador de imágenes de microondas de sensor especial (SSM/I, desde 1987), el instrumento de la Misión de medición de lluvias tropicales (TRMM, desde 1997) y, más recientemente, los radiómetros de microondas avanzados (AMSR-E, 2002 a 2011 y AMSR-2 desde 2012), el WindSat del Coriolis (desde 2003) y los satélites chinos FengYun-3 (desde 2010). En principio, esos instrumentos no se diseñaron para realizar observaciones de la humedad del suelo, sino para la precipitación, la evaporación, las temperaturas de la superficie del mar y parámetros de la criosfera. Sin embargo, en estudios de la década de 1970 ya se demostró el potencial de recuperación de datos sobre la humedad del suelo a partir de la temperatura de luminancia en esas frecuencias (Schmugge, 1976). Su gran ventaja es que existen datos de múltiples radiómetros de microondas multifrecuencia desde 1978, lo que ofrece un conjunto de datos de muchos años para investigar tendencias y anomalías.

Los instrumentos utilizados para la teledetección de la humedad del suelo funcionan en frecuencias de 6,6 a 10,7 GHz. Cabe tener en cuenta que una mayor frecuencia de microondas genera estimaciones menos exactas de la humedad del suelo, al aumentar la atenuación debida a la vegetación y disminuir la capacidad de penetración. Por tanto, los datos recuperados del SMMR (6,6 GHz), del AMSR-E (6,9 GHz), del WindSat (6,8 GHz) y del AMSR-2 (6,9 GHz) tienden a ser más exactos. Otra ventaja de estos sensores es que mejoran en gran medida la resolución espacial y la exactitud radiométrica. La resolución espacial del AMSR-E es de 56 km cuando los productos de humedad del suelo tienen una resolución espacial de 0,25°.

11.6.1.3 **Dispersómetros**

Un dispersómetro es un instrumento activo de microondas que transmite continuamente hacia la superficie de la Tierra impulsos direccionales breves de energía y detecta la energía devuelta. La cantidad de energía devuelta al instrumento depende de las propiedades geométricas y dieléctricas de la superficie y con frecuencia se denomina sección representativa normalizada del radar o retrodispersión (σ^0). Los dispersómetros sacrifican el rango y la resolución espacial, pero superan a otros tipos de radares en cuanto a exactitud y estabilidad para medir la sección representativa del radar del objetivo. Los dispersómetros desde el espacio se desarrollaron y diseñaron inicialmente para derivar la velocidad y la dirección del viento sobre los

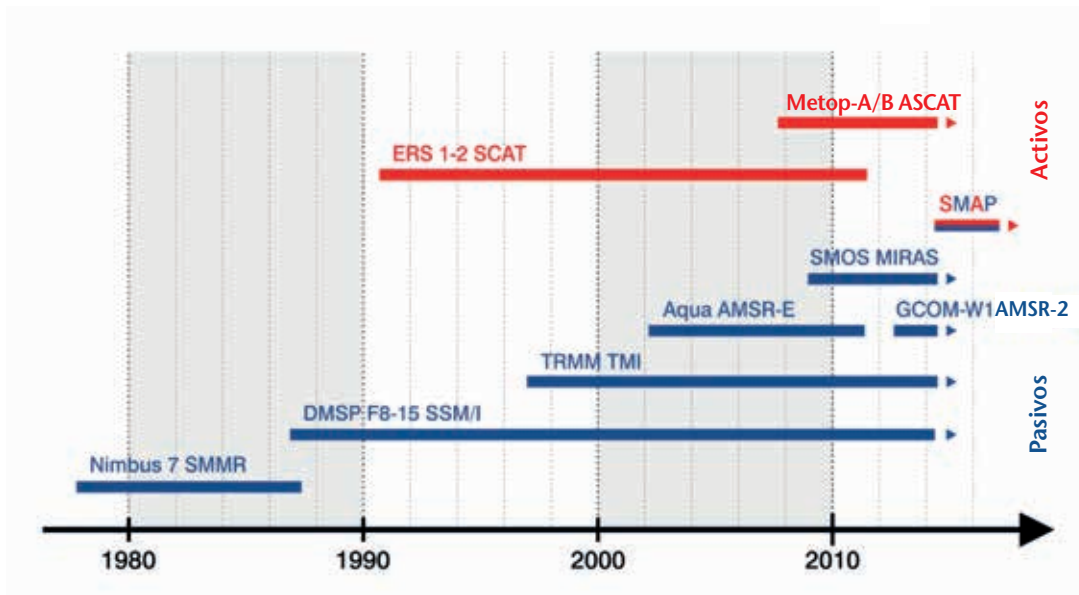


Figura 11.2. Sensores de microondas activos y pasivos empleados para la recuperación de la humedad del suelo

océanos. No obstante, varios estudios reconocen su capacidad para aplicaciones terrestres, como la vigilancia de la humedad del suelo (Magagi y Kerr, 1997; Pulliainen y otros, 1998; Wagner y otros, 1999). Dado que los dispersómetros europeos funcionan a longitudes de onda más largas (5,3 GHz) que los de Estados Unidos (14 GHz), son más adecuados para la recuperación de la humedad del suelo.

