Biblioteca Digital F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR FACULTAD DE CTENCTAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Desarrollo y validación de un modelo del sistema suelo-planta-atmósfera para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo de maíz

Serio, Leonardo Ariel

2015-12-28

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Serio, Leonardo Ariel. (2015-12-28). Desarrollo y validación de un modelo del sistema sueloplanta-atmósfera para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo de maíz. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Serio, Leonardo Ariel. "Desarrollo y validación de un modelo del sistema suelo-plantaatmósfera para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo de maíz". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2015-12-28.

EXACTAS Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293 Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Desarrollo y validación de un modelo del sistema suelo-planta-atmósfera para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo de maíz

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Leonardo Ariel Serio

| Directores de Tesis: | Dr. Jesús María Gardiol |
|----------------------|----------------------------|
| | Dra. María Isabel Gassmann |
| | |

Consejero de estudios: Dra. María Isabel Gassmann

Buenos Aires, 28 de diciembre de 2015

A la memoria del Dr. Jesús Gardiol

Agradecimientos

A Marisa Gassmann, por su valioso aporte al asumir la dirección tras la partida de Jesús y por los "cachetazos anímicos" que supo aplicarme en los momentos justos, impulsándome a seguir y terminar este trabajo.

A la Ing. Agr. Aida Della Maggiora, quien tuvo a su cargo el desarrollo de las campañas de experimentación a campo, dedicando muchas horas de trabajo para ello. También por sus enseñanzas sobre fenología y otros temas agronómicos.

A los investigadores, técnicos, becarios y tesistas de la Unidad Integrada de Balcarce, quienes de una forma u otra me aportaron algo, en lo técnico o en lo personal, durante mis estadías de campaña en pleno verano.

A la Universidad de Buenos Aires, por la financiación de los Proyectos de Investigación que dieron sustento económico a este trabajo en cada una de sus etapas.

Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y lo Océanos, por el lugar de trabajo durante los primeros años.

Al Ing. Agr. Guillermo Murphy, por permitir la continuidad de este trabajo dentro del ámbito de la Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas de la FAUBA.

A María Laura Bettolli, por su gestión en la secretaría de la Subcomisión de Doctorado.

Finalmente, y muy especialmente, a mi familia. A mi esposa Paula, el motor que nos empuja hasta alcanzar cada una de las metas que nos vamos imponiendo. A mis hijos Luciano y Jazmín, que me permiten sentirme nuevamente un niño cada vez que me invitan a jugar. Y a mi madre Elena, que siempre está ahí cada vez que la necesitamos.

Desarrollo y validación de un modelo del sistema suelo-plantaatmósfera para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo de maíz

Resumen

El maíz es uno de los cultivos agrícolas de mayor área sembrada y volumen de producción a nivel mundial. La creciente demanda de alimentos y una amplia diversidad de usos en la industria impulsan continuamente el aumento del consumo y la producción. Factores meteorológicos definen su rendimiento potencial, mientras que otros, como la disponibilidad de agua, pueden limitar la expresión de dicha potencialidad. Tal es así que existe una estrecha relación entre el rendimiento y el agua consumida, cuantificada a través de la evapotranspiración (ET) acumulada a lo largo del ciclo del cultivo. Debido al alto costo de instalación y a las dificultades de operación que tiene el instrumental para medir directamente la ET, se recurre generalmente a su estimación indirecta mediante modelos con distinto grado de complejidad. En este trabajo se desarrolla un modelo físico-matemático del sistema sueloplanta-atmósfera que permite extender la aplicabilidad de los modelos micrometeorológicos de ET existentes a condiciones no potenciales. Para ello se diseñaron y realizaron dos campañas de medición a campo en la localidad de Balcarce, provincia de Buenos Aires, en las que un cultivo de maíz fue sometido a tratamientos para simular condiciones de deficiencia hídrica en distintas etapas del ciclo del cultivo. Los datos de la primera campaña se utilizaron para el desarrollo de un módulo para simular el flujo de agua en el suelo y su acople a un modelo micrometeorológico de ET. Los datos de la segunda campaña se utilizaron para validar el modelo acoplado, obteniendo resultados ampliamente satisfactorios.

Palabras clave: micrometeorología, fenología, crecimiento de raíces, contenido de agua en el suelo.

Development and validation of a soil-plant-atmosphere model for estimating actual evapotranspiration from maize crop

Abstract

Corn is one of the most worldwide extended agricultural crops both in planted area and production volume. The growing demand for food and a wide variety of uses in industry continuously drive the increase in consumption and production. Meteorological factors define its potential yield while others, such as water availability, may limit the expression of that potential. There is a close relationship between yield and water consumption, measured through the accumulated evapotranspiration (ET) along the crop cycle. Due to the high cost of installing equipment to measure ET and the difficulties of operating them, evapotranspiration is generally estimated using models with varying degrees of complexity. This thesis work presents the development of a physicalmathematical model of the soil-plant-atmosphere system that allows extending the applicability of existing micrometeorological ET models to non-potential conditions. For this purpose, two field measurement campaigns were designed and conducted in the town of Balcarce, province of Buenos Aires, where a maize crop was subjected to treatments to represent the conditions of water stress at different stages of the crop cycle. The first campaign data were used for developing a module to simulate the soil water flow and coupling it to a micrometeorological ET model. Data from the second campaign were used to validate the coupled model, obtaining highly satisfactory results.

Key words: micrometeorology, phenology, root growth, soil water content.

Tabla de contenido

| INTRODUCCIÓN | CAPÍTULO 1 | |
|--|--|----|
| CAPÍTULO 2 MARCO CONCEPTUAL 5 2.1. EL PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN 5 2.1.1. Importancia para el clima y su modelado. 9 2.1.2. Importancia agronómica 11 2.1.3. Evolución histórica del conocimiento 14 2.1.4. Definiciones 21 2.1.5. Métodos de cuantificación 25 2.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH 29 2.3. EL AGUA EN EL SUELO. 33 2.3.1. Constantes hídricas y agua útil 34 2.3.2. Potencial de agua en el suelo 35 2.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo 37 2.3.4. Flujo de agua en el suelo 39 Tablas y figuras Capítulo 2. 42 | INTRODUCCIÓN | 1 |
| MARCO CONCEPTUAL52.1. EL PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN52.1.1. Importancia para el clima y su modelado92.1.2. Importancia agronómica112.1.3. Evolución histórica del conocimiento142.1.4. Definiciones212.1.5. Métodos de cuantificación252.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH292.3. EL AGUA EN EL SUELO332.3.1. Constantes hídricas y agua útil342.3.2. Potencial de agua en el suelo352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 242 | CAPÍTULO 2 | |
| 2.1. EL PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN52.1.1. Importancia para el clima y su modelado92.1.2. Importancia agronómica112.1.3. Evolución histórica del conocimiento142.1.4. Definiciones212.1.5. Métodos de cuantificación252.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH292.3. EL AGUA EN EL SUELO332.3.1. Constantes hídricas y agua útil342.3.2. Potencial de agua en el suelo352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 242 | MARCO CONCEPTUAL | 5 |
| 2.1.1. Importancia para el clima y su modelado92.1.2. Importancia agronómica.112.1.3. Evolución histórica del conocimiento142.1.4. Definiciones.212.1.5. Métodos de cuantificación.252.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH.292.3. EL AGUA EN EL SUELO332.3.1. Constantes hídricas y agua útil342.3.2. Potencial de agua en el suelo352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo.372.3.4. Flujo de agua en el suelo.39Tablas y figuras Capítulo 242 | 2.1. EL PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN | 5 |
| 2.1.2. Importancia agronómica112.1.3. Evolución histórica del conocimiento142.1.4. Definiciones212.1.5. Métodos de cuantificación252.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH292.3. EL AGUA EN EL SUELO332.3.1. Constantes hídricas y agua útil342.3.2. Potencial de agua en el suelo352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 242 | 2.1.1. Importancia para el clima y su modelado | 9 |
| 2.1.3. Evolución histórica del conocimiento142.1.4. Definiciones212.1.5. Métodos de cuantificación252.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH292.3. EL AGUA EN EL SUELO332.3.1. Constantes hídricas y agua útil342.3.2. Potencial de agua en el suelo352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 242 | 2.1.2. Importancia agronómica | 11 |
| 2.1.4. Definiciones212.1.5. Métodos de cuantificación252.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH292.3. EL AGUA EN EL SUELO332.3.1. Constantes hídricas y agua útil342.3.2. Potencial de agua en el suelo352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 242 | 2.1.3. Evolución histórica del conocimiento | 14 |
| 2.1.5. Métodos de cuantificación252.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH292.3. EL AGUA EN EL SUELO332.3.1. Constantes hídricas y agua útil342.3.2. Potencial de agua en el suelo352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 2.42 | 2.1.4. Definiciones | 21 |
| 2.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH292.3. EL AGUA EN EL SUELO.332.3.1. Constantes hídricas y agua útil.342.3.2. Potencial de agua en el suelo.352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 2.42 | 2.1.5. Métodos de cuantificación | 25 |
| 2.3. EL AGUA EN EL SUELO.332.3.1. Constantes hídricas y agua útil.342.3.2. Potencial de agua en el suelo.352.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo372.3.4. Flujo de agua en el suelo39Tablas y figuras Capítulo 2.42 | 2.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH | 29 |
| 2.3.1. Constantes hídricas y agua útil | 2.3. EL AGUA EN EL SUELO | |
| 2.3.2. Potencial de agua en el suelo | 2.3.1. Constantes hídricas y agua útil | 34 |
| 2.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo | 2.3.2. Potencial de agua en el suelo | 35 |
| 2.3.4. Flujo de agua en el suelo 39 Tablas y figuras Capítulo 2 | 2.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo | |
| Tablas y figuras Capítulo 242 | 2.3.4. Flujo de agua en el suelo | |
| | Tablas y figuras Capítulo 2 | 42 |

CAPÍTULO 3

| EL CULTIVO DE MAÍZ | 45 |
|---|----|
| 3.1. ORÍGENES E HISTORIA | 45 |
| 3.2. EL MAÍZ EN ARGENTINA Y EL MUNDO | 47 |
| 3.2.1. Producción | 47 |
| 3.2.2. Usos | 49 |
| 3.3. ECOFISIOLOGÍA DEL CULTIVO DE MAÍZ | 52 |
| 3.3.1. Morfología de las plantas y estructura del cultivo | 53 |
| 3.3.2. Fenología | 55 |
| 3.3.3. Requerimientos bioclimáticos y factores limitantes | 60 |
| 3.3.4. Generación del rendimiento | 65 |
| Tablas y figuras Capítulo 3 | 68 |

CAPÍTULO 4

| MODELO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL DEL CULTIVO DE MAÍZ | 75 |
|---|----|
| 4.1. COMPONENTE AÉREA: MODELO DE ET_M DEL CULTIVO DE MAÍZ | 75 |
| 4.2. MÓDULO DE FLUJO DE AGUA EN EL SUELO | 79 |
| Tablas y figuras Capítulo 4 | 82 |

| CAPÍTULO 5 |
|---|
| METODOLOGÍAS DE GENERACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS |
| 5.1. CAMPAÑAS DE MEDICIÓN A CAMPO85 |

| 85 | 5.1.1. Diseño experimental y metodología de trabajo observacional |
|------------------|--|
| 91 | 5.1.2. Condiciones meteorológicas registradas durante las campañas |
| 92 | 5.1.3. Evolución fenológica, de la altura de plantas y del área foliar |
| y el rendimiento | 5.1.4. Efecto de los tratamientos sobre el perfil de humedad, la transpiración y |
| 95 | 5.2. METODOLOGÍA DE CÁLCULO DE LAS VARIABLES DEL MODELO |
| | 5.3. SIMULACIÓN DEL CRECIMIENTO RADICULAR |
| | Tablas y figuras Capítulo 5 |
| | |

CAPÍTULO 6

| RESULTADOS: CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO | |
|--|-----|
| 6.1. EVOLUCIÓN OBSERVADA DE LA HUMEDAD DEL SUELO | |
| 6.2. DIFUSIVIDAD HIDRÁULICA | 127 |
| 6.3. RESISTENCIA DEL SUELO AL FLUJO DE AGUA HACIA LAS RAÍCES | 128 |
| 6.4. CALIBRACIÓN DEL MODELO | 130 |
| 6.5. VALIDACIÓN DEL MODELO | 132 |
| Tablas y figuras Capítulo 6 | |
| CAPÍTULO 7 | |
| CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES | 151 |
| ANEXO I | 157 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 158 |

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

El maíz, junto con el trigo y el arroz, es uno de los tres cultivos agrícolas de mayor área sembrada y volumen de producción a nivel mundial. La creciente demanda de alimentos y una amplia diversidad de usos en la industria impulsan continuamente el aumento del consumo y la producción.

Al igual que en todos los demás cultivos agrícolas, el rendimiento del maíz depende principalmente de factores meteorológicos que afectan su crecimiento y desarrollo, y terminan por definir su rendimiento potencial. Los principales son la temperatura y la radiación solar, pero también existen otros factores cuya importancia radica en que limitan la expresión de dicha potencialidad. Entre ellos están la disponibilidad de agua y nutrientes, o la ocurrencia de adversidades de origen meteorológico (heladas, granizo, inundaciones) o biológico (malezas, insectos, hongos).

En particular, diversos estudios han demostrado que la ocurrencia de deficiencias hídricas en diferentes etapas de desarrollo del cultivo puede causar una disminución de la producción de biomasa y del rendimiento final (Muchow y Sinclair, 1991; Andrade y Gardiol, 1994; Otegui y otros, 1995; Boyer y Westgate, 2004). Debido a ello, contar con estimaciones precisas tanto del agua realmente consumida por los cultivos como de su máximo posible (según la energía disponible, el tipo de cultivo y su grado de cobertura) resulta fundamental para la planificación de la producción agrícola.

La República Argentina es el quinto productor mundial de maíz y el segundo en cuanto al volumen de exportaciones. La superficie destinada a este cultivo ha oscilado durante los últimos años alrededor de los 3 millones de hectáreas. En la mayor parte de esas tierras se hace agricultura de secano¹, por lo que el agua es el principal recurso limitante para la producción.

¹ La agricultura de secano es aquella en la que el ser humano no contribuye con un suplemento de agua mediante riego, sino que utiliza únicamente la que proviene de la lluvia.

El moderno concepto de "Eficiencia de Uso del Agua" (EUA) expresa la razón entre la producción de biomasa o el rendimiento final en granos y el agua consumida por el cultivo. Esta última suele expresarse a través de la evapotranspiración (ET). Cada cultivo presenta valores de EUA que le son característicos, de modo que la ET acumulada a lo largo del ciclo del cultivo puede ser utilizada como un estimador del rendimiento. Debido al alto costo de instalación y a las dificultades de operación que tiene el instrumental para medir directamente la ET, se recurre generalmente a su estimación indirecta con distintos tipos de modelos, desde los más simples o empíricos hasta los más complejos modelos de simulación del sistema suelo-planta-atmósfera.

La componente atmosférica de estos últimos suele ser un modelo micrometeorológico basado en la analogía entre los procesos de difusión en la atmósfera y la corriente eléctrica a través de un conductor. Mediante este tipo de modelos se incorporó a la teoría de la ET el concepto de "resistencia" como elemento regulador de los flujos verticales de calor sensible y calor latente. En las hojas de la mayoría de las plantas, la transpiración se produce a través de los estomas. Su apertura o cierre es la respuesta fisiológica ante una multiplicidad de estímulos externos que afectan al estado hídrico de las hojas, entre ellos la intensidad lumínica, la temperatura, la demanda atmosférica de vapor o cuando la disponibilidad de agua en el suelo se torna limitante. Debido a ello, la resistencia que la propia vegetación ejerce al flujo de calor latente está relacionada con el funcionamiento de los estomas, y es resultado de la acción combinada de cada uno de ellos. El aporte de cada estoma a la resistencia superficial de la cubierta vegetal se denomina "resistencia estomática".

Se han puesto muchos esfuerzos en simular la regulación al flujo de vapor causada por el cierre estomático a partir del estado hídrico de las hojas y de los distintos factores que intervienen en la demanda atmosférica de vapor. Monteith (1981) describió la respuesta de los estomas a la temperatura de la superficie de las hojas, y algunos años más tarde hizo lo propio con la humedad del aire (Monteith, 1995). Jones (1998) comparó algunos modelos para describir los procesos de retroalimentación entre los gradientes planta-atmósfera de vapor de agua y dióxido de carbono (CO₂) y los procesos de transpiración y fotosíntesis. En las últimas décadas, se multiplicaron los estudios que hacen referencia al otro aspecto del balance de agua: la

extracción de agua del suelo por las raíces (Tardieu y Davies, 1993; Coelho y Or, 1999; Steudle, 2000; Calvet, 2000; Dardanelli y otros, 2004; Braud y otros, 2005; Novák y otros, 2005). Está demostrado que esta cumple un rol dinámico en el acoplamiento hidráulico del sistema suelo-planta-atmósfera.

En nuestro país, no se ha extendido aun el uso de modelos micrometeorológicos que incorporen la simulación del flujo de agua en el suelo para estimar la ET en condiciones hídricas subóptimas, cuando el agua en el suelo se convierte en factor limitante. Para este trabajo de Tesis, se propone desarrollar y validar un modelo físico-matemático del sistema suelo-planta-atmósfera que permita extender la aplicabilidad de los modelos micrometeorológicos de ET existentes a condiciones hídricas del suelo subóptimas.

El objetivo general de este trabajo de Tesis es desarrollar y validar un modelo físico-matemático del sistema suelo-planta-atmósfera para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo de maíz. Se planteó como objetivos particulares: 1) realizar una revisión de los modelos de evapotranspiración potencial existentes, y 2) desarrollar y evaluar un módulo o sub-modelo para simular el flujo de agua en el suelo hacia las raíces para ser acoplado a un modelo de evapotranspiración.

Para poder cumplir con estos objetivos, el primer paso fue planificar y luego ejecutar dos campañas de medición a campo en cultivos de maíz en la localidad de Balcarce, provincia de Buenos Aires. Estos fueron sembrados y desarrollados en condiciones controladas respecto a la humedad del suelo. Luego se procesó la información obtenida para generar las variables a utilizar en el modelo. Se utilizaron los datos de la primera campaña para calibrar el modelo, y los datos de la segunda para evaluarlo.

Los resultados obtenidos tienen una amplia gama de aplicación en diferentes áreas de la agricultura, como la programación de riego, la protección de cultivos contra plagas y adversidades hidrometeorológicas, el pronóstico de la calidad y rendimiento de los cultivos, estudios del movimiento del agua y solutos en el suelo o la simulación del impacto del cambio climático sobre la productividad de los sistemas agroalimentarios.

El marco conceptual de este trabajo de Tesis se encuentra desarrollado en el Capítulo 2. Incluye la descripción del proceso de evapotranspiración, su importancia para distintas disciplinas, la evolución histórica del conocimiento, definiciones y métodos de estimación, con una sección especialmente dedicada a explicar en detalle el modelo de Penman-Monteith. También incluye una sección con los fundamentos teóricos del movimiento del agua en el suelo.

El Capítulo 3 está dedicado al cultivo de maíz. Se detallan sus diferentes usos, se analiza su importancia económica, se describen la fisiología y la fenología del cultivo, sus requerimientos bioclimáticos, los factores limitantes de su producción y las cuestiones relacionadas con la generación del rendimiento y la calidad de los granos.

En el Capítulo 4 se describe el modelo de ET del cultivo de maíz. Se desarrollan en primer lugar los fundamentos del modelo micrometeorológico utilizado para representar la parte aérea del sistema suelo-planta-atmósfera. Luego se presenta también el desarrollo teórico de un módulo o submodelo de flujo de agua hacia las raíces en el suelo.

En el Capítulo 5 se presentan los aspectos metodológicos de la obtención de datos, su procesamiento y uso. Incluye una descripción de las campañas de experimentación a campo y la metodología aplicada para diferenciar los distintos tratamientos. Se explican los métodos de observación de humedad del suelo y de cálculo de otras variables derivadas de ella y los métodos utilizados para calcular las resistencias y otras variables del modelo.

En el Capítulo 6 se presentan y discuten los resultados obtenidos. En primer lugar se describe la evolución de la humedad del suelo y de las propiedades hidráulicas relacionadas a ella en las campañas observacionales. Luego, está explicado cómo se realizó la calibración del modelo, o sea el acople entre las componentes subsuperficial y aérea. Finalmente, se presenta el análisis estadístico aplicado para la validación del modelo.

Para cerrar este trabajo de Tesis, el Capítulo 7 incluye una serie de consideraciones finales y las conclusiones propiamente dichas.

Las tablas y figuras fueron incluidas al final de cada capítulo, y las referencias bibliográficas están listadas todas juntas al final del trabajo.

4

CAPÍTULO 2

MARCO CONCEPTUAL

2.1. EL PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

El proceso denominado "evapotranspiración" (ET) es, en realidad, la combinación de dos procesos diferentes por los cuales se transfiere agua desde la superficie terrestre hacia la atmósfera. Esos procesos son el de evaporación, cuando el agua cambia de estado líquido a gaseoso y se incorpora a la atmósfera desde el suelo u otras superficies, y el de transpiración, cuando la transferencia se produce desde el interior de los tejidos vegetales. Ambos ocurren simultáneamente y, en muchas ocasiones, no resulta sencillo distinguir uno del otro. Sin embargo, desde el punto de vista agronómico, resulta importante conocer su partición, pues solo la componente de transpiración está en relación directa con el rendimiento de los cultivos (Doorenbos y Kassam, 1979; Wallace, 1995; Persaud y Khosla, 1999). En cambio, la componente de evaporación resulta en una pérdida de agua desde el sistema suelo-planta hacia la atmósfera, provocando una disminución en la eficiencia de uso del agua de los sistemas agrícolas (Kool y otros, 2014).

Desde el punto de vista del ciclo hidrológico o del balance de masa de una superficie, la ET, al igual que la precipitación, se expresa en unidades de lámina de agua (mm) por unidad de tiempo (hora, día, mes, etc.), lo que es equivalente a volumen de agua por unidad de área y unidad de tiempo.

Dado que para producirse la ET se requiere una cierta cantidad de energía, esta constituye un nexo entre los balances de masa y de energía. En este último, aparece expresada como flujo de calor latente (L = λ ET), en unidades de energía por unidad de área y unidad de tiempo, donde λ es el calor latente de vaporización, dependiente de la temperatura y con un valor típico de 2,45 x10⁶ J kg⁻¹, correspondiente a una temperatura de 20°C.

La mayor parte de la energía necesaria para que se produzca el cambio de estado del agua líquida a vapor es proporcionada por la radiación solar. La fuerza que impulsa al vapor de agua, permitiéndole fluir desde la superficie evapotranspirante, es proporcionada por el gradiente de presión de vapor entre la superficie y la atmósfera circundante y el déficit respecto de la presión de equilibrio. A medida que ocurre la ET, el contenido de vapor en el aire circundante debería aproximarse cada vez más al de equilibrio, la evaporación neta debería tender a cero y alcanzar un estado de régimen con evapotranspiración y condensación iguales. Esto ocurriría siempre y cuando el aire húmedo circundante no fuera retirado del lugar. La remoción del aire con mayor contenido de vapor para ser reemplazado por aire más seco depende mayormente de la velocidad del viento y de la intensidad de la turbulencia. Por lo tanto, las principales variables meteorológicas a considerar para modelar el proceso de ET son la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. Otros factores que afectan el proceso de ET son el grado de cobertura por parte de la vegetación y la cantidad de agua disponible en el suelo.

La evaporación directa de agua del suelo es un proceso altamente complejo debido a que involucra el movimiento de agua tanto en estado líquido como gaseoso, en respuesta a diferencias de energía potencial, gradientes de temperatura del suelo y condiciones atmosféricas (Unger y Howell, 1999).

Idso y otros (1974) plantearon un modelo para ilustrar la relación entre la evaporación de un suelo desnudo y su contenido de humedad, identificando tres fases o situaciones diferentes en esa relación. Cuando el suelo se encuentra en condiciones de proveer agua con la velocidad suficiente para satisfacer la demanda atmosférica, el proceso de evaporación está determinado solamente por las condiciones meteorológicas (forzante atmosférico). Esta fue denominada como la "Fase 1" del proceso de evaporación del suelo (Idso y otros, 1974), en la que el agua se evapora de la superficie a tasas comparables a la evaporación de una superficie libre de agua (Monteith, 1981). Esto ocurre sólo durante períodos relativamente cortos, posteriores a eventos de precipitación o a la aplicación de riego.

Cuando el intervalo entre lluvias y/o riegos es grande y la capacidad del suelo de conducir la humedad desde capas más profundas hacia la superficie

6

se ve reducida, la superficie del suelo comienza a secarse, entrando en la "Fase 2" del proceso. Durante esta fase, la limitada disponibilidad de agua ejerce un control cada vez mayor sobre la evaporación del suelo. La tasa de evaporación estará controlada entonces por las propiedades hidráulicas del suelo, las que determinan la velocidad con la que el agua se mueve a través del suelo hacia la superficie. Bajo estas circunstancias, la evaporación decrece aproximadamente con la raíz cuadrada del tiempo (Monteith, 1981; Persaud y Khosla, 1999) y puede cesar casi totalmente al cabo de un cierto lapso de tiempo, cuando la tasa de evaporación comienza a ser controlada por las fuerza de adsorción que ejercen las partículas sólidas sobre las moléculas de agua. Allí comienza la "Fase 3", donde la evaporación se produce a una tasa constante y prácticamente despreciable (Persaud y Khosla, 1999). consumiendo menos del 5% de la energía absorbida en la superficie (Rosenberg y otros, 1983). Debido a este comportamiento, para la evaporación directa del suelo sólo resultan importantes las condiciones de los primeros 10 a 20 cm de profundidad del suelo (Xiao y otros, 2010).

La contribución de la evaporación del suelo a la ET total decrece a medida que el suelo va siendo cubierto por las plantas, adquiriendo cada vez más importancia el proceso de transpiración (Villalobos y Fereres, 1990; Brisson y otros, 1998, Jara y otros, 1998; Persaud y Khosla, 1999; Lawrence y otros, 2007). Además de los factores meteorológicos, la tasa de transpiración está influenciada por algunas características de la vegetación, como la especie y variedad, su fase de desarrollo y la densidad de plantas, entre otras. El contenido de agua del suelo y la capacidad del suelo de conducir el agua hacia las raíces también influyen en la tasa de transpiración (Denmead y Shaw, 1962; Stockle y Jara, 1998; Lai y Katul, 2000; Skaggs y otros, 2006; Jones, 2007).

Los procesos y mecanismos que controlan la transpiración son relativamente más complejos que los que intervienen en la evaporación. El agua, junto con algunos nutrientes disueltos, es conducida en el suelo, absorbida por las raíces y transportada a través del sistema vascular de las plantas hasta las hojas, donde se produce el cambio de estado en los espacios intercelulares. El vapor sale de la planta hacia la atmósfera a través de los estomas. Estos son pequeñas aberturas en la epidermis foliar que conectan a una cavidad, denominada "cavidad estomática", y a través de ellos el vapor de

agua y otros gases fluyen entre la planta y la atmósfera. Su apertura o cierre es controlado por el comportamiento hidráulico de las células guardas, que actúan como válvulas en respuesta a la luz, la temperatura y la demanda de transpiración o cuando la disponibilidad de agua en el suelo se torna limitante (Monteith, 1981; 1995). Dado que regulan también el intercambio de CO₂, bajo condiciones diurnas los estomas actúan de modo tal que se mantiene un cierto equilibrio entre transpiración, respiración y fotosíntesis, permitiendo minimizar la pérdida de agua para una tasa dada de absorción de CO₂ (Jones, 1998; Sperry, 2000).

Casi toda el agua absorbida por las raíces se pierde mediante la transpiración. Cada día, una planta en activo crecimiento absorbe del suelo entre 5 y 10 veces más agua que la que la propia planta contiene. La transpiración diaria resulta entre 1 y 2 órdenes de magnitud mayor que la cantidad de agua necesaria para los procesos fisiológicos de división y crecimiento celular, y entre 2 y 3 órdenes de magnitud mayor que la necesaria para la fotosíntesis (Rosenberg y otros, 1983; Ehlers y Goss, 2003). El efecto físico más importante de la transpiración es el enfriamiento de la superficie transpirante. Debido a la gran cantidad de energía en forma de calor latente que se necesita para que se produzca el cambio de estado, resulta un mecanismo muy eficiente de disipación de calor.

La partición entre evaporación y transpiración de una superficie cultivada está determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega efectivamente a la superficie del suelo, luego de atravesar la cubierta vegetal (Ritchie, 1972; Tanner y Jury, 1976; Persaud y Khosla, 1999). Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo, a medida que éste proyecta cada vez más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del cultivo, desde el momento de la siembra y hasta que aparecen las primeras hojas, casi el 100% de la ET ocurre en forma de evaporación directa del suelo. A medida que avanza el ciclo del cultivo, la transpiración se convierte en el proceso principal. Finalmente, cuando este cubre totalmente el suelo, alrededor del 90% de la ET se debe a transpiración (Villalobos y Fereres, 1990; Jara y otros, 1998; Allen y otros, 2006).

2.1.1. Importancia para el clima y su modelado

La dependencia entre la circulación atmosférica en todas las escalas y las condiciones de borde impuestas por la superficie terrestre han sido ampliamente documentadas. La inclusión de estas en los modelos del sistema climático ha avanzado mucho en realismo y complejidad desde que fueran introducidos por Manabe (1969). Shukla y Mintz (1982) analizaron la influencia de la ET en el clima del planeta, a partir de un estudio de sensibilidad con un modelo de circulación general (MCG). Concluyeron que la humedad en el suelo disponible para el proceso de ET es una condición necesaria para las precipitaciones de verano en latitudes extratropicales. Señalaron que, debido a ello, los sistemas de predicción deberían incluir el monitoreo de la humedad del suelo y la ET.

Las condiciones de la superficie terrestre se retroalimentan con las de la atmósfera (en particular con la precipitación) a través de la partición de la energía disponible o radiación neta entre los flujos de calor latente y sensible (Pitman, 2003; Lawrence y otros, 2007; Sorensson y Menéndez, 2011). Una de las funciones principales de los esquemas que representan la superficie terrestre en los MCGs es simular esa partición. Hasta no hace mucho tiempo, las parametrizaciones de la superficie han estado basadas en el esquema denominado "big leaf" (Deardorff, 1978; Monteith, 1981). Esto implica una extrapolación del modelo micrometeorológico de balance energético y de masa para una hoja, representando la cobertura vegetal en cada retículo de la grilla del modelo como si esta fuera una superficie homogénea cubierta por una gran hoja que interactúa con la capa límite atmosférica a través de flujos de cantidad de movimiento, calor sensible y calor latente. Sin embargo, en la escala de la resolución espacial de los MCGs, la superficie terrestre sobre áreas continentales suele ser muy heterogénea.

En un intento por resolver este problema, se han desarrollado algunos esquemas de transferencia de propiedades en el sistema suelo-vegetaciónatmósfera para usar en MCGs, tanto para la predicción numérica del tiempo como para proyecciones a muy largo plazo en escenarios de cambio climático (Sellers y otros, 1986; Dickinson y otros, 1986, 2006; Dolman, 1993; Chen y otros, 1995; van den Hurk y otros, 2000; Lawrence y otros, 2007). Estos

9

esquemas incluyen procesos tales como la intercepción de radiación y de lluvia por la vegetación, fotosíntesis y partición de ET entre evaporación del suelo, evaporación de agua interceptada por la vegetación y transpiración, entre otros. Todos ellos, a su vez, dependientes de parámetros de la superficie como albedo, fracción de suelo cubierto, índice de área foliar, longitud de rugosidad, tipo de suelo y profundidad de raíces. La intercomparación de diferentes esquemas de parametrización de la superficie realizada por Pitman y otros (1999) proporcionó evidencias de que la vegetación y otras propiedades de la superficie pueden afectar directamente a la capa límite atmosférica.

Como ya se mencionó anteriormente, la componente de transpiración suele ser mucho mayor que la evaporación directa del suelo; esto se cumple tanto en sistemas naturales (bosques, sabanas, praderas) como cultivados. O sea que la mayor proporción del agua que interviene en el proceso de ET es extraída del suelo por las raíces de las plantas, desde profundidades que varían desde algunos centímetros hasta varias decenas de metros, dependiendo del tipo de vegetación. Una de las funciones clave de las raíces es su capacidad para conectar el suelo, donde residen el agua y los nutrientes, con los órganos y tejidos de la planta, donde se usan estos recursos. La acción de las raíces de las plantas sobre el reservorio de agua en el suelo equilibra los excesos episódicos de suministro de agua de precipitación contra la más suavemente variable demanda atmosférica de ET (Feddes y otros, 2001). Esto adquiere gran importancia donde existe una marcada estacionalidad en la precipitación, ya que sólo la presencia de raíces muy profundas permite satisfacer la demanda de ET durante la estación seca (Kleidon y Heimann, 2000). Las primitivas parametrizaciones de la vegetación en MCGs ignoraban estos conceptos, y consideraban profundidades radiculares con valores típicos de 2 m (Dickinson y otros, 1986; Sellers y otros, 1986). La cuestión de la profundidad de raíces fue abordada por Kleidon y Heimann (2000), quienes aplicaron un método de optimización para determinar la profundidad de raíces en la Amazonia en función de la producción de materia seca por la vegetación. La simulación del clima realizada a partir de estas profundidades optimizadas produjo resultados más acordes con las observaciones, principalmente en la ET durante la estación seca. Como efectos indirectos, se obtuvieron mejoras en la simulación tanto del campo térmico (por efecto del enfriamiento de la superficie debido al aumento de la ET), como del transporte de humedad hacia la zona de convergencia intertropical.

Collini (2008) examinó los mecanismos de retroalimentación entre la humedad del suelo y la precipitación durante las etapas tempranas del monzón de Sudamérica, mediante un estudio de sensibilidad a las condiciones iniciales de humedad del suelo del modelo regional Eta. La reducción de la humedad del suelo se vio acompañada por un aumento del flujo de calor sensible y una reducción del flujo de calor latente (menor ET). Otros efectos observados fueron una modificación del balance de radiación, probablemente debido a cambios en la cubierta de nubes, con mayor pérdida de radiación de onda larga y menor ganancia de radiación de onda corta. La reducción de la humedad del suelo dio lugar también a cambios locales en la estructura de la capa límite (más profunda y seca) y en la estabilidad termodinámica (más estable). Además, la reducción de la ET tuvo un impacto regional, disminuyendo el transporte meridional de humedad en el jet de capas bajas.

Un estudio similar al anterior fue realizado por Sorensson y Menéndez (2011), quienes identificaron las zonas de mayor acoplamiento entre humedad de suelo, ET y precipitación en Sudamérica. Señalaron que el acoplamiento entre humedad de suelo y ET es mayor en zonas secas, mientras que en zonas húmedas prevalece el acoplamiento entre ET y precipitación. En la parte baja de la cuenca del Plata y en gran parte de la región pampeana, por ser una zona de transición entre climas secos y húmedos, se encuentra uno de los focos de mayor acoplamiento. Concluyeron que las condiciones iniciales de humedad del suelo proporcionan "memoria" a la previsibilidad del sistema climático y resultan más importantes que las condiciones atmosféricas iniciales a la hora de formular predicciones climáticas estacionales. En este contexto, adquiere importancia el proceso de ET, como mecanismo natural de transferencia de propiedades entre la superficie y la atmósfera.

2.1.2. Importancia agronómica

En sistemas de producción en secano, se ha establecido que hasta un 80% de la variabilidad de la producción agrícola se debe a la variabilidad de las condiciones meteorológicas (Hoogenboom, 2000). Estas, a su vez, son condicionantes del principal factor ambiental limitante para el crecimiento de las plantas: la disponibilidad de agua.

La productividad primaria de cualquier cultivo depende de la biomasa acumulada a lo largo del tiempo, producto de la asimilación de CO₂, el cual es tomado por las plantas desde la atmósfera al mismo tiempo en que el vapor de agua fluye en sentido inverso. Este intercambio gaseoso continuo es inevitable, ya que la epidermis de las plantas es permeable tanto al CO₂ como al vapor de agua (Ehlers y Goss, 2003). De esta manera, la transpiración y la fijación de CO₂ están directamente relacionadas, ya que ambos procesos son flujos de gases y tienen a la radiación solar como fuente de energía. Por ello, cuanta más energía absorbe un cultivo, más agua transpira y más CO₂ puede fijar (Dardanelli y otros, 2003).

La transpiración acumulada a lo largo del ciclo de un cultivo es determinante de la producción total de biomasa y del rendimiento final en granos. Por ello, conocer la cantidad de agua que un cultivo necesita para desarrollarse en condiciones potenciales, en sus diferentes fases fenológicas, es una información de gran utilidad en la planificación de la empresa agropecuaria. La elección de híbridos, cultivares y fechas de siembra óptimas en cada lugar se realiza analizando en forma conjunta esta información con la climática, de modo de lograr la mayor coincidencia temporal entre la oferta natural de agua y la demanda del cultivo (Della Maggiora y otros, 2002).

Deficiencias hídricas en diferentes subperíodos dentro del ciclo del cultivo pueden llevar a diferentes tasas de disminución de la producción de biomasa y del rendimiento final (Eck, 1986; Rhoads y Bennett, 1990; Andrade y Gardiol, 1994, Otegui y otros, 1995; Zegada-Lizarazu y otros, 2012). El conocimiento acerca de la susceptibilidad de un cultivo a las deficiencias hídricas a lo largo de su ciclo permite desarrollar o ajustar modelos de producción o rendimiento (Hoogenboom, 2000; Stöckle y otros, 2003), cuyos resultados se aplican, a su vez, como variables de entrada de modelos económicos.

Varios autores (Rosenberg y otros, 1983; Steduto y Hsiao, 1998; Kirkham, 2005) atribuyen al investigador C.T. de Wit el haber realizado, durante la década de 1950, una de las primeras aproximaciones analíticas a la relación entre rendimiento y uso del agua. Según esta aproximación, la producción total

de materia seca (Y_d) y la transpiración acumulada (T_t) durante el ciclo de un cultivo están relacionadas por la expresión:

$$\frac{Y_d}{T_t} = \frac{m}{\overline{E_0}} \tag{2.1}$$

donde $\overline{E_0}$ es la evaporación media diaria de una superficie libre de agua (promediada a lo largo del ciclo del cultivo) y *m* es una constante dependiente de la especie y, en una primera aproximación, independiente de la disponibilidad de nutrientes y agua en el suelo (siempre y cuando no hubiera una deficiencia nutricional seria o el suelo no se encontrase inundado, limitando la aireación). Por ejemplo, de Wit encontró que en las Grandes Planicies de los Estados Unidos el valor de *m* era de 55, 115 y 207 kg ha⁻¹ dia⁻¹ para alfalfa, trigo y sorgo, respectivamente (Kirkham, 2005). Para maíz, Stewart y otros (citado por Kirkham, 2005) determinaron en forma experimental valores de *m* entre 215 y 314 kg ha⁻¹ dia⁻¹ en distintas zonas de producción de los Estados Unidos.

Hoy en día, se halla más difundido el concepto de "eficiencia de uso del agua" (EUA), que representa la biomasa producida por unidad de agua consumida. La acumulación de biomasa puede expresarse como CO2 asimilado, biomasa total o rendimiento en grano, mientras que el agua consumida se puede expresar como evapotranspiración, transpiración o agua ingresada al sistema (precipitación + riego) (Dardanelli y otros, 2003). Dada la simultaneidad de los procesos de entrada neta de CO₂ y salida de vapor de agua en horas diurnas, es esperable que, cuando no exista ningún tipo de limitante, la tasa fotosintética sea proporcional a la tasa transpiratoria y que la relación entre ambas dé como resultado valores de EUA característicos de cada especie. Para el cultivo de maíz, Della Maggiora y otros (2002) citaron valores de EUA_q (cociente entre rendimiento en grano y ET) de entre 10 y 24 kg ha⁻¹ mm⁻¹, obtenidos en distintas partes del mundo, y de 18 kg ha⁻¹ mm⁻¹ para la localidad de Balcarce. En estudios más recientes, también en Balcarce, Nagore y otros (2014) analizaron la ET de hídridos de maíz lanzados en distintas épocas y reportaron valores de EUA_b (cociente entre biomasa aérea total y ET) de 44,6 kg ha⁻¹ mm⁻¹.

Uno de los principales limitantes ambientales de la EUA es el agua disponible en el suelo. En el sudeste de la provincia de Buenos Aires, cultivos experimentales de maíz sometidos a tratamientos de seguía sufrieron una caída del rendimiento de entre 20 y 40 kg ha⁻¹ por cada mm de reducción en la ET, correspondiendo las mayores disminuciones a casos de deficiencia hídrica severa concentrada alrededor de la fase de floración (Andrade y Sadras, 2002). Resultados similares fueron reportados por Nagore y otros (2012), quienes analizaron la relación rendimiento vs. ET para distintos híbridos de maíz en Balcarce. Obtuvieron pendientes de 20-21 kg ha⁻¹ mm⁻¹ cuando se consideró la ET acumulada durante todo el ciclo del cultivo, pero estas llegaron a 43-45 kg ha⁻¹ mm⁻¹ cuando se consideró sólo la ET acumulada durante el período crítico (definido por los autores como ±15 días alrededor de la fecha de floración). Por su parte, Hernández y otros (2015) obtuvieron una EUA_g de 23,7 kg ha⁻¹ mm⁻¹ en maíces bajo riego, mientras que esta cayó a cerca de 15 kg ha⁻¹ mm⁻¹ cuando se cultivó en condiciones de secano y la precipitación fue inferior a la mediana.

Grassini y otros (2009), mediante modelos de simulación, analizaron los rendimientos potenciales de maíz y su disminución en condiciones hídricas limitantes, para las condiciones climáticas del oeste de la región maicera de los Estados Unidos. Obtuvieron valores límites máximos para EUA_b y EUA_g de 54 y 37 kg ha⁻¹ mm⁻¹, respectivamente, que fueron confirmados en el mismo trabajo al contrastarlos con datos experimentales de distantes partes del mundo, y luego también por Zhang y otros (2014) en China.