El diseño instrumental exclusivo de los dispersómetros europeos a bordo de los satélites europeos de teledetección (ERS) y los satélites meteorológicos operativos (Metop) permite recuperar la humedad del suelo a escala mundial con una cobertura casi diaria. Ambos tipos, el detector de microondas activo (AMI) en modo viento a bordo del ERS (Attema, 1991) y el dispersómetro avanzado (ASCAT) a bordo del Metop (Figa-Saldaña y otros, 2002), funcionan en la banda C (5,3 GHz) con una longitud de onda de aproximadamente 5,6 cm. Las diferencias principales entre ellos son el número de antenas de visión lateral y el rango de los ángulos de incidencia observados. La resolución espacial del AMI es de aproximadamente 50 km, mientras que el producto del ASCAT se proporciona a resoluciones espaciales de 25 y 50 km.

11.6.1.4 **Radares de abertura sintética**

Los radares de abertura sintética (SAR) aéreos o a bordo de vehículos espaciales son sistemas activos de sensor por microondas que ofrecen mayor resolución espacial que los dispersómetros gracias al tratamiento avanzado de la señal. Al ser radares generadores de imágenes de visión lateral, funcionan de manera similar a los dispersómetros y utilizan el mismo ámbito de frecuencias. Los sistemas SAR pueden utilizarse, además de en aplicaciones hidrológicas, para la recuperación exacta de geometrías tridimensionales, ya que admiten la interferometría.

El radar generador de imágenes de visión lateral acumula datos a medida que se desplaza por la pista en el terreno. Su resolución espacial depende de las dimensiones físicas (limitadas) de la antena, la abertura. El sistema SAR aprovecha el movimiento por la pista del vehículo portador para simular una abertura sintética mayor mientras registra continuamente la amplitud y la fase de los objetivos en tierra cuando los tiene a la vista. A continuación, esas mediciones múltiples de cada objetivo se suman uniformemente. Posteriormente, los objetos más pequeños se resuelven en tierra. No obstante, el mayor consumo de energía y la menor huella incrementan el tiempo de revisita de cada ubicación, por lo que la resolución temporal de los SAR es inferior a la de otros sistemas de microondas actuales.

La mayor complejidad de las propiedades del suelo y la superficie en la escala inferior a 10 km introduce nuevas fuentes de error e incertidumbre. Como consecuencia, los sistemas SAR todavía no se utilizan en los servicios operativos sobre la humedad del suelo, sino que se emplean en los servicios preoperativos y en productos científicos (Doubkova y otros, 2009; Pathe y otros, 2009). No obstante, las próximas misiones de satélites SAR, como el programa Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (AEE) (Attema y otros, 2007), prometen una mejor resolución temporal y radiométrica y se ha propuesto utilizar los SAR para servicios operativos sobre la humedad del suelo a escala local (Hornacek y otros, 2012).

11.6.1.5 **Misiones especiales en banda L**

Como ya se ha indicado, las frecuencias más bajas tienden a ser menos sensibles a las interacciones de la vegetación, por lo que se consideran más adecuadas para recuperar la humedad del suelo. De ahí que las dos primeras misiones a bordo de vehículos espaciales diseñadas concretamente con ese fin operen en el canal de banda L (1,4 GHz). La finalidad de las misiones de observación de la humedad del suelo y la salinidad del océano (SMOS) y de mediciones activas y pasivas de la humedad del suelo (SMAP) consiste en proporcionar la humedad absoluta del suelo con un error cuadrático medio máximo de $0,04 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

La misión de observación de la humedad del suelo y la salinidad del océano de la AEE se puso en marcha satisfactoriamente el 2 de noviembre de 2009. El instrumento a bordo del satélite SMOS tiene un diseño exclusivo que proporciona la resolución espacial necesaria para medir la humedad del suelo. El denominado radiómetro de microondas formador de imágenes con síntesis de apertura (MIRAS) es un radiómetro interferométrico bidimensional en el cual las dimensiones de la antena necesarias para efectuar mediciones a la resolución espacial requerida se simulan mediante 69 antenas pequeñas. El MIRAS ofrece temperaturas de luminancia con una resolución espacial de entre 30 y 50 km. La cobertura mundial se alcanza en intervalos de 2 a 3 días.