La estrecha relación existente entre el consumo de agua y el rendimiento pone en evidencia la necesidad de monitorear permanentemente la ET, ya sea mediante la medición directa o la determinación indirecta a partir de alguna de las metodologías disponibles.

2.1.3. Evolución histórica del conocimiento

Según Monteith (1981), las primeras evidencias del interés por entender el fenómeno de la evaporación se remontan a la Antigua Grecia del siglo IV a.C., cuando Aristóteles, en su célebre tratado "Meteorologica", especuló sobre las posibles causas de la evaporación natural del agua. Pasaron luego 2 mil años hasta que Descartes, en su tratado "Meteoros" de 1637, arriesgara una explicación fuera de las teorías de Aristóteles. Más allá de su contenido, la importancia de los escritos de Descartes radica en que a partir de sus teorías la experimentación se tornó esencial para las investigaciones (Sediyama, 1996).

La etapa experimental resultó en diversas hipótesis y modelos teóricos para explicar el fenómeno de la evaporación. La primer contribución de la ciencia a la física de la evaporación se debe a Edmund Halley, quien en 1687 publicó en Philosophical Transactions of the Royal Society un trabajo titulado "An estimate of the quantity of vapour raised out of the sea by the warmth of the Sun". En él, Halley escribió: "La cantidad de vapor contenido en el aire parece ser considerable, esto resulta evidente por las grandes lluvias que a veces observamos caer; pero en qué proporción ese vapor asciende, no ha sido, hasta lo que sé, nunca bien estudiado, siendo éste uno de los ingredientes más necesarios para el desarrollo de la meteorología". El experimento de Halley consistió en colocar agua en un recipiente de 4 pulgadas de profundidad y 8 de diámetro, ventilado y calentado con carbón incandescente hasta que la temperatura alcanzara "la de los más calurosos veranos" ingleses. Por diferencia de peso, calculó la tasa de evaporación (aproximadamente 2,5 mm cada 12 horas), que hoy parece correcta para un verano británico. Halley estaba advertido de la importancia de la advección, pues señaló que "los vientos sobre las superficies de agua hacen evaporar, a veces, más rápido que el calentamiento del Sol". Sin embargo, cometió el error de no tener en cuenta a la advección al intentar extrapolar el resultado de su experimento para estimar la evaporación del mar Mediterráneo.

Los avances durante el siglo siguiente fueron lentos. Stanhill (2002) ilustra los problemas encontrados con el uso de evaporímetros citando un trabajo publicado por Cotte en 1781, en el que luego de comparar algunos de ellos concluyó que *"los experimentos para determinar la influencia de las dimensiones del recipiente sobre la tasa de evaporación muestran que hay tanta variación en los resultados como en la forma de los recipientes utilizados"*.

El progreso subsiguiente en la teoría de la evaporación vino de diferentes direcciones, pero principalmente de la mecánica de fluidos y, en particular, del estudio del transporte en flujos turbulentos. Distintas revisiones históricas

(Thornthwaite y Holzman, 1942; Penman, 1947; Brutsaert, 1982; Rosenberg y otros, 1983; Sediyama, 1996; Cain, 1998) coinciden en mencionar un ensayo publicado por John Dalton en 1802, titulado "On evaporation", en el que proponía el más simple modelo de transporte de masa. En éste se consideraba que el movimiento de vapor de agua ocurre siguiendo un gradiente de presión de vapor entre dos puntos (el primero de ellos justo sobre la superficie de agua, donde la presión de vapor se asumía igual a la presión de vapor de equilibrio correspondiente a la temperatura de la superficie del agua) y es regulado por un coeficiente de transporte, dependiente de la intensidad del viento y de la rugosidad de la superficie. Esto puede resumirse en la siguiente expresión:

$$E = C(e_s - e_a) \tag{2.2}$$

donde *E* es la evaporación, *C* el coeficiente de transporte (determinado en forma empírica), e_s la presión de vapor en la superficie y e_a la presión de vapor del aire en algún punto sobre la superficie. Distintas versiones de la ecuación de Dalton han sido ampliamente utilizadas debido a su relativamente simple requisito de datos, aunque los resultados obtenidos pueden estar ampliamente influenciados si existen errores en los datos de entrada (Rosenberg y otros, 1983).

Los trabajos de Adolf Fick, en 1855, significaron una nueva contribución para el entendimiento del transporte de masa en los fluidos, al concluir que el flujo específico local de una mezcla de fluidos es el resultado de la acción molecular y proporcional al gradiente de su concentración. El modelo propuesto por Fick es contemporáneo y análogo con el modelo de Fourier de propagación del calor en sólidos y la ley de Ohm de propagación de la electricidad en un conductor.

La crónica de Monteith (1981) ubica el siguiente hito en 1867, cuando George J. Symons, en un trabajo titulado "Evaporators and evaporation", se refirió a la evaporación como *"la rama más difícil de la difícil ciencia de la meteorología"*. Una de las razones que esgrimió para respaldar esta frase fue la falta de técnicas convincentes para medir la evaporación desde superficies naturales. Hacía casi un siglo que se utilizaban distintos tipos de recipientes para medir la evaporación de superficies de agua y los meteorólogos aun continuaban compitiendo por quién diseñaba el artefacto más ingenioso. Symons puso fin a la disputa al diseñar el tanque de evaporación que hoy se conoce como "tanque tipo H", también llamado "tanque de Symons".

En el aspecto teórico, otro paso importante fue dado por Osborne Reynolds, quien en 1874 y en el contexto del desarrollo de su ecuación de transferencia del calor, justificó la semejanza en los mecanismos de transporte de calor y de cantidad de movimiento en flujos turbulentos, analogía que se extiende también a los gases. Eso condujo a la descripción del gradiente vertical de la velocidad del viento sobre la superficie terrestre como principio de la transferencia de cantidad de movimiento y de otras propiedades del aire en movimiento, reconociendo también al transporte de vapor como resultado de flujos turbulentos.

Pero medio siglo después seguía sin saberse prácticamente nada de la física de la evaporación natural. Tal es así que en 1926, Sir Napier Shaw (citado por Monteith, 1981) al publicar su Manual de Meteorología, escribió: *"La evaporación no ha alcanzado aun su propia posición en la discusión de los procesos físicos de la secuencia del tiempo, parcialmente porque esos procesos no han sido aun cuantitativamente explorados y parcialmente también porque la mayor parte de la evaporación tiene lugar en una forma totalmente descontrolada, en una escala tan vasta que hace insignificante cualquier cosa que pueda ser medida en un recipiente".*

Una aproximación diferente al problema de determinar la evaporación de lagos y otros cuerpos de agua fue realizada Ángstrom (1920), quien postuló que debe haber un balance de energía entre la insolación absorbida por un cuerpo de agua y los intercambios de energía debidos a la radiación emitida, la convección (calor sensible), la conducción y el calor latente de evaporación. Esto es,

$$R_n + S + H + \lambda E = 0 \tag{2.3}$$

donde R_n es la radiación neta, S es el calor transmitido por conducción, H el flujo de calor sensible y λE el flujo de calor latente. La evaporación se podría determinar conociendo cada uno de los demás componentes de este balance. En su trabajo, no sólo describió una fundamentada metodología para estimar las componentes del balance de energía, sino que dejó asentadas cuáles deberían ser las líneas futuras de investigación para clarificar algunas

cuestiones, principalmente las relacionadas con la dependencia mutua entre las componentes del balance, y en qué aspectos era necesario reforzar la observación.

Poco tiempo después, Bowen (1926), basado también en el balance de energía, postuló que la energía disponible en una superficie de agua se transforma en calor sensible y calor latente, y que la partición entre ambas puede ser determinada a partir de los gradientes verticales de temperatura y humedad. Definió lo que hoy se conoce como "relación de Bowen" (β):

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{K_h}{K_w} \frac{\partial T/\partial z}{\partial e/\partial z}$$
(2.4)

donde K_h y K_w son los coeficientes de transporte turbulento para el calor y para el vapor de agua, respectivamente, y γ es la constante psicrométrica. Esta relación es generalmente simplificada asumiendo que K_h y K_w son iguales y que el cociente $\frac{\partial T/\partial z}{\partial e/\partial z}$ se puede aproximar considerando las diferencias de temperatura y presión de vapor en dos niveles sobre la superficie evaporante (Rosenberg y otros, 1983). De este modo, la relación de Bowen (2.4) se simplifica a:

$$\beta \cong \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \tag{2.5}$$

Considerando la forma simplificada y postulada por Ángstrom del balance de energía (2.3), y al reemplazar $H = \beta . \lambda E$ y luego despejar λE queda:

$$\lambda E = -\left(\frac{R_n + S}{1 + \beta}\right) = -\left\lfloor\frac{R_n + S}{1 + \gamma\frac{\Delta T}{\Delta e}}\right\rfloor$$
(2.6)

La ecuación (2.6) se conoce con el nombre de método BREB (Bowen Ratio- Energy Balance) y es otra de las más utilizadas para estimar la evaporación desde un cuerpo de agua o la ET si el balance de energía se aplica sobre una cubierta vegetal.

Paralelamente a estos trabajos basados en el balance de energía, en la década de 1920 se produjeron grandes progresos en el tratamiento teórico del

mecanismo de transporte turbulento, donde sobresalieron los trabajos de Taylor, Richardson, Prandtl y von Kármán. A partir de entonces, se multiplicaron los intentos de representar matemáticamente la evaporación siguiendo la línea trazada por Dalton y Fick e incorporando los nuevos conocimientos de la teoría del transporte turbulento. Entre ellos, Thornthwaite y Holzman (1942) estimaron la evaporación de distintas superficies midiendo el gradiente vertical de presión de vapor y determinando un coeficiente de transporte turbulento a partir del perfil de viento.

En el año 1948 se inicia una nueva era en el estudio de la teoría de la evaporación y evapotranspiración, principalmente debido a los trabajos publicados por dos investigadores, que tuvieron un impacto profundo y duradero en la climatología, la agricultura y la hidrología. En el artículo de Warren Thornthwaite titulado "An approach towards a rational classification of climate" (Thornthwaite, 1948) aparece mencionado, quizás por primera vez, el término "evapotranspiración", definido como la combinación de la evaporación directa de agua de una superficie húmeda y la transpiración de las plantas. En el otro artículo, escrito por Howard Penman y titulado "Natural evaporation from open water, bare soil, and grass" (Penman, 1948), fueron conjuntamente considerados los aspectos termodinámicos y aerodinámicos de la evaporación. Este último se ha convertido en uno de los mayores clásicos de la micrometeorología.

En cuanto a las investigaciones de Thornthwaite, su preocupación principal era identificar las causas que definen las diferencias regionales del clima. Consideraba que los elementos climáticos que se observaban en las estaciones meteorológicas no alcanzaban para caracterizar al clima. Según él, el elemento faltante en la lista de variables observadas era, precisamente, la ET. Con respecto a esto, escribió: *"conocemos razonablemente bien cómo la lluvia varía de un lugar a otro, a lo largo del año o de un año a otro, pero no podemos decir si un clima es húmedo o seco conociendo sólo la precipitación. Debemos saber si la precipitación es mayor o menor que el agua necesaria para la evaporación y la transpiración"* (Thornthwaite, 1948). En definitiva, lo que Thornthwaite buscaba era explicar los diferentes tipos de climas a partir de las variaciones estacionales del balance de agua del suelo, considerando la evolución conjunta de la precipitación y la demanda atmosférica de vapor.

Thornthwaite reconocía que la ET, si bien es un proceso físico, está sujeta a un control biológico y debía ser estudiada con métodos más emparentados con la fisiología vegetal, que no resultaban familiares para los meteorólogos. A pesar de los conocimientos teóricos evidenciados en sus trabajos, su objetivo primordial era la clasificación climática, por lo que apuntó a la simplicidad, principalmente porque necesitaba extender sus estudios a todo el mundo. Por ello buscó una forma alternativa de estimar la ET potencial en función de factores climáticos cuyos datos fueran abundantes. Así, su ecuación era apenas una propuesta de estimación de la ET potencial mensual en función de un índice térmico anual, dependiente de la temperatura media del aire. El propio Thornthwaite comentó en su artículo que el desarrollo matemático estaba bastante lejos de ser satisfactorio, que era una ecuación genérica y empírica y que estaba completamente fuera de los patrones de la elegancia matemática (Thornthwaite, 1948). Sin embargo, esta frase fue ignorada por muchos, que vieron en esta fórmula un método conveniente para estimar la ET potencial, sin tener en cuenta que las tasas de evaporación podían ser severamente subestimadas en climas secos (Sediyama, 1996).

Penman, en cambio, orientó sus investigaciones hacia los procesos físicos involucrados en la evaporación. Formuló una estimación de la tasa de evaporación de la superficie de un cuerpo de agua, de un suelo húmedo o de la vegetación, a partir de las variables climáticas relevantes: radiación, temperatura, humedad y viento, según la siguiente ecuación:

$$ET = \frac{\Delta R_n + \gamma f(u) D_{PV}}{\Delta + \gamma}$$
(2.7)

donde Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de equilibrio (en el punto correspondiente la temperatura del aire), D_{PV} es el déficit de presión de vapor y f(u) es una función empírica del viento.

Este método fue el primero en considerar conjuntamente los aspectos energéticos y termodinámicos del proceso de evaporación, o sea, a la radiación como fuente de energía y al transporte turbulento como medio para remover el vapor de la superficie evapotranspirante y dispersarlo en la atmósfera. La fórmula propuesta por Penman fue rápidamente adoptada por hidrólogos e ingenieros en irrigación, pero los meteorólogos fueron más cautos. Criticaron algunas cuestiones experimentales y también el gran número de constantes empíricas necesarias para determinar la radiación neta, en una época en la que todavía no había instrumentos disponibles para medir esa variable.

Los desarrollos teóricos que llevaron a la formulación del modelo original de Penman (1948), junto con la extensión realizada años más tarde por Monteith (1965), conforman la base teórica del modelo que se aplicó en este trabajo, desarrollado en el Capítulo 4.

2.1.4. Definiciones

Debido a las dificultades que acarrea la medición directa de la ET, no sólo en relación al costo y complejidad de instalación y operación del instrumental, sino también por la escasa representatividad espacial de las mediciones, es que se encuentran ampliamente difundidas una gran variedad de metodologías de cálculo o modelos basados en otros elementos meteorológicos. El modelado de la ET requiere la definición conceptual de ciertas circunstancias, bajo las cuales el resultado obtenido mediante el modelo es válido. Esto significa que una o más variables atmosféricas son usadas para calcular la ET en alguna condición estándar, como medida de la demanda atmosférica en ausencia de controles o limitaciones impuestas desde la superficie. La profusión de estas medidas estándar y sus correspondientes fórmulas de cálculo han llevado a una situación confusa. Shuttleworth (1993) recomendó el uso de dos de esas medidas estándar: la ET potencial y la ET de referencia.

• Evapotranspiración potencial

El concepto de evapotranspiración potencial (ET_P) fue definido por Thornthwaite (1948) y originalmente aplicado para la clasificación de climas. La ET_P representa la máxima transferencia de vapor que sería posible bajo condiciones ideales de humedad de suelo y cobertura vegetal. En otras palabras, es una medida de cuánta agua transpirarían las plantas y se evaporaría del suelo si esta estuviera totalmente disponible, sin ningún tipo de limitación. El uso de la ET_P permite caracterizar el ambiente en términos de su poder evaporativo, o sea exclusivamente de la demanda de vapor de la atmósfera. Otra definición de ET_P, actualmente más aceptada, es la propuesta por Penman (1948), quien la definió como la cantidad de agua transferida a la atmósfera por unidad de tiempo, desde una superficie extensa cubierta con pasto corto de altura uniforme, que sombrea completamente la superficie del suelo y está bien provisto de agua.

• Evapotranspiración de referencia

La diversidad de interpretaciones asociadas al concepto de ET_P ha llevado a definir un nuevo término, la evapotranspiración del cultivo de referencia o, simplemente, evapotranspiración de referencia (ET₀). De ésta también existen distintas definiciones, pero la más aceptada es la formulada originalmente por Doorenbos y Pruitt (1977) y adoptada desde entonces por la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Esta dice que la ET₀ es la tasa de evapotranspiración que se produce desde "una superficie extendida, cubierta con pasto verde, de altura uniforme entre 8 y 15 cm, en activo crecimiento, que sombrea completamente el suelo y posee adecuada disponibilidad de agua". La consulta de expertos realizada por la FAO en 1990 condujo a dar más precisiones sobre el cultivo de referencia, definiéndolo como "un cultivo hipotético de pasto, con una altura de 0,12 m, con una resistencia superficial fija de 70 s m⁻¹ y un albedo de 0,23" (Allen y otros, 1994). Este valor de resistencia superficial implica un suelo moderadamente seco, que recibe riego con una frecuencia aproximada de una semana (Allen y otros, 2006).

Al igual que la ET_P, el concepto de ET₀ se introdujo para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de manejo. El relacionar la ET a una superficie con una cobertura específica permite disponer de una referencia con la cual se puede comparar la ET de otras superficies, con otro tipo de cobertura (Allen y otros, 2006). Además, se pueden comparar valores de ET₀ estimados en diferentes localidades o en diferentes épocas del año, debido a que se hace referencia siempre a la misma superficie hipotética. Los únicos factores que la afectan son los elementos climáticos, por lo tanto, y al igual que la ET_P, la ET₀ es también una variable climática que expresa el poder evaporante de la atmósfera en una localidad y época del año específicas. Wallace (1995)

22

recopiló algunos ejemplos de modelos y fórmulas para estimar ET_P y ET₀, abarcando un amplio rango, desde los más simples y mayormente empíricos hasta los más complejos basados en principios físicos.

• Evapotranspiración máxima de cultivo

El consumo real de agua de un cultivo creciendo a campo suele diferir del que se obtendría bajo las condiciones hipotéticas supuestas en las definiciones de ET_P y ET₀. Los requerimientos de agua óptimos para el desarrollo de los cultivos varían de especie en especie y con el estado de desarrollo de las plantas. Esto llevó a definir la evapotranspiración máxima del cultivo (ET_M), como aquella que ocurriría en cada cultivo en particular bajo condiciones estándar, esto es cuando se encuentra libre de enfermedades, con buena fertilización, creciendo en parcelas amplias y bajo óptimas condiciones de suelo y agua. Estas condiciones le permitirían alcanzar la máxima producción de acuerdo a las características climáticas del lugar (Allen y otros, 2006). La ET_M depende principalmente de tres factores: la demanda atmosférica, la especie y variedad cultivada y su fase de desarrollo.

Las diferencias en las propiedades aerodinámicas de las hojas (tamaño, forma y disposición), su anatomía, albedo, densidad de plantas y grado de cobertura de la superficie ocasionan que, aun bajo las mismas condiciones climáticas, la ET_M difiera de la ET_0 . La relación ET_M/ET_0 puede ser determinada experimentalmente para diferentes cultivos y es conocida con el nombre de coeficiente del cultivo (K_C) (Doorenbos y Pruitt, 1977). Debido a variaciones en las características del cultivo a lo largo de su ciclo de vida, el K_C cambia desde la siembra hasta la cosecha: tiene valores bajos durante los primeros estadios, alcanza un valor máximo cuando el cultivo está en su máximo desarrollo vegetativo, y luego decrece a medida que el cultivo madura y las plantas mueren. El K_C puede alcanzar valores mayores a la unidad en cultivos altos y con follaje denso. En Balcarce, Della Maggiora y otros (2002) reportaron K_C máximos de 1,08 en soja, 1,24 en maíz y 1,32 en girasol. Una vez conocida su evolución temporal, el K_C permite relacionar de manera empírica y a cada momento la ET_M con la ET_0 , tal que

$$ET_M = K_C ET_0 \tag{2.8}$$

Como se mencionó anteriormente, este método fue desarrollado para determinar las necesidades de agua de cada cultivo, que permitirían obtener rendimientos óptimos o potenciales. El cálculo periódico de la diferencia entre la ET_M y la precipitación acumulados al cabo de cierto tiempo da como resultado la lámina de agua de riego que se necesitaría aplicar para lograr el rendimiento potencial (Doorenbos y Pruitt, 1977; Allen y otros, 2006).

• Evapotranspiración real

En la mayoría de los casos, los cultivos a campo crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las óptimas. En tales circunstancias, el consumo de agua real puede desviarse de la ET_M debido a distintos condicionantes, como pueden ser: contenido de humedad subóptimo en el suelo, baja fertilidad, elevada salinidad, anegamiento, plagas, enfermedades, compactación del suelo o la presencia de horizontes duros o impenetrables en la zona radicular. Esto puede resultar en un reducido crecimiento y menor grado de cobertura y así hacer decaer la tasa de ET por debajo de los valores máximos u óptimos. Se define entonces la evapotranspiración actual o evapotranspiración real del cultivo (ET_R), como la cantidad real de agua transferida hacia la atmósfera desde el suelo y las plantas, por unidad de área y unidad de tiempo. La ET_R depende de las condiciones meteorológicas, de las características propias del cultivo, de la disponibilidad de agua en el suelo y de la presencia circunstancial de cualquier otro factor que pueda actuar como condicionante del normal crecimiento y/o desarrollo de las plantas.

En el caso particular en que el limitante para el desarrollo del cultivo sea la disminución del contenido de agua en el suelo, la ET_R se verá reducida con respecto a la ET_M porque al secarse el suelo disminuyen su conductividad hidráulica y la diferencia de energía potencial entre el suelo y las raíces, reduciendo la tasa de absorción de agua por las plantas (Gardner, 1960; Denmead y Shaw, 1962; van Genutchen, 1980; Saxton y otros, 1986). Cuando la energía potencial del agua en el suelo cae por debajo de cierto valor umbral, se dice que el cultivo se encuentra estresado. Doorenbos y Pruitt (1977) incorporaron los efectos del estrés hídrico en la ET_R al multiplicar la ET_M por un coeficiente de estrés hídrico (K_S),

$$ET_R = K_S ET_M \tag{2.9}$$

El coeficiente K_S permite representar el efecto del estrés hídrico en la transpiración del cultivo. El K_S alcanza siempre valores menores o iguales a la unidad, siendo igual a 1 sólo cuando no existen limitaciones de disponibilidad de agua en el suelo.

Pese a su amplia difusión, los coeficientes de cultivo y de estrés hídrico están bastante lejos de ser constantes fisiológicas universales, tal como muchas veces se asume. Pero en la práctica simplifican una mezcla compleja de propiedades del cultivo, del suelo y del clima en el cual fueron derivadas (Wallace, 1995). Esta es sólo una de la multiplicidad de metodologías desarrolladas para cuantificar la ET_R. Una buena síntesis fue realizada por Rana y Katerji (2000), quienes describieron diez modelos diferentes y los clasificaron de acuerdo a su uso y fundamentos.

2.1.5. Métodos de cuantificación

Existen numerosos métodos para cuantificar la ET. Una primera clasificación permite definir dos grandes grupos: los métodos directos o de medición y los indirectos o de estimación. Los métodos de medición directa como lisímetros o evapotranspirómetros (WMO, 2010) tienen como principal limitación su alto costo, el cual restringe su uso, pero resultan de gran utilidad para la calibración y desarrollo de modelos de ET.

Los métodos indirectos se pueden subdividir o clasificar de acuerdo a diferentes criterios. Hatfield (1990) distinguió entre modelos empíricos y modelos de simulación, mientras que Rosemberg y otros (1983) los clasificaron según su fundamentación entre métodos hidrológicos, climáticos y micrometeorológicos. La clasificación de Brutsaert (1982) distingue los métodos de estimación entre aquellos basados en el balance de masa, en el balance de energía, en los perfiles medios verticales de las variables en la capa límite, y en las fluctuaciones turbulentas de esas mismas variables.

A continuación se describen algunos de los métodos de estimación más difundidos, más allá de cualquier tipo de clasificación.

Balance hídrico

Los cambios en el contenido de agua almacenada en un volumen de suelo pueden cuantificarse mediante un balance entre el agua ingresada por precipitación y riego y el agua que se pierde por evapotranspiración, drenaje hacia capas más profundas y escurrimiento superficial. De esta manera, la ET se puede calcular si se cuenta con mediciones precisas de todos los demás términos del balance (Hatfield, 1990) y despreciando los flujos horizontales de humedad en el suelo.

En estudios de campo, este método de balance se simplifica y se emplea el llamado método de variación de agua del suelo (Jensen, 1973). El método consiste en observar los cambios en el contenido de agua del suelo en un período de tiempo (preferentemente entre 1 y 10 días), dentro de la profundidad efectiva de raíces. Una forma de cuantificar las variaciones de agua en el suelo es por medio de muestreos sucesivos del suelo a distintas profundidades y la determinación de la humedad por el método gravimétrico (Gardner, 1986). En las últimas décadas, este procedimiento ha sido reemplazado por la medición indirecta del contenido de agua del suelo mediante sonda de neutrones (Bell, 1987), excepto para la evaluación de agua del suelo cerca de la superficie, en los primeros 10 a 20 cm, donde el método de dispersión de neutrones produce importantes errores.

• Método de evaporación de tanque

Los tanques de evaporación han sido ampliamente utilizados, tanto para la determinación directa de la evaporación diaria desde una superficie libre de agua, como para estimar el uso de agua por la vegetación (Howell y otros, 1983). Su amplia difusión estuvo sustentada en razones de simplicidad de instalación, uso y mantenimiento y en su bajo costo (Stanhill, 2002).

Los tanques de evaporación proveen una medida integrada de los efectos de la radiación, el viento, la temperatura y la humedad sobre la evaporación de una superficie libre de agua. De manera semejante, las plantas responden a las mismas variables, pero muchos factores pueden producir diferencias en la pérdida de agua. Algunos estudios han sugerido el uso de los datos de evaporación de tanque para estimar la ET₀, empleando una simple relación proporcional a través de un coeficiente de tanque de tipo empírico (Jensen, 1973). Recientemente, la Organización Meteorológica Mundial ha dejado de considerarlo como un instrumento de uso obligatorio en las estaciones

agrometeorológicas, recomendando el uso de métodos de estimación empíricos (WMO, 2010).

<u>Métodos empíricos</u>

Estos métodos permiten obtener estimaciones de la ET_P o ET_0 a partir de relaciones que se pueden emplear con datos meteorológicos de observaciones de rutina. Dichas relaciones incluyen coeficientes empíricos, los que representan la parametrización de las variables no consideradas en el modelo y que influyen en el proceso de ET.

Entre los métodos basados en la radiación se encuentra el conocido como Radiación-FAO (Doorenbos y Pruitt, 1977), que utiliza la radiación global y la temperatura como variables observadas y un factor de ajuste que depende de las características medias de la humedad relativa y de la velocidad del viento. Un método similar al de Radiación-FAO es el de Priestley y Taylor (1972), en el cual se utiliza la radiación neta en reemplazo de la radiación global e incluye un coeficiente empírico que debe ser calibrado en cada lugar.

Por razones de disponibilidad de datos, los métodos más difundidos son los que utilizan la temperatura del aire. Dentro de los métodos de este tipo se encuentra el de Thornthwaite (1948), quien mediante correlaciones obtuvo una relación empírica entre la temperatura media mensual del aire y la ET_P determinada a partir de estudios de balance de agua. Otro método que emplea temperatura para estimar ET_P es el de Blaney y Criddle (1950), cuyo supuesto básico es que la ET_P está directamente relacionada con la temperatura media anual. Este es un método muy utilizado para calcular el uso consuntivo de agua por parte de los cultivos. Doorenbos y Pruitt (1977) propusieron una corrección a este método, en base a un factor de ajuste dependiente de la humedad relativa, la heliofanía y la velocidad del viento.

<u>Métodos micrometeorológicos</u>

Los métodos micrometeorológicos presentan como ventaja que permiten estimar la evapotranspiración real, tomando como referencia la partición energética en la interfase suelo-atmósfera. Tal como lo planteó Ángstrom (1920), la radiación neta en la superficie se divide en tres componentes principales: el flujo de calor en el suelo, el flujo vertical de calor sensible y el flujo vertical de calor latente. El primero de ellos, se produce por difusión molecular, los otros dos son el resultado de la difusión turbulenta en la capa límite de superficie, donde los flujos turbulentos verticales no cambian apreciablemente con la altura (Monteith y Unsworth, 2008).

Entre los métodos micrometeorológicos se encuentran el método de balance de energía de Bowen (1926), los métodos de transporte de masa derivados de la formulación propuesta en 1820 por Dalton (algunos de ellos citados por Rosenberg y otros, 1983) y el método aerodinámico de Thornthwaite y Holzman (1942). Los métodos aerodinámicos también son llamados "flujo-gradiente", ya que relacionan los flujos verticales (en este caso el de vapor de agua) con el gradiente vertical de humedad y tienen en cuenta, además, el perfil del viento. También es posible incorporar factores de corrección según las condiciones de estabilidad (Businger y otros, 1971; Dyer, 1974). Estos métodos requieren de observaciones precisas de velocidad de viento y humedad específica o presión de vapor en distintos niveles sobre la superficie, como así también mediciones de temperatura para permitir la corrección por estabilidad (Rosemberg y otros, 1983).

Los métodos micrometeorológicos combinados son aquéllos en los que se utiliza más de uno de los métodos mencionados más arriba para arribar a la estimación de ET. Dado que para que se produzca la ET se requiere de energía y de un mecanismo para remover el vapor de agua, ambos requisitos pueden ser combinados en modelos físico-matemáticos. El método de Penman (1948) es un caso de este tipo de modelos que involucra una combinación de aproximaciones teóricas y empíricas, en el que se incluye un término de energía (dependiente de la radiación) y otro aerodinámico (en función del viento y la humedad). Numerosas modificaciones se han realizado para ampliar su espectro de aplicaciones, una de estas es la ecuación combinada de Penman-Monteith (Monteith, 1965), uno de los modelos de mayor aceptación para el cálculo de ET y recomendado por FAO para el cálculo de la ET₀ (Allen y otros, 2006). Los fundamentos físico-matemáticos del modelo de Penman-Monteith sientan la base teórica del modelo desarrollado en el presente trabajo de Tesis, y se explican en el apartado 2.2.
• Modelos de simulación suelo-planta-atmósfera

Estos modelos proveen un mecanismo para estimar la evapotranspiración real y separar la evaporación de agua del suelo y la transpiración de la planta, empleando una fuerte base física, con una mínima inclusión de coeficientes empíricos (Hatfield, 1990). Diversos modelos se han desarrollado y evaluado para una variedad de cultivos y condiciones. Ritchie (1972) propuso un método para calcular la tasa de ET diaria desde una superficie cultivada, separando los componentes de evaporación del suelo y la transpiración de las plantas. La E la calcula en dos fases: (1) "fase de tasa constante", en la cual la E está limitada solamente por el suministro de energía a la superficie, y (2) "fase de tasa decreciente", en la cual el movimiento de agua hacia la superficie depende de las propiedades hidráulicas del suelo. Van Bavel y Hillel (1976) combinaron el flujo de agua y de calor en un análisis teórico para estimar E desde un suelo desnudo. Brisson y otros (1992) desarrollaron un submodelo de balance de agua para utilizarlo con datos fácilmente disponibles con fines agrometeorológicos, que permite predecir el uso de agua, evaporación del suelo y transpiración del cultivo a través de la estación de crecimiento. Braud y otros (1995) desarrollaron un modelo forzado por las condiciones meteorológicas que considera la fracción de suelo cubierto y los balances de energía en el suelo desnudo y la vegetación, los transportes de calor y masa en el suelo y la absorción de agua por las raíces.

Modelos de este tipo conforman los módulos de superficie acoplados a los MCGs actualmente en uso para la predicción numérica del tiempo y escenarios climáticos. Una exhaustiva revisión de estos fue realizada por Seneviratne y otros (2010).

2.2. EL MODELO DE PENMAN-MONTEITH

El modelo de Penman-Monteith (P-M) se basa en el balance de energía sobre una superficie con cobertura vegetal uniforme y en la analogía entre los procesos de difusión en la atmósfera y la corriente eléctrica a través de un conductor (Monteith y Unsworth, 2008). Asume que la cubierta vegetal actúa como una única y gran hoja y que el intercambio de propiedades entre ésta y la atmósfera ocurre en una superficie imaginaria ubicada a la misma altura que el sumidero de cantidad de movimiento.

La capa límite sobre una cubierta vegetal tiene características turbulentas, como resultado de la continua fricción entre el viento y los elementos rugosos de la superficie. En consecuencia, cerca del suelo, magnitudes escalares como el calor y la masa son transportados por la turbulencia y pueden ser representados matemáticamente por ecuaciones de difusión similares a la de Dalton (*ec. 2.2*), con coeficientes de transporte que son representativos de la eficiencia de los torbellinos turbulentos para transportar propiedades. En definitiva, los flujos verticales de calor, humedad y otras propiedades están estrechamente relacionados al perfil de viento y al flujo de cantidad de movimiento.

El modelo de P-M introduce en la teoría de la ET el concepto de "resistencia" como elemento regulador de los flujos verticales de calor y de humedad. Al representar la partición de la energía disponible en una superficie húmeda, el flujo de calor sensible (*H*) puede expresarse en términos de la diferencia de temperatura entre la superficie y la atmósfera, en un nivel de referencia, y de una resistencia que se opone al flujo de calor. La superficie considerada es la de una cobertura vegetal, representada por una hoja de extensión infinita. De manera análoga, el flujo de calor latente (λET) se puede expresar en función de la diferencia de presión de vapor y su correspondiente resistencia:

$$H = \frac{\rho_a \, c_p (T_o - T_a)}{r_h} \tag{2.10}$$

$$\lambda ET = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{(e_o - e_a)}{r_v}$$
(2.11)

donde $\Box \rho_a$ es la densidad del aire, c_p la capacidad calorífica del aire a presión constante, T_o y T_a las temperaturas de la superficie y del aire en el nivel de referencia, e_o y e_a las correspondientes tensiones de vapor en los mismos niveles y r_h y r_v son las resistencias al flujo de calor y de vapor, respectivamente.

Si se considera que la presión de vapor del aire contiguo a la superficie de la vegetación se encuentra en equilibrio, e_o será la correspondiente presión de equilibrio a la temperatura T_o , $e_{s(To)}$, entonces:

$$e_o - e_a = e_{s(To)} - e_{s(Ta)} + e_{s(Ta)} - e_a = \Delta (T_o - T_a) + D_{PV}$$
(2.12)

donde Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de equilibrio calculada a una temperatura intermedia entre T_o y T_a , y D_{PV} es el déficit de presión de vapor a la altura de referencia.

Al reemplazar ($e_o - e_a$) en 2.11 por el resultado de 2.12, el flujo de vapor queda:

$$\lambda ET = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{\Delta (T_o - T_a)}{r_v} + \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{D_{PV}}{r_v}$$
(2.13)

A su vez, combinando la ecuación de flujo de calor (2.10) con la de balance de energía (2.3), la diferencia de temperatura se puede escribir como:

$$T_{o} - T_{a} = \frac{H \cdot r_{h}}{\rho_{a} c_{p}} = (R_{n} - G - \lambda ET) \frac{r_{h}}{\rho_{a} c_{p}}$$
(2.14)

Luego, reemplazando ($T_o - T_a$) en 2.13, se obtiene la expresión conocida como ecuación combinada de Penman-Monteith:

$$\lambda ET = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p D_{PV} / r_h}{\Delta + \gamma r_v / r_h}$$
(2.15)

Según Monteith y Unsworth (2008), r_h puede ser considerada como una resistencia aerodinámica al flujo de calor entre la superficie y el nivel de referencia. En cambio, sobre una cubierta vegetal, r_v tiene una componente aerodinánica y otra superficial, ya que la difusión de vapor desde los espacios intercelulares del interior de las hojas hacia la atmósfera se ve afectada no sólo por efectos aerodinámicos, sino también por factores fisiológicos.

Las resistencias aerodinámicas a los flujos de calor y vapor de agua pueden ser consideradas idénticas y dependientes del perfil de viento (Monteith, 1981; Allen y otros, 1989; Monteith y Unsworth, 2008). Por otro lado, la componente superficial está relacionada a la respuesta fisiológica ante diversos estímulos externos (temperatura y humedad del aire, radiación incidente, concentración de CO₂, humedad del suelo, etc.). La naturaleza y significancia de dichas relaciones han sido abordadas, entre otros, por Tardieu y Davies (1993), Monteith (1995), Jones (1998; 2007), Tardieu y Simonneau (1998) y Skaggs y otros (2006). Esta resistencia superficial actúa oponiéndose sólo al flujo de vapor de agua y su efecto se suma al de la resistencia aerodinámica al igual que dos resistencias conectadas en serie en un circuito eléctrico. En consecuencia, las resistencias en la ecuación de P-M (*2.15*) pueden escribirse como:

$$r_h = r_a \tag{2.16a}$$

$$r_v = r_a + r_c \tag{2.16b}$$

donde r_a es la resistencia aerodinámica y r_c la resistencia superficial de la cubierta vegetal.

Al incorporar este concepto sobre las resistencias a la ecuación de P-M, se convierte en una expresión general que brinda la base para el cálculo de la *ET* de una superficie cubierta con vegetación en forma homogénea, aplicable a todo tipo de cultivo y condición hídrica del suelo (Monteith, 1981). Las diferencias en las características aerodinámicas entre distintos tipos de coberturas vegetales (altura, disposición de las hojas, densidad, área foliar, etc.) pueden ser parametrizadas a través de r_a , mientras que r_c es la variable a tener cuenta para representar en este tipo de modelos las deficiencias de humedad en el suelo. La resolución temporal de las estimaciones dependerá de la frecuencia de observación de los datos necesarios para el cálculo.

En cultivos ralos, la teoría de P-M falla al no poder considerarse a la cubierta vegetal como una gran hoja con un único nivel fuente/sumidero de los flujos. En estos casos, las componentes de evaporación y transpiración pueden alcanzar valores similares (siempre y cuando la primera capa de suelo esté húmeda) y su importancia relativa variará significativamente a medida que el cultivo crezca. Para resolver esta cuestión, la teoría de P-M se ha extendido a modelos de dos capas, donde la capa superior representa a la vegetación y la inferior al suelo (Shuttleworth y Wallace, 1985; Dolman, 1993; Norman y otros, 1995; Gardiol y otros, 2003; Guan y Wilson, 2009). Los modelos de dos o más capas, al tener en cuenta la evaporación del suelo, resultan más apropiados

para estimar la ET en un rango más amplio de coberturas que la versión original de P-M.

2.3. EL AGUA EN EL SUELO

El suelo es un sistema heterogéneo conformado por las tres fases: sólida, líquida y gaseosa. La fase sólida está constituida por partículas minerales o de materia orgánica de diferentes tamaños. Esas partículas dejan espacios libres que circunstancialmente pueden estar ocupados por aire o por agua (Figura 2.1).

La relación fraccional entre el volumen ocupado por esos espacios libres y el volumen total de suelo se denomina "porosidad". La porosidad está estrechamente vinculada con la textura², y esta, a su vez, se relaciona con las capacidades con las que el agua pueda ser absorbida, retenida y conducida entre las partículas.

La humedad del suelo es una medida de la cantidad de agua que está presente ocupando esos poros, por unidad de masa o unidad de volumen de suelo. Ambas formas de expresar la humedad están relacionadas mediante la siguiente ecuación:

$$\theta = \omega \frac{\rho_s}{\rho_w} \tag{2.17}$$

donde θ es la humedad en volumen, ω la humedad en masa (también llamada humedad gravimétrica), ρ_s la densidad aparente del suelo y ρ_w la densidad del agua. La densidad aparente del suelo es la masa de sólidos por unidad de volumen de suelo y se caracteriza por tener un valor constante dentro de un amplio rango de humedades de suelo.

En muchos casos, resulta útil expresar el contenido de agua de un perfil de suelo en términos de profundidad de lámina de agua (LA), como el volumen de agua contenida hasta una determinada profundidad del suelo z, por unidad de superficie:

² La textura, en un medio granular como es el suelo, se refiere a la distribución de tamaño de partículas.

$$LA = \theta z = \omega z \frac{\rho_s}{\rho_w}$$
(2.18)

LA representa la profundidad equivalente que tendría la lámina de agua que se formaría al extraer toda el agua del suelo y depositarla sobre la unidad de superficie. La ventaja que tiene este índice es que se puede expresar en las mismas unidades (mm) que la precipitación y la evapotranspiración, por eso se lo utiliza para cuantificar el contenido de agua del suelo en cualquier balance hídrico de aplicación agrícola.

2.3.1. Constantes hídricas y agua útil

La humedad que un suelo puede absorber, retener y conducir puede ser cuantificada a través de sus constantes hídricas: la capacidad máxima (CM), la capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez permanente (PM).

La capacidad máxima, también llamada humedad de saturación, es la cantidad máxima de humedad que un suelo puede alojar cuando sus poros están totalmente saturados de agua. Una lluvia prolongada puede causar que el suelo se sature, pero al cabo de un tiempo una parte de la humedad (llamada agua gravitacional) drenará hacia capas más profundas por efecto de la gravedad.

La capacidad de campo es la humedad que efectivamente es retenida por adsorción y capilaridad entre las partículas del suelo, una vez que ha cesado el drenaje gravitacional. En la práctica, se suele determinar midiendo la humedad del suelo 2 días después de haberse saturado (Ehlers y Goss, 2003).

En el otro extremo de la escala hídrica se ubica el punto de marchitez permanente, definido como la humedad que es retenida por la adsorción ejercida por las partículas del suelo, con una fuerza tal que no puede ser extraída por las raíces de las plantas. CC y PM representan los límites superior e inferior, respectivamente, del agua disponible para las plantas o agua útil (AU) (Figura 2.2).

El agua útil se puede expresar en forma de cociente porcentual, indistintamente en función de θ o de *LA*, según la siguiente relación:

$$AU = \frac{\theta - \theta_{PM}}{\theta_{CC} - \theta_{PM}} \times 100 = \frac{LA - LA_{PM}}{LA_{CC} - LA_{PM}} \times 100$$
(2.19)

donde los subíndices *PM* y *CC* indican que los valores de humedad considerados son los correspondientes al punto de marchitez permanente y a la capacidad de campo, respectivamente.