La misión de mediciones activas y pasivas de la humedad del suelo, a cargo de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de Estados Unidos (NASA), se pondrá en marcha previsiblemente el 31 de enero de 2015. Al igual que el instrumento del SMOS, el instrumento pasivo de microondas opera en la banda L para mejorar la sensibilidad a la humedad del suelo. Sin embargo, el diseño del instrumento que se utiliza para la misión SMAP es muy distinto del de la misión SMOS, pues utiliza una antena de apertura real en forma de gran reflector parabólico (6 m) giratorio. Las mediciones se realizan con una resolución espacial de 40 km. Además de las mediciones pasivas, el satélite SMAP también transporta un radar que realiza mediciones concurrentes a una resolución espacial de 1 a 3 km. Gracias a una combinación de mediciones activas y pasivas, el satélite SMAP ofrece un producto de humedad del suelo con una resolución espacial de 10 km.

11.6.1.6 **Recuperación de la humedad del suelo**

Para recuperar la humedad del suelo es necesario disponer de modelos que puedan tener en cuenta los efectos de la vegetación y la rugosidad de la superficie sobre la señal de microondas para convertir adecuadamente la intensidad recibida a valores de humedad del suelo. De nuevo, cabe señalar que una longitud de onda más corta ofrece resultados de menor calidad por la dispersión de la vegetación y porque penetran a menor profundidad. No se puede recuperar la humedad del suelo de zonas de vegetación densa, como selvas tropicales, porque las ondas de banda L y de banda C no penetran a través de la cubierta vegetal. Además, las estimaciones de la humedad del suelo recuperadas solamente son razonables en suelos sin nieve y no congelados.

Los sistemas pasivos miden la temperatura de luminancia de microondas y derivan indirectamente la emisividad, que se introduce a continuación en un modelo de transferencia radiativa. Los datos sobre la temperatura del suelo, la rugosidad, la textura y otros parámetros de la zona observada constituyen información complementaria necesaria. Los datos de observaciones pasivas por microondas pueden obtenerse a partir del AMSR-E de dos formas: utilizando el algoritmo de recuperación VUA-NASA, desarrollado por la Universidad Libre de

Ámsterdam (VUA) y la NASA y basado en el modelo de recuperación de parámetros de la tierra (LPRM) descrito por Owe y otros (2001), que es el producto AMSR-E oficial de la NASA (Njoku y otros, 2003; Njoku, 2004); o bien mediante el algoritmo de recuperación de la Universidad de Montana (Jones y otros, 2009; Jones y Kimball, 2010). Ambos algoritmos de recuperación se basan en ecuaciones de transferencia radiativa. Sin embargo, varían significativamente y generan valores bastante distintos de humedad del suelo. El algoritmo de recuperación VUA-NASA resuelve simultáneamente la profundidad óptica de la vegetación y la constante dieléctrica del suelo. La humedad del suelo se calcula mediante el modelo de mezcla de Wang-Schmugge (Wang y Schmugge, 1980).

El instrumento del SMOS ofrece un producto operativo de la humedad del suelo (Kerr y otros, 2012). El algoritmo de recuperación del SMOS emplea un enfoque iterativo para minimizar la función del costo entre las temperaturas de luminancia obtenidas mediante modelos y las mediciones directas. Así se encuentra el mejor conjunto de parámetros, incluso los relativos a la humedad del suelo y la vegetación. Los datos sobre la humedad del suelo, del nivel 2 del SMOS, pueden descargarse de la página web "Earthnet Online" de la AEE (<https://earth.esa.int/web/guest/-/how-to-obtain-data-7329>).

Los instrumentos activos miden la intensidad de retrodispersión, que está en función de la rugosidad, el ángulo de incidencia y las propiedades dieléctricas de la superficie. De nuevo, la vegetación y otros aspectos contribuyen a la señal, que se utiliza para determinar el coeficiente de retrodispersión. La recuperación de la humedad del suelo facilitada como producto operativo del instrumento ASCAT y como producto científico del AMI en modo viento se basa en un método semiempírico de detección de variaciones. Este método, el algoritmo de detección de variaciones de TU Wien, está adaptado al diseño único del instrumento. En la hipótesis de que existe una relación lineal entre la retrodispersión de radar y la humedad del suelo, en el ámbito de decibelios, puede obtenerse una medición relativa de la humedad en los primeros centímetros del suelo, que representan el grado de saturación (0% a 100%). En regiones muy secas, especialmente en desiertos de arena, el enfoque de recuperación falla, en apariencia por un complejo mecanismo de superficie, volumen y dispersión subsuperficial. Los datos sobre la humedad del suelo obtenidos a partir del algoritmo de detección de variaciones de TU Wien pueden consultarse gratuitamente en el sitio web de la Universidad Tecnológica de Viena (<http://rs.geo.tuwien.ac.at/products/>) o de la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT; <http://www.eumetsat.int/website/home/Data/Products/Land/index.html>).

En el cuadro siguiente figura una sinopsis de los productos operativos de la humedad del suelo.