Como se puede ver en la Figura 2.2, dos suelos de texturas diferentes pueden eventualmente contener la misma cantidad de agua, pero como uno la retiene con más fuerza que el otro, habrá menos agua que pueda ser extraída por las raíces de las plantas en aquel que tenga la textura más fina. Esto se debe a que el estado energético del agua es en realidad más importante que la cantidad de agua del suelo, ya que el movimiento del agua está regulado por su energía potencial.

2.3.2. Potencial de agua en el suelo

El agua en el suelo obedece a la tendencia universal de toda la materia en la naturaleza de moverse espontáneamente buscando un estado de equilibrio energético. El gradiente de energía potencial entre dos puntos impulsa al agua a fluir a través del suelo, desde donde su energía potencial es mayor hacia donde es menor.

Dado que lo que interesa no es la cantidad absoluta de energía potencial contenida en el agua, sino sus diferencias relativas a través del suelo, surgió el concepto de "potencial de agua del suelo" (ψ). Este expresa la energía potencial del agua en el suelo relativa a aquella del agua en un estado de referencia estándar. La Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo seleccionó como referencia una superficie libre de agua pura, a la misma temperatura que el agua del sistema considerado y a la presión atmosférica de 1 atm (Hillel, 1998).

El agua en el suelo está sujeta a un número de posibles fuerzas, cada una de las cuales puede causar que su potencial difiera de aquel del estado de referencia. Tales fuerzas resultan de la atracción mutua entre la matriz sólida del suelo y el agua, de la presencia de solutos disueltos en el agua, como así también de la atracción gravitatoria. De esta manera, el potencial total del agua en el suelo puede ser pensado como la suma de las contribuciones de cada uno de estos y otros posibles factores (Hillel, 1998; Kirkham, 2005; Osman, 2013):

$$\boldsymbol{\psi} = \boldsymbol{\psi}_g + \boldsymbol{\psi}_p + \boldsymbol{\psi}_m + \boldsymbol{\psi}_o + \dots \tag{2.20}$$

donde ψ es el potencial total, los subíndices *g*, *p*, *m y o* corresponden al potencial gravitacional, de presión, mátrico y osmótico, respectivamente, y los puntos suspensivos indican la posibilidad de considerar otros factores que puedan afectar al potencial total en determinadas circunstancias.

El potencial osmótico ψ_o es generado por la presencia de solutos, cuya concentración en el agua del suelo hace caer en forma proporcional su potencial respecto al del agua pura. Su influencia en el potencial total sólo es importante si existe un gradiente de concentración de solutos, y por lo tanto no afecta al flujo de agua en el suelo en sí, aunque puede resultar importante en la interacción hídrica entre las raíces de las plantas y el suelo.

El potencial gravitacional ψ_g en cada punto está determinado por la distancia vertical de ese punto respecto a un nivel de referencia arbitrario. En el caso del agua del suelo, conviene fijar la referencia en la superficie del suelo, de forma tal que cualquier punto se encontrará por debajo de ese nivel y ψ_g será negativo. A una profundidad *z* bajo la superficie, la energía potencial gravitacional E_g de una masa *M* de agua que ocupa un volumen *V* es:

$$E_g = -M g z = -\rho_w V g z \qquad (2.21)$$

donde ρ_w es la densidad del agua y g la aceleración de la gravedad. Luego, el potencial gravitacional expresado en términos de energía potencial por unidad de volumen resulta

$$\Psi_g = -\rho_w g z \tag{2.22}$$

El potencial de presión ψ_p es el correspondiente a la presión hidrostática ejercida por una columna de agua cuando el suelo está saturado, de forma tal que el punto en cuestión se encuentra bajo una superficie libre de agua. Si *h* es la distancia vertical a la superficie libre de agua, resulta:

$$\Psi_p = \rho_w g h \tag{2.23}$$

En el común de los casos, el suelo no se encuentra saturado y ψ_p es nulo.

El potencial mátrico ψ_m actúa en suelo no saturado, donde la matriz sólida del suelo ejerce fuerzas de retención (por efectos de capilaridad o de adsorción) sobre el agua. De este modo se genera una diferencia de presión negativa respecto a la atmosférica, la que se conoce también como tensión o succión mátrica³. Normalmente, ψ_m es el componente que mayor efecto tiene en el flujo de agua del suelo hacia las raíces de las plantas (Hillel, 1998; Nimmo, 2005). El agua será más fácilmente aprovechable por la planta cuanto menor sea la energía de retención del suelo. En relación al agua útil, se considera que es aquella que está retenida en el suelo con una succión de 0,3 a 15 atm (correspondientes a *CC* y *PM*, respectivamente).

Una forma alternativa y más práctica de expresar el estado energético del agua en el suelo es considerar la "carga hidráulica" (*H*), definida como la altura de una columna de agua cuya energía potencial es equivalente al potencial de agua del suelo. Teniendo en cuenta un suelo no saturado ($\psi_p=0$) y no salino ($\psi_o=0$), esa equivalencia queda expresada como:

$$\rho_w g H = \psi_m + \psi_g = \psi_m + \rho_w g z \qquad (2.24)$$

Por lo tanto,

$$H = \frac{\Psi_m}{\rho_w g} + z \tag{2.25}$$

2.3.3. Propiedades hidráulicas del suelo

Los insumos esenciales para impulsar un modelo de agua en el suelo son las propiedades hidráulicas del suelo; entre ellas, las más importantes son la curva de retención y la conductividad hidráulica.

• Curva de retención

³ Como el potencial mátrico es siempre ≤ 0 , se define la succión mátrica igual en magnitud pero con el signo opuesto al del potencial.

Existe una relación funcional entre el potencial de agua del suelo (ψ) y su contenido volumétrico de agua (θ). Esta relación es diferente para cada tipo de suelo y suele representarse a través de la "curva de retención hídrica" (Figura 2.3).

Como los poros más grandes se vacían primero, un medio con muchos poros grandes (suelo arenoso) tendrá una curva de retención en la que el contenido de agua caerá rápidamente aun ante bajos valores de succión mátrica. A la inversa, un medio de poros finos (suelo arcilloso) retendrá buena cantidad de agua incluso ante una succión relativamente alta, y así tendrá una curva de retención más plana. Esta relación entre potencial y humedad se ve afectada por histérisis, de modo tal que la humedad del suelo en equilibrio para una succión dada es mayor cuando el suelo se está secando que cuando se está humedeciendo (Hillel, 1998).

La curva de retención está lejos de ser lineal y cubre hasta 5 órdenes de magnitud en ψ (Nimmo, 2005). Se han propuesto varias relaciones empíricas para representar matemáticamente esta curva, entre las más difundidas se hallan las de Brooks y Corey (1964), Gardner (1970), van Genuchten (1980) y Saxton y otros (1986). La utilidad de tales curvas es amplia, ya que permite, por ejemplo, caracterizar los suelos en su relación con el agua, calcular el agua disponible y estimar las dotaciones de riego necesarias para que los cultivos crezcan y se desarrollen sin limitantes hídricos, optimizando los rendimientos.

• <u>Conductividad hidráulica</u>

En cada tipo de suelo, la conductividad hidráulica (K) es una medida de la facilidad con la que el agua puede fluir, expresado como caudal por unidad de área transversal a la dirección del flujo. Tiene dimensiones de velocidad [LT⁻¹].

En condiciones de saturación, la conductividad hidráulica saturada (K_s) depende sólo de la textura, por lo tanto tiene un valor aproximadamente constante en cada suelo. Su orden magnitud es de 10⁻⁴ a 10⁻⁵ m s⁻¹ en un suelo arenoso y de 10⁻⁶ a 10⁻⁹ m s⁻¹ en un suelo arcilloso (Hillel, 1998).

En suelo no saturado, la conductividad hidráulica también depende del contenido de agua: cuando el suelo comienza a secarse el aire ocupa parte de los poros afectando a la continuidad del flujo, por lo que *K* disminuye a medida

que disminuye el contenido de agua. La transición entre saturación y no saturación generalmente implica una fuerte caída en hasta 6 órdenes de magnitud en la conductividad hidráulica, a medida que la succión aumenta de 0 a 1 MPa (Hillel, 1998).

En condiciones de saturación, los suelos con mayor $K_{\rm S}$ son aquellos en que la mayor parte de su porosidad proviene de poros grandes y continuos, mientras que la menor K_S se presenta en los suelos en los que el volumen total de poros se compone de numerosos microporos. Por lo tanto, en un suelo de arena saturada de agua, esta se conduce más rápidamente que en un suelo arcilloso. En cambio, en suelos no saturados (Figura 2.4) ocurre exactamente lo contrario: los poros más grandes se vacían más rápidamente al aparecer la succión y se convierten en no conductores, provocando una abrupta disminución de la conductividad. En un suelo con poros pequeños, por otra parte, el agua puede ser retenida y conducirse incluso ante succiones relativamente altas, de modo que la K no disminuye tan fuertemente, y de hecho puede ser superior a la de un suelo con grandes poros sometidos a la misma de succión. Al igual que en el caso de la curva de retención, se han propuesto distintas funciones empíricas (Gardner, 1970; van Genuchten, 1980; Saxton y otros, 1986) para representar matemáticamente la relación K vs. ψ , como así también K vs. θ .

2.3.4. Flujo de agua en el suelo

El movimiento del agua en un suelo saturado puede explicarse a través de la ley formulada en 1856 por Henry Darcy. Según esta ley, el flujo volumétrico de agua (*q*) por unidad de área a través de un espesor *L* en un medio poroso y saturado es proporcional al gradiente hidráulico $\Delta H/L$. La constante de proporcionalidad es la conductividad hidráulica saturada (K_s). La expresión de la ecuación de Darcy es la siguiente (Hillel, 1998):

$$q = K_s \frac{\Delta H}{L} \tag{2.26}$$

o en forma diferencial y tridimensional:

$$\vec{q} = -K_S \nabla H \tag{2.27}$$

En flujo no estacionario, además se debe tener en cuenta la conservación de la masa, expresada matemáticamente a través de la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla.\vec{q} \tag{2.28}$$

Combinando las dos ecuaciones anteriores se obtiene la "ecuación general de flujo":

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . \left[K_s \nabla H \right] \tag{2.29}$$

Al aplicar esta ecuación, se asume que:

- a) las fuerzas inerciales tienen magnitud despreciable frente a las fuerzas viscosas;
- b) el agua está continuamente conectada en las cavidades del suelo;
- c) el suelo se encuentra en condiciones isotérmicas;
- d) no existen procesos químicos ni biológicos.

Richards (1931) extendió la ecuación de Darcy para flujo no saturado, donde la conductividad hidráulica puede ser expresada en función del potencial mátrico $K = K(\psi)$ o bien del contenido de agua $K = K(\theta)$. Esta última relación es, de las dos, la que se ve menos afectada por el ciclo de histérisis (Hillel, 1998).

Una alternativa para simplificar el tratamiento matemático de los flujos saturados es representarlos a través de ecuaciones análogas a la ecuación de difusión, relacionando el flujo de agua al gradiente de humedad del suelo en lugar de hacerlo con el potencial o la carga hidráulica. Se define la "difusividad hidráulica" (*D*) como:

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)}$$
(2.30)

donde

$$C(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial H} \tag{2.31}$$

es la inversa de la pendiente de la curva de retención hídrica del suelo y tiene dimensiones de volumen de agua por unidad de volumen de suelo por unidad de cambio en la carga hidráulica [L⁻¹].

De esta manera, queda el flujo expresado en forma análoga a la ley de Fick:

$$\vec{q} = -D(\theta)\nabla\theta \tag{2.32}$$

Y por lo tanto, otra forma de escribir la ecuación general de flujo (2.29) es:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \left[D(\theta) \nabla \theta \right]$$
(2.33)

La difusividad hidráulica $D(\theta)$ puede ser vista como la relación entre el flujo (en ausencia de la gravedad y de efectos de histéresis) y el gradiente de humedad del suelo. Como tal, *D* tiene dimensiones de longitud al cuadrado por unidad de tiempo $[L^2 T^{-1}]$, ya que *K* tiene dimensiones de volumen por unidad de área y por unidad de tiempo $[L T^{-1}]$ y *C* tiene dimensiones de volumen de agua por unidad de volumen de suelo por unidad de cambio en la carga hidráulica $[L^{-1}]$. En el uso de la ecuación (2.33), se utiliza el gradiente de θ para representar de forma implícita al gradiente de ψ , que es el verdadero motor del flujo de agua en el suelo.

Tablas y figuras Capítulo 2



Figura 2.1. Sección transversal microscópica de un hipotético suelo no saturado.



Figura 2.2. Variación cualitativa del contenido de agua a capacidad de campo y en el punto de marchitez permanente, en función de la textura del suelo y su distribución de tamaño de partículas. Adaptado de Ehlers & Goss (2003).



Figura 2.3. Forma típica de la curva de retención hídrica para dos texturas de suelo bien diferenciadas. Adaptado de Hillel (1998).



Figura 2.4. Variación de la conductividad hidráulica en función del potencial de agua del suelo (expresada como succión mátrica o carga hidráulica) para tres tipos de suelo con diferente textura. Adaptado de Ehlers & Goss (2003).

CAPÍTULO 3 EL CULTIVO DE MAÍZ

3.1. ORÍGENES E HISTORIA

El maíz (*Zea mays* L.) es una gramínea anual, alta, de crecimiento rápido, originaria del continente americano. Dado que no posee un mecanismo adecuado para la dispersión natural de sus semillas, esta especie es incapaz de sobrevivir en estado silvestre (Andrade y otros, 1996) y sólo puede proliferar si es sembrada y protegida por el hombre, por eso el maíz está considerado como una verdadera invención humana. Se trata, en realidad, de una forma domesticada del teosinte (*Zea mays* ssp. *parviglumis*), una gramínea salvaje que crece naturalmente en la Sierra Madre del oeste de México, entre los 400 y 1700 m sobre el nivel del mar. La presencia de este ancestro del maíz en esa región se remonta a unos 80 mil años de antigüedad (Gibson y Benson, 2002). En las últimas décadas, la aplicación de modernas técnicas de datación ha permitido a los científicos acotar la fecha y el lugar de la domesticación del teosinte a unos 7 mil años A.C., en la cuenca central del río Balsas, al sur de México (Matsuoka y otros, 2002; Ranere y otros, 2009).

Se estima que durante siglos los primitivos agricultores practicaron el mejoramiento genético más simple, seleccionando las mejores espigas y reservando sus granos para sembrarlos al año siguiente. De esta manera, se pasó de tener espigas de menos de 10 cm de longitud y unos pocos granos dispersos a las actuales, mayores de 30 cm y con más de 500 granos. Durante este proceso de transformación, el maíz ganó en cualidades nutricionales pero perdió la capacidad de sobrevivir en forma silvestre. Su ancestro, el teosinte, aun se encuentra como gramínea salvaje en México y Guatemala.

La domesticación del teosinte y el posterior mejoramiento del maíz han estado estrechamente relacionados con el desarrollo cultural y el crecimiento de las civilizaciones de la América prehispánica. Tanto los científicos sociales como los naturales consideran a la agricultura del maíz como el mayor ejemplo de la co-evolución de una planta y sus domesticadores: mientras la planta y la sociedad humana evolucionaban, fueron ejerciendo una fuerte influencia uno sobre el otro.

Salvador (1997) ilustra la importancia que las civilizaciones centroamericanas daban al maíz, describiendo algunos de sus mitos y creencias más populares. Según la tradición maya, la constelación más visible en el cielo nocturno regía el orden del Universo y tenía la forma de una planta de maíz. Tanto Mayas como Aztecas coincidían en sus mitos de la Creación, considerando que los Dioses fueron perfeccionando en sucesivas etapas a sus seres, plantas y alimentos, tal que los humanos actuales (creados a partir de una pasta de maíz) fueron la mejor creación posible y el maíz su mejor alimento.

Previo a la llegada de los españoles, los sistemas agrícolas americanos se desarrollaron durante un período de aproximadamente 4500 años. Aunque estos sistemas eran muy variables en cuanto a las especies cultivadas, estaban inequívocamente centrados en la cultura del maíz. Al inicio de la conquista, a comienzos del siglo XVI, el cultivo de maíz estaba extendido desde el sur de Canadá hasta los valles andinos del norte de Chile y Argentina (Gibson y Benson, 2002), especialmente en las regiones donde estaban asentados los pueblos más desarrollados (Aztecas e Incas), entre quienes formaba la base de la dieta de la población.

Cristóbal Colón escribió en el diario de su primer viaje acerca de la nueva gramínea encontrada por miembros de su tripulación en el interior del actual territorio cubano, dándole por primera vez el nombre de "maíz" (Berger, 1962). Pero no fue hasta su segunda expedición que regresó a España con algunas muestras de plantas. Muchos cultivos originarios de América fueron llevados por los conquistadores a Europa como curiosidad, pero el maíz se extendió rápidamente por Francia, Italia y el resto del continente, en gran medida debido a su buena adaptabilidad y alta capacidad de producción. Aunque los españoles tendían a considerar al maíz como un grano de baja calidad alimenticia, destinado principalmente al consumo animal, muchos pueblos que estaban en contacto con españoles y portugueses en sus rutas comerciales rápidamente lo adoptaron como fuente de alimentación humana (Salvador,

46

1997). Aprovechando la facilidad con la que se puede cultivar, los pueblos más humildes, cuya gente sufría hasta entonces deficiencias energéticas en su dieta, comenzaron a depender del maíz para su subsistencia (Andrade y otros, 1996). De esa forma no tardó en penetrar en África, India y China durante el siglo XVI, al tiempo que continuaba su difusión en Europa.

Hoy en día, el maíz continúa siendo la base de la alimentación de muchos pueblos donde se practica la agricultura de subsistencia, como por ejemplo en partes de África, el sudeste asiático y Centroamérica, y en comunidades aborígenes andinas y del noreste argentino. Como producto de valor comercial, ha ido evolucionando positivamente a lo largo del tiempo, pasando de ser un grano cuyo único destino era la alimentación humana y animal hasta convertirse en materia prima de múltiples procesos industriales.

Existe una amplia diversidad genética (razas) de maíz, principalmente en su región de origen. En México existen más de 40 razas de maíz y cerca de 250 en toda América (Gear, 2006). Las distintas razas presentan multiplicidad de formas, tamaños, colores, texturas y adaptación a diversos ambientes. Según la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO, 1993), actualmente el maíz se cultiva en todas las regiones del mundo aptas para la agricultura, y cada día del año se está cosechando maíz en algún lugar del planeta. El área de cultivo se extiende desde los 58° de latitud norte en Canadá y Rusia hasta los 40° de latitud sur en Argentina y Australia. Se cultiva debajo del nivel medio del mar en la depresión del mar Caspio, en Asia, y a 4000 m de altura en los Andes peruanos.

3.2. EL MAÍZ EN ARGENTINA Y EL MUNDO

3.2.1. Producción

La producción agrícola mundial está en constante crecimiento e intensificación como consecuencia del aumento de la demanda de alimentos. Este crecimiento ha estado sustentado sobre la base del desarrollo tecnológico, principalmente el relacionado a la genética y a la producción de insumos (fertilizantes y agroquímicos). El maíz ocupa el tercer lugar en la producción mundial de cereales, detrás del arroz y el trigo. En el mencionado contexto de expansión, es el cultivo con mayor aumento de rendimiento en los últimos 30

años. En el mundo se producen actualmente unas 800 millones de toneladas de maíz al año, el triple de lo que se producía en 1970. Durante el mismo período, la superficie cultivada aumentó sólo un 45%, de 110 a 160 millones de hectáreas, mientras que los rendimientos medios aumentaron de 2,3 a más de 5 toneladas por hectárea (Figura 3.1).

La Argentina, con un volumen de producción promedio durante la última década cercano a 17 millones de toneladas, es el quinto productor mundial de maíz, detrás de EE.UU., China, Brasil y México. Más de dos tercios de la producción son exportados, lo que convierte a la Argentina en el segundo exportador mundial de granos de maíz. En relación a las provincias productoras, Córdoba es la de mayor participación, produce el 38% del total nacional; Buenos Aires es la segunda con el 28% y tercero Santa Fe con un 14%.

Repasando la evolución de la producción nacional de este cultivo durante las últimas décadas, se ha observado un comportamiento creciente pero irregular. En las décadas de 1970 y 1980 la producción promedió las 8 millones de toneladas, con un pico de 13 millones en 1980 y una caída pronunciada entre los años 1988 y 1990, alcanzando el punto más bajo con 5 millones de toneladas (Figura 3.2). El suceso más destacado durante los años '70 y '80 fue la masificación del uso de híbridos en las zonas típicamente maiceras de la pradera pampeana. Paralelamente, se produjeron avances tecnológicos en la maquinaria agrícola, un mayor uso de fitosanitarios y un mejoramiento de las prácticas de manejo. Hacia fines de los '80, ante el avance del deterioro del suelo, los productores comenzaron a adoptar sistemas de labranza conservacionistas tendientes a frenar este proceso, entre ellos la siembra directa (MAIZAR, 2010).