Productos operativos de la humedad del suelo y sus características

| Referencia del producto | SMOS | AMSR-E | ASCAT |
|-------------------------|--|------------------------------|--------------------|
| Satélite | | | |
| Nombre | SMOS | Aqua | Metop-A/B |
| Organismos | AEE/CNES ^a /CDTI ^b | NASA | EUMETSAT/AEE |
| Vida útil | Desde 2 nov. 2009 | 4 mayo 2002 a 4 oct. 2011 | Desde 19 oct. 2006 |
| Órbita | Polar | Polar | Polar |
| Altitud | 758 km | 705 km | 837 km |
| Período | 100 min | 99 min | 100 min |

| <i>Referencia del producto</i> | <i>SMOS</i> | <i>AMSR-E</i> | <i>ASCAT</i> |
|--------------------------------------|---|--|---|
| Satélite (cont.) | | | |
| Hora de paso por el ecuador | 6.00 horas (ascendente) 18.00 horas (descendente) | 13.30 horas (ascendente) 1.30 horas (descendente) | 21.30 horas (ascendente) 9.30 horas (descendente) |
| Tipo | Satélite de investigación | Satélite de investigación | Operativo (3 satélites) |
| Sensor | | | |
| Nombre | MIRAS | AMSR-E | ASCAT |
| Tipo | Radiómetro de apertura sintética | Radiómetro multifrecuencia de apertura real | Dispersómetro de apertura real |
| Franja | 1 000 km | 1 450 km | 2 x 550 km |
| Principio de exploración | Interferómetro 2D de visión frontal | Reflector parabólico giratorio | 6 antenas de haz en abanico de visión lateral |
| Intervalo del ángulo de incidencia | 0° a 55° | 55° | 25° a 53° (haz central); 34° a 64° (haces frontal y posterior) |
| Frecuencia | 1,4 GHz | 6,9, 10,7, 18,7, 23,8, 36,5 y 89 GHz | 5,3 GHz |
| Polarización | H y V (modo polarimétrico opcional) | H y V | VV |
| Resolución espacial | 30 a 50 km | 75 x 43 km a 6,9 GHz | 25 y 50 km |
| Cobertura mundial diaria | ~82% | ~90% | ~82% |
| Recuperación | | | |
| Nombre del modelo | L-MEB | LPRM | WARP |
| Modelo frontal | Modelo de transferencia radiativa | Modelo de transferencia radiativa | Detección semiempírica de variaciones |
| Complejidad del modelo | Alta | Media | Baja |
| Enfoque de inversión | Equiparación iterativa de mínimos cuadrados | Equiparación iterativa de mínimos cuadrados | Inversión directa |
| Recuperaciones concurrentes | Temperatura del suelo, profundidad óptica de la vegetación, rugosidad | Temperatura del suelo, profundidad óptica de la vegetación | Ninguna |
| Calibración del modelo | Ninguna | Ninguna | Basada en series temporales de largo plazo |
| Necesidad de datos auxiliares | Alta | Media | Baja |
| Estimaciones de propagación de error | No disponibles | Disponibles | Disponibles |
| Producto | | | |
| Cantidad objetivo | Humedad volumétrica del suelo | Humedad volumétrica del suelo | Grado de saturación |
| Unidades | m ³ m ⁻³ | m ³ m ⁻³ | 0 a 1 o % |

| Referencia del producto | SMOS | AMSR-E | ASCAT |
|-------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|--|
| Retícula | Retícula global discreta fija ISEA4-9 | Retícula regular | Franja geométrica |
| Tamaño de píxel | 15 km | 0,25° | 12,5 km |
| Latencia de datos | Pocos días después de la detección | Actualizaciones no periódicas | Menos de 130 min después de la detección |

Notas:

a Centro Nacional de Estudios Espaciales (Francia)

b Centro para el Desarrollo Tecnológico Industrial (España)

11.6.2 Teledetección en el infrarrojo térmico

Todos los cuerpos que tienen una temperatura superior al cero absoluto emiten energía electromagnética en el dominio del infrarrojo térmico. La detección de las propiedades térmicas de la superficie de la Tierra permite derivar la humedad del suelo de las diferencias distintivas en las propiedades térmicas del suelo y el agua (Idso y otros, 1975; Van de Griend y otros, 1985). La teledetección en el infrarrojo térmico se ha venido utilizando en un número creciente de estudios para la derivación de la humedad del suelo. La ventaja de este método es que puede aportar información sobre la humedad del suelo con una resolución espacial de hasta unos pocos metros. Además, permite ofrecer información sobre la humedad del suelo a través de vegetación densa, una de las limitaciones de la teledetección por microondas. Los inconvenientes de la teledetección en el infrarrojo térmico son la incapacidad para medir la humedad del suelo en caso de nubosidad y la influencia considerable de los fenómenos atmosféricos. Por tanto, en la mayoría de los casos se necesitan complejos mecanismos de eliminación de ruido. La teledetección en el infrarrojo térmico de la humedad del suelo no es tan directa como la teledetección por microondas, al no existir una relación directa entre los datos de temperatura y la humedad del suelo. No obstante, existen varios enfoques para recuperar indirectamente los datos de humedad del suelo a partir de las observaciones en el infrarrojo térmico del satélite geoestacionario operativo para el estudio del medio ambiente (GOES), el radiómetro perfeccionado de muy alta resolución (AVHRR), el espectrorradiómetro de formación de imágenes de resolución moderada (MODIS), Landsat y otros.

El primero de ellos es el enfoque triangular y se basa en la relación empírica entre la humedad del suelo, la temperatura del suelo y la fracción de cubierta vegetal. Esta relación fue demostrada por Price (1990) y dio lugar a una gráfica de dispersión triangular de temperaturas de la superficie y al índice de diferencia normalizada de vegetación obtenido mediante teledetección. El enfoque triangular fue utilizado posteriormente en varios estudios para estimar la humedad del suelo por Sandholt y otros (2002) y Carlson y otros (1994), entre otros.

El segundo enfoque utiliza las diferencias de las propiedades térmicas entre el agua y los suelos. El agua difiere de otras muchas materias en su capacidad calorífica y su inercia térmica relativamente elevadas. La inercia térmica se define como la resistencia de un objeto al calentamiento en 1 K. La inercia térmica del agua es relativamente elevada, lo que indica una alta resistencia a las variaciones de la temperatura. Se ha demostrado que el comportamiento de la temperatura de la superficie de la tierra por la mañana depende en gran medida de la humedad del suelo, ya que el agua se calienta a menor velocidad. Uno de los enfoques que aprovecha este comportamiento es el cálculo de la inercia térmica aparente (ATI), que puede obtenerse al medir la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima en un día. Se describe con la fórmula siguiente:

$$ATI = (1 - A) / \Delta T \quad (11.10)$$

donde A es el albedo del píxel de la banda visible y ΔT es la diferencia entre la temperatura mínima y la máxima. Muchos estudios han evaluado ya el potencial de la ATI para describir la humedad del suelo y su variabilidad espacial y temporal (por ejemplo, Verstraeten y otros, 2006; Van doninck y otros, 2011).