Durante las últimas dos décadas no sólo se lograron incrementos en la cantidad de granos producidos, también son destacables los avances en materia de calidad. Los motivos del crecimiento son muchos, pero entre los principales se pueden mencionar la disponibilidad en el mercado de nuevos híbridos de mayor potencial de rendimiento y mejor resistencia a enfermedades y plagas, el incremento en el área fertilizada, la creciente utilización del sistema de siembra directa, la incorporación de la práctica de riego complementario, el

48

recambio del parque de cosechadoras y, a partir de la campaña agrícola 1998/99, el uso de semillas transgénicas (MAIZAR, 2010).

La superficie afectada al cultivo de maíz tuvo un pico máximo de 4 millones de hectáreas en 1970, momento a partir del cual comenzó a sufrir la competencia en el uso del suelo con el cultivo de soja. Esa competencia fue en parte compensada por la expansión de la frontera agrícola. Si tomamos como referencia la década 1976-1985 y la comparamos con lo ocurrido en la década 2001-2010, observamos que la superficie cosechada de maíz sufrió poco cambio (de 2,9 a 2,7 millones de hectáreas), pero sin embargo la producción casi se duplicó (de 9 a 17 millones de toneladas), gracias a un gran incremento de los rendimientos (3,2 a 6,5 toneladas por hectárea, en promedio para ambas décadas).

El crecimiento de la producción se vio reflejado en un aumento de los ingresos de divisas por exportación entre ambas décadas desde 570 a 1750 millones de U\$S. Se estima que la cadena del maíz en total genera ganancias por un monto de 5500 millones de U\$S, lo que equivale al 2,3% del producto bruto interno argentino (MAIZAR, 2010). Entre los mercados tradicionalmente receptores de los mayores volúmenes de estas exportaciones se encuentran Chile, Malasia, Egipto, España, Perú y Arabia Saudita.

3.2.2. Usos

Los principales usos del maíz son la alimentación humana, la alimentación animal y como materia prima para la industria. Alrededor del 65% de la producción mundial de maíz se utiliza para la alimentación animal (Passarella y Savin, 2001), ya sea directamente como forraje o elaborado en alimento balanceado para aves de corral, cerdos y rumiantes. El maíz proporciona la más alta tasa de conversión a carne, leche y huevos comparado con otros granos que se usan con el mismo propósito (Paliwal, 2001). Su alto contenido de almidón y su bajo contenido de fibra hacen que sea una alta fuente de concentración de energía para la producción de ganado.

Para el consumo humano, se puede utilizar todo el grano (maduro o no), o bien se puede elaborar con técnicas de molienda en seco para obtener una amplia variedad de productos intermedios, que a su vez tienen un gran número de aplicaciones en la industria alimenticia. El maíz cultivado en la agricultura de subsistencia en los países menos desarrollados continúa siendo utilizado casi exclusivamente como cultivo alimentario básico (FAO, 1993), tal como ocurre en muchos países sub-saharianos, México, América Central, el Caribe y la región andina (Paliwal, 2001).

El valor nutritivo de los diversos productos depende, principalmente, de la composición química de las distintas partes que conforman al grano. El grano de maíz está formado por tres estructuras físicas fundamentales: una cubierta exterior dura y resistente, denominada pericarpio o salvado, el endospermo y el germen o embrión. Aproximadamente el 85% del peso del grano corresponde al endospermo, el 10% al germen y el 5% al pericarpio (FAO, 1993). Cada una de estas partes difiere considerablemente en su composición química (Tabla 3.1). El pericarpio se caracteriza por un elevado contenido de fibras (aproximadamente el 87%), el endospermo contiene mayormente almidón (88%) y algo de proteínas (8%), y el germen tiene un elevado contenido de grasas (33%) y contiene también un nivel relativamente elevado de proteínas (18%). Estos porcentajes están sujetos a un leve rango de variación según el genotipo y el ambiente (Passarella y Savin, 2003).

Como resultado de la molienda en seco de los granos de maíz, de su endospermo se obtienen sémolas o polentas de alta calidad alimenticia y harinas finas. En la industria, la harina de maíz se utiliza, por ejemplo, como ligante de fibras o de partículas de madera en el armado de paneles de aglomerado.

Los subproductos de la molienda en seco son el germen y el pericarpio. El primero se lo utiliza para elaborar copos para desayuno, barras de cereal y suplementos alimenticios para lactantes, por su alto contenido proteico. El germen contiene además el 84% de los lípidos del grano de maíz, por lo que es fuente para la obtención de aceites que se emplean en la fabricación de barnices y jabones y el curtido del cuero. Mediante la refinación, se convierte en un aceite comestible de elevada calidad. El pericarpio se emplea fundamentalmente como fuente de fibra dietética (salvado de maíz), por ser rico en aminoácidos y proteínas (FAO, 1993).

En el proceso de molienda húmeda, el grano de maíz, antes de ingresar al molino, es sometido a maceración en agua sulfurada. Este procedimiento facilita la separación entre los componentes del grano y se utiliza fundamentalmente en la aplicación industrial del maíz. Entre los productos derivados de la molienda húmeda se encuentra el almidón de maíz (maicena). De él se extrae la dextrosa, que se emplea en la industria alimenticia como ingrediente edulcorante en productos de panadería, pastelería y lechería, y en la elaboración de bebidas y productos enlatados. El almidón de maíz se utiliza en otras ramas de la industria como adhesivo, en la fabricación de pasta de papel, en cosmética y en producción textil. Mediante un proceso de purificación del almidón se obtiene una fibra sintética o "bioplástico" denominado sorona, con la que se pretende sustituir al petróleo como fuente de polímeros en la industria textil.

Entre los subproductos de la molienda húmeda figura el gluten, que se utiliza como ingrediente alimenticio por ser fuente de proteínas, y el jarabe de maíz, del cual se obtiene mediante refinación productos edulcorantes (glucosa y fructosa).

Mediante la fermentación del maíz se obtiene alcohol etílico, con el que se elaboran algunas bebidas alcohólicas como la chicha, bebida que forma parte de la tradición aborigen en muchos países de Latinoamérica, principalmente en la región andina.

El aumento de los precios del petróleo y la problemática del calentamiento global han impulsado las investigaciones sobre la industrialización de materias primas agrícolas con fines energéticos. A partir de la fermentación del maíz se puede producir etanol o biogás. El primero de ellos tiene un uso muy difundido como combustible en los Estados Unidos, donde en algunos estados más del 30% del maíz se destina a la producción de etanol (Zegada-Lizarazu y otros, 2012). En la Argentina, la Ley de Biocombustibles (26.093), que entró en vigencia en enero de 2010, establece que las naftas comercializadas en el país deben ser mezcladas con etanol al 5%. El etanol generado a partir de maíz o sorgo presenta ventajas competitivas respecto al de caña de azúcar, principalmente debido al tipo de clima y suelos que tiene la Argentina, ya que las áreas bioclimáticas aptas para el cultivo de caña son muy reducidas comparadas con las del maíz (MAIZAR, 2010).

El biogás es un tipo de combustible que se está desarrollando a gran velocidad en la Unión Europea y China, entre otros países, como sustituto o

complemento del gas natural. La forma de producción es a partir del silaje de maíz.

Por último, también tienen importancia las aplicaciones de los residuos de la planta de maíz. Estos se utilizan, entre otras cosas, como alimento para el ganado y como base para extraer diversos productos químicos de las panojas, como por ejemplo el furfural (base química de herbicidas, funguicidas e insecticidas). Estos residuos o rastrojos también tienen importancia como elementos para mejorar los suelos (FAO, 1993).

3.3. ECOFISIOLOGÍA DEL CULTIVO DE MAÍZ

La ecofisiología vegetal estudia la reacción de las plantas ante los estímulos ambientales. Para explicar la ecofisiología del cultivo de maíz, Ritchie y Hanway (1982) se apoyaron en la analogía con una comunidad fabril, con muchos miles de fábricas (las plantas) en cada hectárea de terreno. Según esta analogía, las materias primas de estas fábricas son el agua y los minerales del suelo, junto con el dióxido de carbono y el oxígeno de la atmósfera. La maquinaria interna que transforma las materias primas utiliza como combustible a la radiación solar. Los productos elaborados (biomasa) consisten en diferentes combinaciones de carbohidratos, proteínas, aceites y nutrientes minerales. Las diferencias en productividad entre distintos híbridos son el resultado de diferencias en la eficiencia de producción de cada fábrica. Esto significa que el crecimiento y rendimiento de una planta de maíz son funciones del potencial genético de la planta para reaccionar ante las condiciones ambientales a las que se ve sometida.

La planta de maíz es altamente eficiente en la producción de biomasa. De una semilla que en promedio pesa 0,3 g se obtiene, en unos 70-80 días, una planta de más de 2 m de altura y alrededor de 0,7 m² de área foliar. Unos 2 meses después, a la cosecha, la planta puede tener un peso seco 1000 veces mayor al de la semilla que le dio origen (Andrade y otros, 1996). Para ese entonces, aproximadamente la mitad del peso de la parte aérea de la planta corresponde a sus órganos reproductivos, los granos, siendo uno de los cultivos de mayor rendimiento en grano por unidad de superficie (FAO, 1993).

Durante el ciclo de vida de una planta transcurren dos tipos de procesos simultáneos e interdependientes: el crecimiento y el desarrollo. El crecimiento implica un aumento de tamaño (área, volumen y/o masa) por división celular o crecimiento de células en órganos preexistentes. El desarrollo, en cambio, es la sucesión progresiva de estados diferenciados fisiológica y/o morfológicamente, por la aparición de un nuevo tipo de célula u órgano diferente a los anteriores. Ambos procesos se encuentran bajo control genético y están modulados por factores ambientales.

Aunque la naturaleza provee la mayor parte de los requerimientos ambientales para el crecimiento y desarrollo del cultivo, el productor puede manipular el ambiente realizando prácticas adecuadas de manejo antes y durante el ciclo del cultivo. Su alto potencial de crecimiento y la sensibilidad del rendimiento a algunas condiciones ambientales, hacen del maíz un cultivo de gran capacidad de respuesta a un manejo adecuado. Tales prácticas incluyen la labranza y fertilización del suelo, riego y control de malezas e insectos, además de la elección adecuada de la densidad de plantas y la fecha de siembra.

Resulta necesario entonces entender los procesos que determinan el crecimiento y el desarrollo del cultivo de maíz, como así también las prácticas de producción más eficientes para obtener mayores rendimientos y beneficios. A continuación, se presentan las bases ecofisiológicas de la producción de maíz. Se hará una descripción de la morfología de las plantas, la estructura del cultivo y su ciclo de vida, analizando su productividad en relación con los limitantes ambientales.

3.3.1. Morfología de las plantas y estructura del cultivo

La planta de maíz tiene un tallo único robusto y erecto, sin ramificaciones. Según el genotipo y el ambiente puede alcanzar alturas variables, entre 1,5 y 4 m. El tallo tiene aspecto exterior similar al de una caña, con nudos y entrenudos. Está compuesto por tres capas: una epidermis exterior impermeable y transparente, una pared anular de haces vasculares que a la vez le proporciona resistencia contra el vuelco, y una médula central de tejido blanco y esponjoso donde se almacenan reservas alimenticias, en especial azúcares.

Las hojas son largas, de gran tamaño, lanceoladas, con una gran nervadura central y crecen en forma alternada desde los nudos del tallo (Figura 3.3.a). Inicialmente se encuentran enrolladas al tallo y se desprenden de él a medida que van creciendo. Una planta típica desarrolla en promedio entre 18 y 21 hojas.

Como en todas las gramíneas, las raíces son de tipo fasciculadas, esto significa que no existe una raíz principal y que todas tienen más o menos el mismo grosor (Figura 3.3.b). Se extienden en todas las direcciones, colonizando principalmente las capas superiores del suelo. El sistema radicular está formado mayormente por raíces adventicias desarrolladas desde los nudos inferiores del tallo, ubicados bajo la superficie o, en algunos casos, sobre el nivel del suelo. La profundidad hasta la cual penetran puede variar en función de la estructura del perfil del suelo y la disponibilidad de agua y nutrientes.

El maíz es una planta monoica, o sea que sus inflorescencias masculinas y femeninas se encuentran separadas pero en la misma planta. La inflorescencia masculina o panoja se desarrolla en el extremo superior del tallo; esta tiene una espiga central prominente y varias ramificaciones laterales con flores masculinas, todas ellas producen abundantes granos de polen. La inflorescencia femenina (mazorca o espiga) crece a partir de yemas en las axilas de las hojas, como una ramificación lateral modificada (Figura 3.3.c). La inflorescencia se halla recubierta por varias hojas superpuestas que conforman la chala, y desde su extremo superior emergen los estigmas, a los que por su aspecto se los llama popularmente "barbas". Normalmente, sólo una o dos yemas laterales en la mitad superior de la planta llegan a ser inflorescencias femeninas funcionales, o sea mazorcas.

El tamaño, forma y orientación de las partes componentes de las plantas, junto con la densidad de plantación, determinan la arquitectura del dosel. Esta, a su vez, afecta la intercepción de la radiación y los perfiles verticales de temperatura, humedad, CO₂ y cantidad de movimiento en el interior del mismo (Jacobs y otros, 1995; Stewart y otros, 2003). En los sistemas de producción agrícola, uno de los principales objetivos del manejo de cultivos es lograr que

54

las hojas intercepten la mayor proporción de la radiación solar incidente. Las hojas de maíz, al disponerse en ángulos agudos con respecto a la vertical, dan lugar a un dosel de tipo "erectófilo". Esto implica que la extinción de la luz en el dosel es menor que en otros cultivos (como girasol y soja) donde las hojas se disponen horizontalmente, por lo que se necesita más área foliar para interceptar la misma cantidad de radiación solar (Andrade y otros, 2002).

Típicamente, la plantas de maíz alcanzan áreas foliares de 0,45 a 0,7 m² por planta (Dwyer y Stewart, 1986). El índice de área foliar (IAF, adimensional), definido como el área foliar por unidad de superficie del suelo, depende de la cantidad de hojas, su tamaño y la densidad de plantación. El IAF crece durante las primeras etapas del cultivo, a medida que van apareciendo nuevas hojas y estas aumentan su tamaño, hasta alcanzar valores máximos típicos entre 5 y 6; luego decrece con la senescencia foliar. Para cada cultivo existe un valor crítico, a partir del cual a aumentos del IAF no le corresponden incrementos en la radiación interceptada. En maíz el valor del IAF crítico es 4, mientras que la fracción de radiación interceptada correspondiente es de aproximadamente el 90% (Andrade y otros, 2002). Luego de haber alcanzado el IAF crítico, el área foliar de un cultivo de maíz de altura media h se concentra entre 0,2 h y h, y suele presentar un máximo a una altura entre 0,6 y 0,7 h (Stewart y Dwyer, 1993; Jacobs y otros, 1995; Stewart y otros, 2003).

3.3.2. Fenología

La fenología agrícola es la disciplina que estudia los distintos estadios (fases fenológicas) por los que atraviesa un cultivo en el transcurso del tiempo, determinados por cambios cualitativos en los órganos de las plantas. Estos cambios pueden ser perceptibles macroscópicamente, o no. Una escala fenológica señala el momento de ocurrencia de aquellas fases relevantes para el ciclo del cultivo. Para los cultivos anuales, éstas suelen ser siembra, emergencia, floración, antesis, madurez fisiológica y cosecha. Los primeros estudios fenológicos estuvieron basados en la observación macroscópica de este tipo de fenómenos externos; en eso se basa la clasificación que desarrollaron Ritchie y Hanway (1982) para la fenología del maíz, la más utilizada en la actualidad. Sin embargo, algunas otras clasificaciones están

basadas en los cambios que se producen a nivel de los meristemas⁴, como las propuestas por Kiniry y otros (1983) y Stevens y otros (1986), ambos citados por Andrade y otros (1996).

La escala fenológica de Ritchie y Hanway (1982) divide el ciclo en dos grandes etapas o grupos de fases, las vegetativas y las reproductivas (Tabla 3.2). A las fases vegetativas se las identifica con la letra V y un subíndice que indica el número de orden o posición nodal de la última hoja expandida hasta el momento de la observación. La primera fase vegetativa corresponde a la emergencia de la planta sobre la superficie del suelo, y se la identifica con VE. La última fase vegetativa es el panojamiento, o sea la aparición de la panoja o flor masculina en el extremo superior de la planta, y se la identifica con VT. Así las fases vegetativas son, sucesivamente: VE, V1, V2, ..., Vn, VT, siendo n el número final de hojas, que depende del genotipo y de las condiciones ambientales.

El período reproductivo se subdivide en seis fases, a las que se identifica con la letra R y un subíndice que varía desde 1 hasta 6. La fase R1 corresponde a la aparición de los estigmas fuera de la chala que recubre a la espiga o flor femenina. Las siguientes fases (R2 hasta R6) corresponden a los distintos aspectos que van presentando los granos hasta alcanzar la madurez fisiológica.

Simultáneamente a estos cambios visibles, los meristemas también sufren modificaciones. El paralelismo entre cambios macroscópicos y microscópicos está ilustrado en la Figura 3.4.

• Fases vegetativas

Una vez sembrada, para que se produzca una buena germinación, la semilla debe absorber del suelo un 30 a 40% de su peso en agua (Sadras y otros, 2002; Cárcova y otros, 2003b). Con adecuadas condiciones de temperatura y humedad, la emergencia de la planta puede ocurrir entre 4 y 5 días después de la siembra, pero en un ambiente frío o seco esta puede demorar dos semanas o más (Ritchie y Hanway, 1982).

Desde la semilla embebida se desprende primero la radícula, iniciando su elongación hacia abajo, y a partir de ésta se desarrollan luego las raíces

⁴ Las plantas poseen regiones embrionarias, denominadas meristemas, donde la división celular es muy activa y da lugar a la creación de nuevos tejidos y órganos.

seminales laterales. Al sistema en conjunto (radícula + raíces seminales) se lo llama sistema radicular seminal, y su aporte sólo es importante durante estos primeros estadios.

Al momento de emerger, se hacen visibles las primeras hojas. El ápice del tallo (punto de crecimiento de la parte aérea de la planta) se encuentra todavía a unos 3 cm de profundidad (Cárcova y otros, 2003b). Mientras este se encuentra bajo la superficie, la planta puede ser especialmente afectada por la temperatura del suelo. Suelos fríos pueden extender el tiempo entre la aparición de hojas, incrementar el número de hojas formadas, retrasar la floración y reducir la disponibilidad de nutrientes. Las primeras hojas expuestas a la intemperie pueden ser dañadas por el granizo, los vientos fuertes o las heladas, pero éstos tendrán poco o ningún efecto mientras el ápice esté ubicado bajo tierra. En cambio, si se producen inundaciones que dejen el punto de crecimiento bajo el agua, pueden matar la planta en unos pocos días (Ritchie y Hanway, 1982).

A partir de VE, comienza a desarrollarse el sistema radicular nodal; el primer conjunto de raíces nodales comienza a elongarse desde el primer nodo. Desde aquí hasta aproximadamente R3 (cuando el crecimiento radicular se hace muy limitado), otros conjuntos de raíces nodales se van desarrollando progresivamente desde nodos cada vez más altos de la caña. El sistema radicular nodal se convierte en el mayor abastecedor de agua y nutrientes a la planta a partir de V6.

Durante su crecimiento vegetativo, la planta de maíz expande de 18 a 21 hojas en un período que suele variar entre 60 y 70 días. El crecimiento vegetativo depende de factores del cultivo (genotipo), del suelo (contenido de agua y minerales) y del ambiente (temperatura y radiación solar). Generalmente, un período corto de crecimiento vegetativo está asociado a temperaturas más altas, mientras que las deficiencias hídricas tienden a alargar este período (Rhoads y Bennet, 1990).

En la fase V6, el ápice del tallo ya está sobre la superficie y comienza la elongación de los entrenudos o encañazón. En el suelo, las raíces se extienden desde los primeros tres o cuatro nodos y se hallan bien distribuidas horizontalmente. Simultáneamente a estos cambios externos, todas las hojas que la planta va eventualmente a producir ya están formadas, y podrían verse

haciendo una disección de la planta (Ritchie y Hanway, 1982). Queda determinado entonces el área foliar potencial que puede alcanzar la planta. En el ápice del tallo ya no se forman más hojas y se comienzan a formar las espiguillas estaminadas (flores masculinas) correspondientes a la panoja. Las clasificaciones basadas en parámetros microscópicos señalan ese momento como la transición entre etapas vegetativas y reproductivas (Andrade y otros, 1996). La elongación de los entrenudos continúa hasta la aparición de los estigmas (floración femenina, R1), momento en el cual la planta alcanza su altura máxima.

Cuando la planta tiene alrededor de 7 a 9 hojas expandidas (V7 a V9), comienza la formación de los primordios florales en las yemas axilares, que darán origen a las espigas. Si bien en cada planta puede haber hasta 7 yemas donde se formen espiguillas, sólo una o dos de ellas (las ubicadas en posiciones más altas) se desarrollarán convirtiéndose en espigas cosechables. La prolificidad (número de espigas por planta) del cultivo depende del genotipo y de la disponibilidad de recursos, resultando importantes en su determinación las condiciones del ambiente durante la floración y las dos semanas previas.