Otro método para recuperar la humedad del suelo mediante teledetección en el infrarrojo térmico es integrar los datos en modelos de la superficie terrestre. La humedad del suelo controla los flujos de calor latente mediante la evaporación y la transpiración, pues la gran humedad del suelo provoca un aumento de la evaporación y la transpiración. El modelo de inversión del intercambio entre la atmósfera y la tierra (ALEXI) deriva los datos de humedad del suelo de la relación entre la evaporación, la transpiración y la humedad del suelo. Todos los componentes principales del balance energético, entre ellos el flujo de calor latente, se calculan a partir de los parámetros de radiación neta y vegetación recuperados del AVHRR y del GOES. Por consiguiente, la humedad del suelo puede derivarse de los flujos de calor latente utilizando una función del estrés hídrico del suelo (Anderson y otros, 1997; Anderson y otros, 2007; Hain y otros, 2011). Una intercomparación de la humedad del suelo recuperada mediante teledetección por microondas y el ALEXI mostró que ambos conjuntos de datos son complementarios: el ALEXI ofrece mejores resultados al estimar la humedad del suelo con vegetación densa y la teledetección por microondas arroja resultados más fiables con vegetación escasa a moderada (Hain y otros, 2011).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Aggelides, S. M. y P. A. Londra, 1998: "Comparison of empirical equations for temperature correction of gypsum sensors", en *Agronomy Journal*, vol. 90, págs. 441 a 443.
- Albergel, C., P. de Rosnay, C. Gruhier, J. Muñoz-Sabater, S. Hasenauer, L. Isaksen, Y. Kerr y W. Wagner, 2012: "Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 118, págs 215 a 226.
- Anderson, M. C., J. M. Norman, G. R. Diak, W. P. Kustas y J. R. Mecikalski, 1997: "A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, págs. 195 a 216.
- Anderson, M. C., J. M. Norman, J. R. Mecikalski, J. A. Otkin y W. P. Kustas, 2007: "A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 112, núm. D10117.
- Attema, E. P. W., 1991: "The Active Microwave Instrument on-board the ERS-1 satellite", en *Proceedings of the IEEE*, vol. 79, núm. 6, págs. 791 a 799.
- Attema, E., P. Bargellini, P. Edwards, G. Levrini, S. Lokas, L. Moeller, B. Rosich-Tell, P. Secchi, R. Torres, M. Davidson y P. Snoeij, 2007: "Sentinel-1: The radar mission for GMES operational land and sea services", en *ESA Bulletin*, vol. 131, págs. 10 a 17.
- Bircher, S., N. Skou, K. H. Jensen, J. P. Walker y L. Rasmussen, 2011: "A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark", en *Hydrology and Earth System Sciences Discussion Paper*, vol. 8, págs. 9961 a 10006.
- Brocca, L., R. Morbidelli, F. Melone y T. Moramarco, 2007: "Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy", en *Journal of Hydrology*, vol. 333, núms. 2 a 4, págs. 356 a 373.
- Brunini, O. y G. W. Thurtell, 1982: "An improved thermocouple hygrometer for in situ measurements of soil water potential", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 46, págs. 900 a 904.
- Campbell, D. J. y J. K. Henshall, 2001: "Bulk density", en *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K. A. Smith y C. E. Mullins, eds.). Marcel Dekker, Nueva York, págs. 315 a 348.
- Carlson, T. N., R. R. Gillies y E. M. Perry, 1994: "A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover", en *Remote Sensing Reviews*, vol. 9, págs. 161 a 173.
- Deardorff, J. W., 1978: "Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 83, págs. 1889 a 1904.
- De Jeu, R. A. M., 2003: *Retrieval of land surface parameters using passive microwave remote sensing*. Tesis doctoral, Universidad Libre de Ámsterdam.
- Dirksen, C., 1999: *Soil Physics Measurements*. Catena Verlag, Reiskirchen (Alemania).
- Dirksen, C. y S. Dasberg, 1993: "Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 57, págs. 660 a 667.
- Dorigo, W. A., K. Scipal, R. M. Parinussa, Y. Y. Liu, W. Wagner, R. A. M. de Jeu y V. Naeimi, 2010: "Error characterisation of global active and passive microwave soil moisture datasets", en *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 14, págs. 2605 a 2616.
- Dorigo, W. A., W. Wagner, R. Hohensinn, S. Hahn, C. Paulik, A. Xaver, A. Gruber, M. Drusch, S. Mecklenburg, P. van Oevelen, A. Robock y T. Jackson, 2011: "The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements", en *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, págs. 1675 a 1698.
- Doubkova, M., A. Bartsch, C. Pathe, D. Sabel y W. Wagner, 2009: "The medium resolution soil moisture dataset: Overview of the SHARE ESA DUE TIGER project", en *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, vol. 1, págs 116 a 119.
- Draper, C., R. Reichle, R. de Jeu, V. Naeimi, R. Parinussa y W. Wagner, 2013: "Estimating root mean square errors in remotely sensed soil moisture over continental scale domains", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 137, págs. 288 a 298.
- Drungil, C. E. C., K. Abt y T. J. Gish, 1989: "Soil moisture determination in gravelly soils with time domain reflectometry", en *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering*, vol. 32, págs. 177 a 180.
- Famiglietti, J. S., D. Ryu, A. A. Berg, M. Rodell y T. J. Jackson, 2008: "Field observations of soil moisture variability across scales", en *Water Resources Research*, vol. 44, núm. 1.

- Figa-Saldaña, J., J. J. W. Wilson, E. Attema, R. Gelsthorpe, M. R. Drinkwater y A. Stoffelen, 2002: "The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers", en *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 28, núm. 3, págs. 404 a 412.
- Friesen, J., C. Rodgers, P. G. Oguntunde, J. M. H. Hendrickx y N. Van de Giesen, 2008: "Hydrotope-based protocol to determine average soil moisture over large areas for satellite calibration and validation – with results from an observation campaign in the Volta Basin, West Africa", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 46, núm. 7, págs. 1995 a 2004.
- Gardner, C. M. K., D. A. Robinson, K. Blyth y J. D. Cooper, 2001: "Soil water content", en *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K. A. Smith y C. E. Mullins, eds.). Marcel Dekker, Nueva York, págs. 1 a 64.
- Gardner, W. H. y C. Calissendorff, 1967: "Gamma-ray and neutron attenuation measurement of soil bulk density and water content", en *Proceedings of the Symposium on the Use of Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies* (Estambul, 12 a 16 de junio de 1967). Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena, págs. 101 a 112.
- Gee, G. W. y M. E. Dodson, 1981: "Soil water content by microwave drying: A routine procedure", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 45, págs. 1234 a 1237.
- Greacen, E. L., 1981: *Soil Water Assessment by the Neutron Method*. CSIRO, Australia.
- Hain, C. R., W. T. Crow, J. R. Mecikalski, M. C. Anderson y T. Holmes, 2011: "An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 116, núm. D15107.
- Hallikainen, M., F. Ulaby, M. Dobson, M. El-Rayes y L. K. Wu, 1985: "Microwave dielectric behavior of wet soil – Part 1: Empirical models and experimental observations", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 23, págs. 25 a 34.
- Hasenauer, S., W. Wagner, K. Scipal, V. Naeimi y Z. Bartalis, 2006: "Implementation of near real-time soil moisture products in the SAF network based on MetOp ASCAT data", en *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 12 a 16 de junio de 2006, Helsinki.
- Hornacek, M., W. Wagner, D. Sabel, H.-L. Truong, P. Snoeij, T. Hahmann, E. Diedrich y M. Doubkova, 2012: "Potential for high resolution systematic global surface soil moisture retrieval via change detection using Sentinel-1", en *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observation and Remote Sensing*, vol. 5, núm. 4, págs. 1303 a 1311.
- Idso, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato y T. J. Schmugge, 1975: "The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of sun for soil water status", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 80, págs. 3044 a 3049.
- Jackson, T. J., 1990: "Laboratory evaluation of a field-portable dielectric/soil moisture probe", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, págs. 241 a 245.
- Jackson, T. J. y T. J. Schmugge, 1989: "Passive microwave remote sensing system for soil moisture: Some supporting research", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 27, págs. 225 a 235.
- Jones, L. A. y J. S. Kimball, 2010: *Daily Global Land Surface Parameters Derived from AMSR-E*. Boulder, Colorado: Centro de Archivos Activos Distribuido del Centro Nacional de Datos sobre Nieve y Hielos de la NASA (disponible en <http://nsidc.org/data/nsidc-0451.html>).
- Jones, L. A., J. S. Kimball, E. Podest, K. C. McDonald, S. K. Chan y E. G. Njoku, 2009: "A method for deriving land surface moisture, vegetation optical depth, and open water fraction from AMSR-E", en *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, vol. III, págs. 916 a 919.
- Kerr, Y. H., P. Waldteufel, P. Richaume, J. P. Wigneron, P. Ferrazzoli, A. Mahmoodi, A. Al Bitar, F. Cabot, C. Gruhier, S. E. Juglea, D. Leroux, A. Mialon y S. Delwart, 2012: "The SMOS soil moisture retrieval algorithm", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 50, núm. 5, págs. 1384 a 1403.
- Klute, A. (ed.), 1986: *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. Sociedad de Agronomía de Estados Unidos, Madison, Wisconsin (Estados Unidos de América).
- Knight, J. H., 1992: "Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content", en *Water Resources Research*, vol. 28, págs. 2345 a 2352.
- Liu, Y. Y., W. A. Dorigo, R. M. Parinussa, R. A. M. de Jeu, W. Wagner, M. F. McCabe, J. P. Evans y A. I. J. M van Dijk, 2012: "Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 123, págs. 280 a 297.

- Liu, Y. Y., R. M. Parinussa, W. A. Dorigo, R. A. M. de Jeu, W. Wagner, A. I. J. M van Dijk, M. F. McCabe y J. P. Evans, 2011: "Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals", en *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, págs. 425 a 436.
- Magagi R. D. y Y. H. Kerr, 1997: "Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas", en *Journal of Hydrology*, vols. 188 y 189, págs. 361 a 384.
- Marthaler, H. P., W. Vogelsanger, F. Richard y J. P. Wierenga, 1983: "A pressure transducer for field tensiometers", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 47, págs. 624 a 627.
- Matgen, P., S. Heitz, S. Hasenauer, C. Hissler, L. Brocca, L. Hoffmann, W. Wagner y H. H. G. Savenije, 2012: "On the potential of MetOp ASCAT-derived soil wetness indices as a new aperture for hydrological monitoring and prediction: a field evaluation over Luxembourg", en *Hydrological Processes*, vol. 26, núm. 15, págs. 2346 a 2359.
- Merrill, S. D. y S. L. Rawlins, 1972: "Field measurement of soil water potential with thermocouple psychrometers", en *Soil Science*, vol. 113, págs. 102 a 109.
- Mullins, C. E., 2001: "Matric potential", en *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K. A. Smith y C. E. Mullins, eds.). Marcel Dekker, Nueva York, págs. 65 a 93.
- Naeimi, V., K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer y W. Wagner, 2009: "An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and MetOp scatterometer observations", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, núm. 7, págs. 1999 a 2013.
- Njoku, E. G., 2004: *AMSR-E/Aqua L2B Surface Soil Moisture, Ancillary Params, & QC EASE-Grids, Version 2*. Boulder, Colorado: Centro de Archivos Activos Distribuido del Centro Nacional de Datos sobre Nieve y Hielos de la NASA (disponible en http://nsidc.org/data/ae_land.html).
- Njoku, E. G., T. J. Jackson, V. Lakshmi, T. K. Chan y S. V. Nghiem, 2003: "Soil moisture retrieval from AMSR-E", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, núm. 2, págs. 215 a 229.
- Organización Meteorológica Mundial, 1968: *Practical Soil Moisture Problems in Agriculture*. Technical Note No. 97 (WMO-No. 235, TP.128). Ginebra.
- , 1989: *Land Management in Arid and Semi-arid Areas*. Technical Note No. 186 (WMO-No. 662). Ginebra.
- , 2001: *Compendio de apuntes de meteorología para la formación de personal agrometeorológico de las clases II y III* (J. Wieringa y J. Lomas) (OMM-Nº 551). Ginebra.
- Owe, M., R. de Jeu y T. Holmes, 2008: "Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, núm. F01002.
- Owe, M., R. de Jeu y J. Walker, 2001: "A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, núm. 8, págs. 1643 a 1654.
- Pathe, C., W. Wagner, D. Sabel, M. Doubkova y J. B. Basara, 2009: "Using ENVISAT ASAR global mode data for surface soil moisture retrieval over Oklahoma, USA", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, núm. 2, págs. 468 a 480.
- Perrier, E. R. y A. W. Marsh, 1958: "Performance characteristics of various electrical resistance units and gypsum materials", en *Soil Science*, vol. 86, págs. 140 a 147.
- Price, J. C., 1990: "Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, núm. 5, págs. 940 a 948.
- Pullianen, J. T., T. Manninen y M. T. Hallikainen, 1998: "Application of ERS-1 wind scatterometer data to soil frost and soil moisture monitoring in boreal forest zone", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, núm. 3, págs. 849 a 863.
- Rawlins, S. L. y G. S. Campbell, 1986: "Water potential: Thermocouple psychrometry", en *Methods of Soil Analysis – Part 1: Physical and Mineralogical Methods* (A. Klute, ed.). Sociedad de Agronomía de Estados Unidos, Madison, Wisconsin (Estados Unidos de América), págs. 597 a 618.
- Sandholt, I., K. Rasmussen y J. Andersen, 2002: "A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, núms. 2 y 3, págs. 213 a 224.
- Schmugge, T. J., 1976: *Remote Sensing of Soil Moisture*. Doc. X-913-76-118, Centro de Vuelos Espaciales Goddard de la NASA, Greenbelt, Maryland.
- Schmugge, T. J., T. J. Jackson y H. L. McKim, 1980: "Survey of methods for soil moisture determination", en *Water Resources Research*, vol. 16, págs. 961 a 979.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky y A. J. Teuling, 2010: "Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review", en *Earth-Science Reviews*, vol. 99, núms. 3 y 4, págs. 125 a 161.