Aproximadamente en V10 comienza un rápido y marcado incremento en la acumulación de materia seca. Se acorta el intervalo entre la aparición de nuevas hojas, lo que ocurre ahora cada 2 o 3 días. La demanda de agua y nutrientes se incrementa para satisfacer la creciente tasa de desarrollo.

En V12 queda determinado el número de óvulos (potenciales granos) en cada espiga y el tamaño potencial que podrá alcanzar la espiga. Por ello, las deficiencias de humedad y nutrientes a partir de esta etapa puede afectar seriamente el número de granos y el tamaño de las espigas a cosechar.

A partir de V15 las nuevas hojas aparecen cada 1 o 2 días, de modo que sólo faltan a lo sumo 10-12 días para entrar en la etapa reproductiva. Comienza el período crucial para la determinación del rendimiento en granos del cultivo. Este período abarca desde unas dos semanas antes hasta dos semanas después de la emergencia de los estigmas (Ritchie y Hanway, 1982).

El panojamiento (VT) consiste en la emergencia de la panoja o inflorescencia masculina a través del cogollo formado por las hojas superiores, y se completa al expandirse la última hoja. Luego de la emergencia total de la panoja ocurre la antesis, que se define como la exposición de las anteras de

las flores en las espiguillas de la panoja al aire y el comienzo de la liberación del polen por acción del viento. La maduración de las flores que componen la panoja se produce en forma progresiva. Por lo tanto, si bien cada flor individual libera polen sólo por un día, el proceso de liberación de polen en un cultivo puede durar varios días.

• Fases reproductivas

El período reproductivo se inicia con la floración femenina (R1). Esta consiste en la emergencia de los estigmas fuera de la envoltura de las chalas. La emergencia de los estigmas es también un proceso progresivo que dura entre 4 y 8 días. La receptividad de los estigmas decae marcadamente a partir de los 7 días de su emergencia, tornándose nula a los 14 días.

Cuando el polen emitido por las flores masculinas de la panoja se adhiere a los estigmas de las flores femeninas de la espiga, ocurre la polinización. Dado que tanto la liberación de polen como la receptividad de los estigmas ocurren en períodos de tiempo limitados, cuanto mayor sea la sincronía floral en el desarrollo de la panoja y la espiga, mayor será la posibilidad de fecundación en condiciones de campo. Si no existen restricciones ambientales, la aparición de estigmas ocurre en general poco después (1 o 2 días) del comienzo de la antesis. Las situaciones de estrés provocadas por deficiencias hídricas, lumínicas o de minerales, o por alta densidad de plantas, tienen poco efecto sobre la liberación de polen, pero pueden provocar un importante retraso en la floración femenina, afectando el número final de granos por espiga.

Luego de la polinización, ha quedado un cierto número de óvulos fertilizados, que potencialmente se convertirán en granos. Aquellos que no fueron alcanzados por un grano de polen viable degeneran y mueren. La fecundación es condición necesaria pero no suficiente para la fijación de los granos, pues el número de granos puede disminuir durante el período de "cuaje" (R2), el que se extiende entre 10 y 20 días a partir de la floración, dependiendo de la temperatura. Recién entonces queda establecido el número de granos por planta, principal determinante del rendimiento en grano del cultivo de maíz.

El período de llenado del grano reconoce diferentes fases según su tasa de acumulación de materia seca y el aspecto y consistencia del grano. La

primera de esas fases coincide con el período de cuaje (R2) y presenta una muy baja tasa de llenado. Los granos se asemejan a una ampolla debido al abundante líquido presente en su interior.

En la siguiente fase (R3 o grano lechoso) comienza el período de llenado efectivo o de crecimiento lineal del grano. Allí se produce la máxima tasa de llenado del grano, por la gran acumulación de almidón en sus células. El grano por fuera es amarillento y el líquido en su interior adquiere un color blanquecino. El crecimiento lineal continúa durante R4, período en que el líquido lechoso se espesa y adquiere consistencia pastosa. El grano todavía tiene un 70% de humedad y alcanza la mitad del peso seco que tendrá en su madurez.

En R5 la planta de maíz entra en la etapa final, de crecimiento no lineal. Esta tiene una duración de 1 o 2 semanas y en ella la tasa de llenado declina progresivamente hasta hacerse nula, completándose el crecimiento del grano. En ese momento queda determinado el peso final del grano y, en consecuencia, el rendimiento final en grano del cultivo. A la semana de completado el llenado se visualiza la formación de una capa negra en la base del grano, que pone en evidencia su madurez fisiológica (R6). En ese momento, el grano tiene un 30-35% de humedad, por lo que deberá continuar secándose antes de ser cosechado, hasta que ésta alcance el 13-15%.

3.3.3. Requerimientos bioclimáticos y factores limitantes

Los patrones de crecimiento y desarrollo pueden diferir entre variedades de una misma especie y, dentro de una misma variedad, con las condiciones ambientales. La temperatura y el fotoperíodo son los factores ambientales que tienen mayor incidencia sobre el desarrollo del cultivo de maíz (Sadras y otros, 2002; Miralles y otros, 2003), mientras que la radiación solar incidente es el factor que más afecta a la producción de biomasa, determinante del crecimiento (Andrade y otros, 2000; Cárcova y otros, 2003a). El estrés hídrico también puede afectar de manera indirecta la producción de biomasa, por la reducción en la intercepción de radiación y en la eficiencia de conversión de la radiación interceptada en biomasa (Andrade y Sadras, 2002).

<u>Radiación solar</u>

La radiación solar es el factor fundamental de todos los procesos biofísicos. Sus efectos sobre la vegetación pueden ser clasificados en dos grupos: "fotoenergéticos" y "fotoestimulantes".

Los efectos fotoenergéticos son aquellos producidos por la cantidad o intensidad de la radiación, fuente de energía del proceso de formación de materia orgánica a partir del CO₂ mediante la fotosíntesis. La tasa de crecimiento de los cultivos está directa y estrechamente relacionada con la intercepción de radiación. Por lo tanto, el crecimiento de las plantas y de sus órganos es claramente un proceso fotoenergético.

De la radiación solar incidente, sólo es aprovechada por el cultivo una banda de longitudes de onda, coincidente con la parte visible del espectro, denominada "radiación fotosintéticamente activa" (RFA). La tasa de crecimiento de un cultivo resulta del balance de los procesos contrapuestos de fotosíntesis y respiración, pero debido a que la fracción de carbono destinada a la respiración es prácticamente constante, la tasa de crecimiento resulta directamente proporcional a la RFA interceptada por el cultivo. Esta última, a su vez, está fuertemente ligada a la evolución del IAF.

El efecto fotoestimulante más importante para el desarrollo vegetal es el ejercido por el fotoperíodo. Este se define como la duración del período diario de iluminación, y abarca no sólo desde la salida hasta la puesta del sol (heliofanía astronómica), sino también ambos crepúsculos civiles, cuando el sol se encuentra hasta 6° por debajo del horizonte.

La luz del fotoperíodo ejerce su acción sobre los tejidos verdes de las plantas, donde actúa una proteína denominada fitocromo, que se activa o inactiva según sea la duración de la iluminación (Pascale y Damario, 2011). Esta proteína es determinante en el pasaje del estado vegetativo al reproductivo. Muchas plantas no logran florecer aun cuando hayan satisfecho sus necesidades calóricas, debido a que necesitan un fotoperíodo tal que las estimule para poder entrar en la etapa reproductiva. De allí surge el concepto de umbral fotoperiódico. El maíz responde al fotoperíodo como una "planta de día corto", esto significa que alcanza su inducción a floración (o se halla estimulada lumínicamente para florecer) una vez que el fotoperíodo se acorta

por debajo de un determinado valor umbral. Este depende del genotipo, pero en términos generales se ubica entre 12 y 13 hs (Kiniry y otros, 1983).

• Temperatura

Todos los cultivares de maíz tienen una respuesta universal a la temperatura, esto significa que durante todo su ciclo las plantas son sensibles a este factor (Miralles y otros, 2003). Esta relación entre temperatura y desarrollo permite definir una temperatura base (T_B), a partir de la cual se inicia el desarrollo, una temperatura óptima (T_O), para la cual el desarrollo se produce más rápidamente, y una temperatura crítica (T_C), a la cual se detiene el desarrollo (Figura 3.5). A estas se las suele reunir bajo la denominación de "temperaturas cardinales".

Si bien el tiempo real que transcurre hasta alcanzar una determinada etapa de desarrollo no es una función lineal de la temperatura, la respuesta de la velocidad de desarrollo (definida como la inversa de la duración en días de la etapa considerada) es aproximadamente lineal en el rango térmico comprendido entre T_B y T_O , rango que incluye aquellas temperaturas en las que se desarrollan la mayoría de los cultivos de granos en la Argentina. Por encima de la T_O el desarrollo se reduce progresivamente hasta detenerse al alcanzar la T_C .

Andrade y otros (1996) revisaron los valores de las temperaturas cardinales del maíz obtenidos en distintas partes del mundo, obteniendo rangos de 6 a 10 °C para T_B , de 30 a 34 °C para T_O y de 40 a 44 °C para T_C . La mayoría de los cultivares estudiados en nuestro país tienen una T_B de alrededor de 8 °C, en coincidencia con los maíces cultivados en otras regiones templadas del mundo (Cárcova y otros, 2003b).

La relación entre temperatura y desarrollo permite considerar la duración del ciclo del cultivo, y de sus diferentes etapas, en unidades de tiempo ponderado por la temperatura a la cual han estado expuestas las plantas. Esto representa las unidades de energía calórica utilizadas por el cultivo para su crecimiento. Esta magnitud se conoce con el nombre de "tiempo térmico" (TT) y se mide en unidades de grados-días (°d). Existen varias metodologías para estimar el tiempo térmico (Zalom y otros, 1983; Higley y otros, 1986), pero la

más utilizada es el método residual (Gilmore y Rogers, 1958), que estima su valor mediante la expresión:

$$TT = \sum_{i=1}^{n} \overline{T_i} - T_B \tag{3.1}$$

donde $\overline{T_i}$ es la temperatura media diaria y *n* es la duración en días del período en cuestión. La duración de cualquier etapa dentro del ciclo del cultivo, expresada como tiempo térmico, es un valor constante para cada cultivar, siempre que la temperatura se encuentre dentro del rango comprendido entre T_B y T_O.

En maíz, la aparición de cada nueva hoja requiere de unos 40 °d, de modo que la etapa vegetativa se completa aproximadamente a los 800 °d, mientras que el subperíodo floración-madurez fisiológica requiere entre 600 y 900 °d, según el genotipo (Figura 3.6) (Cárcova y otros, 2003b).

La temperatura también puede resultar un factor adverso o limitante para la producción de maíz en los siguientes casos (Maddonni, 2012):

- i) temperaturas medias diarias inferiores o cercanas a la T_B durante el subperíodo siembra-emergencia;
- ii) heladas (temperatura mínima en abrigo ≤2 °C) a partir de la fase V7;
- iii) estrés térmico por temperatura máxima >35 °C durante el período crítico (± 200 °d alrededor de la fecha de floración) o durante el llenado de granos.

Humedad del suelo

Los procesos fisiológicos en las plantas se ven afectados por la escasa aireación en suelos saturados de agua y por limitaciones en el suministro de agua y/o por resistencia a la penetración radicular en suelos con muy bajos contenidos de humedad. Cualquiera sea el tipo de suelo, existe un rango de humedad óptimo dentro del cual los procesos fisiológicos resultan independientes o tienen mínima dependencia de la humedad del suelo (Kay y otros, 2006). Dado que el maíz se cultiva en condiciones extensivas en lugares donde los requerimientos fototérmicos son ampliamente satisfechos, el principal factor limitante para su rendimiento en granos resulta ser el agua disponible en el suelo, ya que no siempre esta se encuentra dentro de su rango óptimo.

La demanda hídrica total óptima de un cultivo se puede cuantificar a través de la ET_M acumulada a lo largo de su ciclo de vida. Doorenbos y Pruitt (1977) señalaron consumos para maíz entre 400 y 700 mm según el clima y el genotipo. En Balcarce, maíces sembrados en octubre (época óptima para el lugar) presentan un valor promedio de alrededor de 540 mm (Otegui, 1992, citado por Andrade y otros, 1996). También en Balcarce, Andrade y Gardiol (1995) realizaron experiencias bajo condiciones hídricas y nutricionales no limitantes en las que el maíz tuvo una ET total de 530 mm, produciendo 4,2 g m⁻² de materia seca aérea por cada mm de agua consumida. En condiciones similares a estas, Hernández y otros (2015) obtuvieron valores casi constantes de 570 mm de ET total en tres campañas consecutivas. Nagore y otros (2014) compararon la ET entre híbridos lanzados en diferentes épocas y concluyeron que no existían diferencias en la ET acumulada total, aunque sí en cómo esta se distribuye en diferentes subperíodos durante el ciclo del cultivo. Estos obtuvieron un valor máximo de ET total de 646 mm, en un cultivo de maíz bajo riego y durante un año donde las precipitaciones en el mes de la floración fueron muy superiores a la mediana de Balcarce.

Una deficiencia de agua que produzca una reducción en la ET real trae aparejada una reducción en la producción de biomasa. El crecimiento del maíz se ve reducido cuando el contenido hídrico en la zona explorada por las raíces se encuentra por debajo del rango óptimo, cuyo límite inferior puede variar entre el 40 y 60% del agua útil total (Muchow y Sinclair, 1991; Andrade y otros, 1996; Cárcova y otros, 1998). Los umbrales más bajos se presentan en las etapas iniciales, previas a la floración, o hacia el final del ciclo. Por el contrario, un estrés hídrico aun moderado cercano a la fecha de floración o, en menor medida, durante el inicio del llenado de granos puede reducir sensiblemente los rendimientos (Otegui y otros, 1995).

Durante mucho tiempo se consideró que la caída del potencial de agua en las hojas, como consecuencia de la caída del potencial de agua en el suelo cuando se está secando, eran suficientes para desencadenar una serie de respuestas que incluyen la reducción de la conductancia estomática y la tasa de expansión foliar. Sin embargo, en las últimas décadas se encontró evidencia
que las plantas pueden detectar el estado hídrico del suelo y transmitir señales no hidráulicas sino químicas, que involucran hormonas como el ácido abscícico (Tardieu y Davies, 1993) que cumple un rol importante en la apertura y cierre de estomas.

El primer efecto macroscópico de las deficiencias hídricas sobre las plantas de maíz se manifiesta en la reducción del área foliar, ya sea por una disminución en la tasa de expansión foliar como por aceleración de la senescencia (Dwyer y Stewart, 1986; Yang y otros, 2009). En ambos casos, se produce una reducción de la superficie transpirante y en la intercepción de radiación, lo que a su vez afecta a la tasa fotosintética y provoca una disminución en el crecimiento. Si el cultivo tiene la posibilidad de recuperar área foliar una vez finalizado el estrés y llega a la floración con una buena cobertura, las caídas en los rendimientos son leves (Eck, 1986).

El período crítico para la determinación del rendimiento es la floración, por ello el maíz se torna altamente dependiente de la disponibilidad hídrica en un período que se extiende aproximadamente desde 15 días antes hasta 21 días después de la floración. En esta etapa se fija el número de granos por unidad de superficie, variable estrechamente relacionada con el rendimiento (Echarte y otros, 2013). La magnitud de las pérdidas depende del momento de ocurrencia, la intensidad y la duración del estrés (Hall y otros, 1981; Sinclair y otros, 1990; Boyer y Westgate, 2004).

3.3.4. Generación del rendimiento

Una forma de analizar la generación del rendimiento del cultivo de maíz es a través de sus componentes numéricos. Al igual que en los demás cultivos de granos, el rendimiento está determinado por el producto de dos factores: el número de granos producidos por unidad de superficie y el peso medio de los mismos. Todas las variables que intervienen en el rendimiento responden a los cambios que experimentan las condiciones ambientales y fisiológicas en las que crece y se desarrolla el cultivo (Andrade y otros, 1996).

Los distintos subcomponentes del rendimiento se van generando en forma sucesiva a lo largo del ciclo del cultivo, en momentos fenológicos bastante acotados. En todos los cultivos de granos existe una primera etapa vegetativa en la cual se determina el número de plantas por unidad de superficie. Luego, una segunda etapa reproductiva en la cual se determina el número de estructuras reproductivas (en maíz, las espigas) y la cantidad de granos por estructura reproductiva. Finalmente, durante las fases reproductivas más avanzadas queda definido el peso de los granos (Cárcova y otros, 2003a).

A partir de trabajos experimentales se ha determinado que el número de granos en maíz queda establecido en un período de aproximadamente 30-40 días centrado en la floración (Otegui y otros, 1995), o bien, expresado en términos de tiempo térmico, ± 230 °d alrededor de la fase de floración (Otegui y Bonhomme, 1998). Por este motivo se definió a esta etapa como el período crítico, y es coincidente con el crecimiento activo de la espiga, la emergencia de los estigmas, la polinización y el inicio del llenado de los granos (Cárcova y otros, 2003b). La incidencia de un estrés hídrico o lumínico provoca las mayores mermas en el rendimiento cuando tienen lugar durante esta etapa. Esto se debe a que el número de granos que se fijan por planta se relaciona directamente con la tasa de crecimiento de la planta (Andrade y otros, 1996), y esta última decae si las condiciones ambientales no son óptimas.

El peso del grano se genera durante la fase de llenado, la que a su vez se puede dividir en dos períodos. El primero de ellos, comúnmente denominado fase "lag", coincide con la etapa post-floración del período crítico. En él se acumula poco peso, pero se determina el peso potencial que puede alcanzar el grano, ya que se forman las células en el endosperma del grano y los gránulos donde se depositará el almidón (Cárcova y otros, 2003b). Temperaturas muy elevadas durante esta fase pueden afectar la generación de células endospermáticas y reducir el peso potencial de los granos (Jones y otros, 1995).

Luego sigue la fase de llenado efectivo, donde ocurre más del 80% del incremento del peso. Esta etapa se puede caracterizar por su duración y por la tasa de crecimiento del grano. Las deficiencias en el peso final de los granos se pueden deber a dos factores: el acortamiento de esta fase o una caída en la tasa de acumulación de materia seca. La duración del período de llenado se reduce al aumentar la temperatura o cuando la actividad fotosintética es baja, ya sea por baja radiación incidente como también por disminución del área foliar verde como consecuencia de una sequía (Andrade y otros, 1996). En

estas condiciones, no se ve alterada la tasa de crecimiento porque el maíz removiliza reservas desde las partes vegetativas hacia sus órganos reproductivos.

La tasa de crecimiento también se ve afectada, aunque en proporción directa, por la temperatura. Estudios experimentales mostraron que temperaturas medias superiores a 23 °C favorecen la tasa de acumulación de materia seca, pero que esto no alcanza para compensar el acortamiento que sufre la fase de llenado (Cárcova y otros, 2003b).

Por último, el maíz presenta una reducida capacidad para compensar un bajo número de granos con mayor peso final de los mismos. Estudios experimentales realizados en Balcarce mostraron que ante una reducción del 80% en el número de granos su peso medio sólo se incrementó en un 30% (Andrade y otros, 1996). Esta baja plasticidad es otro indicio de por qué el momento en que se determina el número de granos constituye la etapa crítica para el rendimiento.

Tablas y figuras Capítulo 3

| | Pericarpio | Endospermo | Germen |
|-------------|------------|------------|--------|
| Proteínas | 3,7 | 8,0 | 18,4 |
| Grasas | 1,0 | 0,8 | 33,2 |
| Fibra cruda | 86,7 | 2,7 | 8,8 |
| Cenizas | 0,8 | 0,3 | 10,5 |
| Almidón | 7,3 | 87,6 | 8,3 |
| Azúcar | 0,34 | 0,62 | 10,8 |

Tabla 3.1. Composición química aproximada (%) de las partes del grano de maíz. (Fuente: FAO, 1993).

Tabla 3.2. Fases fenológicas de las plantas de maíz, según la clasificación de Ritchie y Hanway (1982).

| Fases vegetativas | Fases reproductivas | |
|---|---|--|
| V _E – emergencia | R ₁ – emergencia de estigmas | |
| V ₁ – primera hoja expandida | R ₂ – cuaje | |
| V ₂ – segunda hoja expandida | R ₃ – grano lechoso | |
| | R ₄ – grano pastoso | |
| V _n – enésima hoja expandida | R ₅ – grano dentado | |
| V _T – panojamiento | R ₆ – madurez fisiológica | |
| | | |







Figura 3.1. Indicadores de la evolución mundial del cultivo de maíz, entre 1961 y 2011: superficie cosechada (arriba), producción de granos (medio), rendimiento (abajo).



Figura 3.2. Indicadores de la evolución del cultivo de maíz en la Argentina, entre 1961 y 2011: superficie cosechada (arriba) y producción total de granos (abajo).



Figura 3.2 (cont.). Indicadores de la evolución del cultivo de maíz en la Argentina, entre 1961 y 2011: rendimiento (arriba) e ingreso de divisas por exportación (abajo).



Figura 3.3. Morfología de la planta de maíz: a) parte aérea, b) raíz, c) espiga.



Figura 3.4. Correspondencia entre cambios morfológicos externos e internos durante el ciclo de vida de las plantas de maíz. (Fuente: Andrade y otros, 1996).