- Su, C.-H., D. Ryu, R.I. Young, A. W. Western y W. Wagner, 2013: "Inter-comparison of microwave satellite soil moisture retrievals over the Murrumbidgee Basin, southeast Australia", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 134, págs. 1 a 11.
- Tanner, C. B. y R. J. Hanks, 1952: "Moisture hysteresis in gypsum moisture blocks", en *Soil Science Society of America Proceedings*, vol. 16, págs. 48 a 51.
- Topp, G. C., J. L. Davis y A. P. Annan, 1980: "Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines", en *Water Resources Research*, vol. 16, págs. 574 a 582.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore y A. K. Fung, 1986: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, volumen III. Artech House, Norwood, Massachusetts.
- Vachaud, G., A. Passerat de Silans, P. Balabanis y M. Vauclin, 1985: "Temporal stability of spatially measured soil water probability density function", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 49, núm. 4, págs. 822 a 828.
- Van de Griend, A. A., P. J. Camillo y R. J. Gurney, 1985: "Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations", en *Water Resources Research*, vol. 21, págs. 997 a 1009.
- Van doninck, J., J. Peters, B. de Baets, E. de Clercq, E. Ducheyne y N. Verhoest, 2011: "The potential of multitemporal Aqua and Terra MODIS apparent thermal inertia as a soil moisture indicator", en *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 13, núm. 6, págs. 934 a 941.
- Verstraeten, W. W., F. Veroustraete, C. J. van der Sande, I. Grootaers y J. Feyen, 2006: "Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, núm. 3, págs. 299 a 314.
- Visvalingam, M. y J. D. Tandy, 1972: "The neutron method for measuring soil moisture content: A review", en *European Journal of Soil Science*, vol. 23, págs. 499 a 511.
- Wagner, W., G. Lemoine y H. Rott, 1999: "A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 70, núm. 2, págs. 191 a 207.
- Wagner, W., C. Pathe, M. Doubkova, D. Sabel, A. Bartsch, S. Hasenauer, G. Blöschl, K. Scipal, J. Martínez-Fernández y A. Löw, 2008: "Temporal stability of soil moisture and radar backscatter observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR)", en *Sensors*, vol. 8, núm. 2, págs. 1174 a 1197.
- Wang, J. R. y T. J. Schmugge, 1980: "An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-18, núm. 4, págs. 288 a 295.
- Wellings, S. R., J. P. Bell y R. J. Raynor, 1985: *The Use of Gypsum Resistance Blocks for Measuring Soil Water Potential in the Field*. Informe N° 92, Instituto de Hidrología, Wallingford (Reino Unido).
-