Figura 3.5. Respuestas cualitativas de la duración de un período o fase (izquierda) y de su inversa o tasa de desarrollo (derecha), ambas en función de la temperatura. (Fuente: Miralles y otros, 2003).



Figura 3.6. Evolución fenológica de la planta de maíz en función del tiempo térmico desde la fecha de siembra (temperatura base de 8 °C). IF_m : iniciación floral masculina; IF_f : iniciación floral femenina; F: floración femenina; MF: madurez fisiológica. (Fuente: Cárcova y otros, 2003b).

CAPÍTULO 4

MODELO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL DEL CULTIVO DE MAÍZ

4.1. COMPONENTE AÉREA: MODELO DE ET_M DEL CULTIVO DE MAÍZ

Todo modelo del sistema suelo-planta-atmósfera es en realidad un modelo acoplado con al menos dos componentes: una aérea, para representar el flujo de vapor de agua y de calor sensible en la capa atmosférica adyacente a la superficie cubierta por el cultivo, y otra sub-superficial para representar el flujo de agua y de calor en el suelo.

El grupo de trabajo encabezado por el Dr. Jesús Gardiol, llevó adelante en la localidad de Balcarce una serie de experimentos a campo para la estimación del consumo de agua en diferentes cultivos y el ajuste de modelos de ET (Gardiol y otros, 1994; 1997; 2002; 2003; Della Maggiora y otros, 1996; 1997; 2003; Serio y otros, 1998; 1999). Sobre la base de esa experiencia previa, para este trabajo se adoptó el modelo desarrollado por Gardiol y otros (2003). Se trata de un modelo de dos capas para estimar la ET máxima del cultivo de maíz, originalmente contrastado con datos obtenidos a campo en Balcarce durante la campaña 1995/96, en ensayos sin limitantes hídricos (con riego suplementario) y con diferentes densidades de siembra. Luego de comparar los resultados de éste con los del modelo de Penman-Monteith y los del modelo de dos capas de Shuttleworth y Wallace, los autores concluyeron que el nuevo modelo permitía minimizar los errores en la estimación de la ET, incluso cuando la cobertura del cultivo era muy baja y, por lo tanto, es aplicable durante todo el ciclo del cultivo.

El modelo de Gardiol y otros (2003) permite calcular independientemente las componentes de evaporación del suelo (E) y transpiración de las plantas (T), en una altura de referencia. Se asume que los flujos de calor sensible y latente desde el suelo están en "paralelo", respectivamente, con los flujos provenientes de la cubierta vegetal. Para ello se emplea un arreglo de resistencias en paralelo, de acuerdo el esquema de la Figura 4.1. Según Norman y otros (1995), esta clase de redes de resistencias permite una solución más simple que la de modelos en serie y es más apropiada cuando la vegetación está dispersa, como ocurre durante las primeras fases de crecimiento de este cultivo. Dado que la componente de evaporación sólo es importante cuando el cultivo no cubre totalmente el suelo, la ET se calcula como:

$$ET = \Omega E + T \tag{4.1}$$

donde Ω es un factor de peso para la evaporación del suelo. Este factor depende del índice de área foliar (*IAF*), siendo:

$$\Omega$$
 = 1, si $IAF \le$ 2
 Ω = (2 - $IAF/2$), si 2 < IAF < 4
 Ω = 0, si $IAF \ge$ 4

Las componentes E y T se calculan a partir de expresiones similares a la ecuación de Penman-Monteith aplicadas a la cubierta vegetal y al suelo, respectivamente, según la distribución de resistencias del esquema de la Figura 4.1. De esta manera,

$$T = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - R_{ns}) + \rho c_p D_{PV} / (r_a^c + r_a^a)}{\Delta + \gamma [1 + r_s^c / (r_a^c + r_a^a)]}$$
(4.2a)

$$E = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_{ns} - G) + \rho c_p D_{PV} / (r_a^s + r_a^a)}{\Delta + \gamma [1 + r_s^s / (r_a^s + r_a^a)]}$$
(4.2b)

donde:

 λ calor latente de vaporización;

- *T* flujo de vapor proveniente de la cobertura vegetal (transpiración);
- *E* flujo de vapor proveniente del suelo (evaporación);

 R_n radiación neta en el tope de la cobertura vegetal;

 R_{ns} radiación de neta en la superficie del suelo;

- *G* flujo de calor en el suelo;
- ρC_n capacidad calorífica del aire;
- γ constante psicrométrica;
- pendiente de la curva de presión de vapor de equilibrio en función de la temperatura;
- D_{PV} déficit de presión de vapor de agua;
- r_a^a resistencia aerodinámica entre la cobertura vegetal y la altura de medición dentro de la capa de superficie, que indica la resistencia debido al estado del flujo (intensidad de la turbulencia) a transferir propiedades en ese espesor de aire;
- r_a^c resistencia aerodinámica en la capa límite de los elementos que componen la cobertura vegetal, que indica la resistencia debido al estado del flujo de aire dentro de la capa límite asociada a los distintos órganos vegetales a transferir propiedades dentro de ella;
- r_s^c resistencia superficial de la cobertura vegetal, que indica la resistencia neta de la superficie de los órganos vegetales a transferir vapor de agua desde los tejidos hacia el aire;
- r_a^s resistencia aerodinámica entre el suelo y la cobertura vegetal, que indica la resistencia debido al estado del flujo a transferir propiedades en ese espesor de aire;
- r_s^s resistencia superficial del suelo, que indica la resistencia de la superficie del suelo a transferir vapor de agua desde la matriz del suelo hacia el aire.

Desde el punto de vista físico, la función de las resistencias en el modelo es actuar como elementos reguladores en los procesos de transporte turbulento, tanto a escala de órgano como de cobertura vegetal. De esta manera, $r_a^{\ c}$ controla la transferencia de vapor entre la superficie de las hojas y el nivel dentro de la cobertura vegetal considerado como fuente/sumidero de cantidad de movimiento y calor (z_0+d , en el esquema de la Figura 4.1). Los transportes verticales de masa están controlados por dos resistencias: $r_a^{\ s}$ actúa entre el suelo y z_0+d , mientras que $r_a^{\ a}$ lo hace entre z_0+d y el nivel de referencia sobre el cultivo (z). La resistencia superficial del suelo, $r_s^{\ s}$, representa la dificultad que impone el suelo a la evaporación cuando no está saturado. Finalmente, r_s^c representa el efecto conjunto de las resistencias estomáticas conectadas en paralelo. En el modelo de Gardiol y otros (2003), esta se obtiene según indica la siguiente expresión:

$$r_s^c = \frac{r_s}{2IAF^*} \tag{4.3}$$

donde r_s es la resistencia estomática media, a la cual se aplica el factor $\frac{1}{2}$ por tratarse de hojas anfiestomáticas⁵. *IAF*^{*} es un valor efectivo del índice de área foliar, que tiene en cuenta el efecto de sombreado que ejercen las hojas superiores sobre las inferiores y el consecuente cierre parcial de los estomas (Allen y otros, 1993). Cuando no existe limitante hídrico, se considera un valor constante para r_s . Gardiol y otros (2003), en concordancia con Farahani y Bausch (1995), consideraron una resistencia de 296 s m⁻¹ para el cultivo de maíz.

En este trabajo de Tesis, al haberse aplicado tratamientos para inducir limitaciones hídricas al cultivo de maíz, r_s deja de ser constante y se convierte en la variable de ajuste. Se postula que la resistencia estomática r_s debe tener una expresión matemática en la que estén representados conjuntamente el efecto de la demanda atmosférica de vapor de agua y la dificultad que encuentre el sistema radicular para extraer agua del suelo, a una tasa tal que permita satisfacer dicha demanda.

En algunos modelos del sistema suelo-planta-atmósfera ya se consideró esta dependencia conjunta para r_s , con mayor o menor grado de empirismo. Sellers y otros (1986) y Braud y otros (1995) propusieron una resistencia estomática mínima multiplicada por dos factores, uno de estrés radiativo y otro de estrés hídrico dependiente del potencial de agua en las hojas. Dolman (1993) y Calvet (2000) aplicaron factores dependientes de la temperatura y la humedad del aire, la radiación solar y la humedad del suelo.

En cambio, en este trabajo r_s es la variable que permitirá acoplar un modelo de ET máxima del cultivo de maíz (Gardiol y otros, 2003) con un módulo sub-superficial de flujo de agua entre el suelo y las raíces, permitiendo de esta manera estimar la ET real del cultivo de maíz.

⁵ Las hojas anfiestomáticas, como las del maíz, son aquellas que poseen estomas en ambas caras.

4.2. MÓDULO DE FLUJO DE AGUA EN EL SUELO

Dado que el flujo de agua en el suelo también puede ser representado a través de la analogía eléctrica (Hillel, 1998), para la componente sub-superficial se propone un modelo de este tipo, con un arreglo de resistencias en paralelo según se muestra en la figura 4.2. Se asume que las raíces del cultivo de maíz se distribuyen de manera horizontalmente homogénea, con un perfil de densidad decreciente con la profundidad (Li y otros, 1999). El perfil se puede entonces dividir en capas, y en cada una de ellas el suelo ejerce una cierta resistencia al flujo de agua hacia las raíces. Esta dependerá de las propiedades hidráulicas del suelo, su contenido de humedad y la distancia que el agua deba recorrer hasta la raíz más próxima. Finalmente, las resistencias de las distintas capas se asocian en paralelo, obteniendo una resistencia equivalente que representa la dificultad que encuentra todo el sistema radicular para extraer agua del suelo.

En el Capítulo 2 se presentó la ecuación general de flujo de agua en el suelo en función de la humedad volumétrica (*ec. 2.33*). Esta ecuación constituye el punto de partida para simular el flujo de agua hacia las raíces de las plantas. Gardner (1960) propuso una solución para la ecuación de flujo aplicada al movimiento del agua en el suelo hacia las raíces. En primer lugar, consideró una raíz lineal infinita, de radio uniforme, que actúa como sumidero de agua, y que el agua en el suelo se mueve sólo en la dirección radial. En ese caso, resulta más apropiado expresar la ecuación de flujo en coordenadas cilíndricas:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[Dr \frac{\partial \theta}{\partial r} \right]$$
(4.4)

donde r es la distancia radial medida desde el eje de la raíz. Otras formas alternativas para esta ecuación son:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{D}{r} \left[\frac{\partial \theta}{\partial r} + r \frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} \right]$$
(4.5)

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \theta}{\partial r} - \frac{1}{D} \frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$$
(4.6)

En definitiva, se trata de una ecuación diferencial en derivadas parciales de segundo orden y de tipo parabólico. Gardner (1960) asumió como condición inicial un contenido de agua espacialmente uniforme θ_0 , y como condición de contorno que la tasa de absorción de agua por las raíces (*q*'), expresada en unidades de volumen de agua por unidad de longitud de raíz y unidad de tiempo, es:

$$q' = 2\pi a D \left(\frac{d\theta}{dr}\right) \tag{4.7}$$

donde *a* es el radio de la raíz. Luego, como el agua captada por la raíz proviene desde una cierta distancia radial (*b*), la solución de (4.6) es equivalente a la solución de estado estacionario para el flujo en un cilindro hueco de radio exterior *b* y radio interior *a* (Figura 4.3):

$$\theta_b - \theta_a = \frac{q'}{4\pi D} \ln\left(\frac{b^2}{a^2}\right) \tag{4.8}$$

Aplicando nuevamente la analogía con la corriente eléctrica, en este caso para el flujo de agua en el suelo, se define la resistencia por unidad de longitud de raíz (r_r '), como aquella que encuentra el agua en fase líquida al desplazarse en el suelo hasta una raíz de longitud unitaria. Por lo tanto:

$$q' = \frac{\theta_b - \theta_a}{r_r'} \tag{4.9}$$

Combinando 4.8 y 4.9 y despejando r_r ' queda:

$$r_r' = \frac{\ln(b^2/a^2)}{4\pi D}$$
(4.10)

La distancia *b* está limitada por la densidad de raíces (ρ_r), expresada como longitud de raíces por unidad de volumen de suelo. Esta puede ser considerada, a su vez, la mitad de la distancia media entre raíces vecinas (Gardner, 1960; Tardieu y Davies, 1993):

$$b = (\pi \rho_r)^{-1/2} \tag{4.11}$$

De esta manera, la resistencia por unidad de longitud de raíz queda expresada como:

$$r_r' = -\frac{\ln(\pi \rho_r a^2)}{4\pi D} \tag{4.12}$$

Dada la dependencia de *D* y de ρ_r con la profundidad, r_r ' debe ser calculada para cada capa de suelo. La longitud de raíces (por unidad de área) en cada capa de suelo se puede obtener como el producto entre el espesor de la capa (Δz_i) y la densidad de raíces. Por lo tanto, la resistencia total en la capa *i* es entonces:

$$r_{ri} = \frac{r_{ri}'}{\rho_{ri}\Delta z_i} = -\frac{\ln(\pi\rho_{ri}a^2)}{4\pi D_i\rho_{ri}\Delta z_i}$$
(4.13)

Luego, se define la "resistencia equivalente del suelo" (r_{eq}) como la resistencia al flujo de agua en todo el perfil de suelo explorado por las raíces, y surge de sumar el aporte de cada capa como resistencias en paralelo:

$$r_{eq} = \frac{1}{\sum_{i=1}^{n} (1/r_{ri})} = \left(\sum_{i=1}^{n} \frac{4\pi D_i \rho_{ri} \Delta z_i}{\ln(\pi \rho_{ri} a^2)}\right)^{-1}$$
(4.14)

Esta resistencia equivalente es la que se tendrá en cuenta para realizar el acoplamiento de la componente sub-superficial con la componente aérea del modelo de ET real del cultivo de maíz.

Tablas y figuras Capítulo 4



Figura 4.1. Representación esquemática del modelo de evapotranspiración máxima del cultivo de maíz (Gardiol y otros, 2003). Las flechas indican flujos de energía: $\lambda T y \lambda E$ son las componentes del flujo de calor latente debidas a la transpiración y a la evaporación; Hs y Hc son los flujos de calor sensible provenientes del suelo y del cultivo; Rn y Rns son los flujos de radiación neta en el tope de la cobertura y en la superficie del suelo; G es el flujo de calor en el suelo.



Figura 4.2. Representación esquemática del modelo de flujo de agua en el suelo hacia las raíces de una planta de maíz. Las flechas indican la dirección del flujo.



Figura 4.3. Esquema de la simetría cilíndrica asumida para calcular el flujo de agua (q') hacia una raíz de longitud unitaria y radio a, desde una distancia radial b.

CAPÍTULO 5

METODOLOGÍAS DE GENERACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

5.1. CAMPAÑAS DE MEDICIÓN A CAMPO

5.1.1. Diseño experimental y metodología de trabajo observacional

Se llevaron a cabo dos experimentos a campo durante las campañas agrícolas 1998/99 y 1999/00, en el predio perteneciente a la Unidad Integrada Facultad de Ciencias Agrarias (Universidad Nacional de Mar del Plata) - Estación Experimental Agropecuaria INTA Balcarce, de la localidad homónima, sita en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. Los experimentos fueron conducidos en forma conjunta con el grupo de Agrometeorología de esa Unidad y fueron desarrollados en el marco del proyecto UBACyT IX16 "Caracterización de los parámetros meteorológicos y agrometeorológicos involucrados en el crecimiento y desarrollo de las plantas".

Los experimentos fueron diseñados con el objetivo general de caracterizar el efecto de las deficiencias de agua sobre la evapotranspiración y el rendimiento del cultivo de maíz. Con el fin de lograr deficiencias hídricas en los momentos deseados y con magnitudes previamente programadas, se diseñó un sistema para impedir el ingreso del agua de lluvia cubriendo la superficie del suelo con una lámina de polietileno negro de 0,1 mm de espesor. Previo a ser cubierto, el suelo del ensayo fue tratado por personal especializado, aplicando las dosis necesarias de insecticida y fertilizantes, y se trazaron surcos con camellones de aproximadamente 0,2 m de alto, distanciados entre sí 0,7 m.

En el diseño experimental se trató de reducir al mínimo el impacto de posibles fuentes de error (heterogeneidad del suelo, efectos de borde, etc.). Por ello se aplicó la técnica de "diseño completamente al azar", que consiste en

la asignación aleatoria de distintos tratamientos a un conjunto de unidades experimentales o parcelas (Carmona Mederos y otros, 2002). En este caso, se previó la realización de cinco tratamientos diferentes, en cuatro repeticiones cada uno, por lo que el terreno destinado para el experimento fue subdividido en 20 parcelas. El tamaño de las parcelas fue de 7 m de largo x 7 surcos (4,9 m) de ancho en la primera campaña y de 7 m de largo x 11 surcos (7,7 m) de ancho en la segunda. La separación entre parcelas fue de un surco (0,7 m) en el ancho y 1 m en el largo. A cada lado del terreno se destinaron otros 2 m para ser sembrados con el fin de disminuir los efectos de borde.

Los tratamientos aplicados consistieron en:

- a) Tratamiento RRR. Testigo con suelo cubierto, sin deficiencia de agua durante todo el ciclo. Ingreso de agua sólo por riego.
- b) Tratamiento R0₁R. Suelo cubierto para provocar deficiencia moderada de agua alrededor de floración (entre fases fenológicas V12 y R2) y adecuada disponibilidad en el resto del ciclo.
- c) Tratamiento R0₂R. Suelo cubierto para provocar deficiencia severa de agua alrededor de floración y adecuada disponibilidad de agua en el resto del ciclo.
- d) Tratamiento RR0. Suelo cubierto para provocar deficiencia de agua durante el llenado de granos (entre fases R2 y R6) y adecuada disponibilidad en el resto del ciclo.
- e) Tratamiento DDD. Testigo con suelo descubierto, sin deficiencia de agua durante todo el ciclo. Ingreso de agua por precipitación y riego. Los datos de este tratamiento no fueron considerados para este trabajo.

Un bloque de cuatro parcelas consecutivas en uno de los lados del terreno fue destinado al tratamiento DDD, mientras que en el resto se aplicó el diseño completamente al azar (cuatro tratamientos en cuatro repeticiones cada uno), resultando en cada campaña las distribuciones representadas en la Figura 5.1.

En el centro de cada parcela se instaló un tubo de acceso para medición de contenido de agua en el suelo con sonda de neutrones, hasta una profundidad máxima de 1,6 m o, en su defecto, hasta donde fuera posible penetrar según el perfil del suelo y la profundidad de la tosca. Luego se instalaron mangueras para la aplicación de riego por goteo.

Se utilizó el híbrido de maíz Dekalb 639, variedad que en ese momento era de amplio uso en la zona (INTA, 1997). La fecha de siembra fue cercana a la óptima recomendada para el lugar (Andrade y otros, 1996), el 15 de octubre en la primera campaña y el 31 de octubre en la segunda. Para realizar la siembra, sobre el tope de cada camellón se hicieron perforaciones de 0,02 m de diámetro en el polietileno, espaciadas entre sí cada 0,17 m. La siembra se efectuó colocando en forma manual tres semillas por orificio. Cuando las plantas alcanzaron el estado de 2-3 hojas, se ralearon dejando una única planta por orificio. La densidad final, en ambas campañas, fue de 8,6 plantas por metro cuadrado.

Se realizaron mediciones de humedad en el suelo a intervalos de entre 3 y 5 días. En la capa superficial (0 a 0,1 m de profundidad), las mediciones se hicieron mediante el método gravimétrico. En las parcelas cubiertas, se cortó la cobertura plástica para extraer con barreno las muestras de suelo y luego se selló con cinta adhesiva para evitar el ingreso de agua. Las muestras fueron colocadas en recipientes con tapa, trasladadas a laboratorio, pesadas y puestas a secar en horno a 105 °C hasta peso constante (24 hs). La humedad en masa o gravimétrica ω [kg kg⁻¹] se determinó mediante la relación entre pesos:

$$\omega = \frac{p_h - p_s}{p_s} \tag{5.1}$$

donde p_h es el peso inicial de la muestra (peso húmedo) y p_s es el peso final (peso seco). La diferencia entre ambos es la masa (equivalente al peso) del agua evaporada. Luego, el contenido de humedad en volumen θ [m³ m⁻³] se calculó a partir de ω según la ecuación *2.17*.

En el resto del perfil se utilizó el método de dispersión de neutrones (Bell, 1987), realizando mediciones cada 0,1 m hasta los 0,4 m de profundidad, y a partir de allí cada 0,2 m. Se empleó un equipo Troxler, modelo 4300 (Troxler E. L. Inc., Res. Triangle Park, NC, USA). Para la conversión de los datos a valores

de humedad volumétrica se usó la ecuación de calibración del equipo, ajustada para el área de Balcarce previamente por Suero y Travasso (1988):

$$\theta = (0.3312 \text{ N/S}) - 0.04837 \tag{5.2}$$

donde N es el número de conteo de neutrones medido por la sonda y S es un valor estándar determinado al inicio de cada tanda de mediciones.

En cada capa *i*, la lámina de agua (LA_i) [mm] se calculó a partir de los datos obtenidos de θ como:

$$LA_i = 1000 \ \theta \ \Delta z_i \tag{5.3}$$

donde Δ_{Z_i} [m] es la espesor de la capa *i* y 1000 el factor para convertir unidades de [m] a [mm].

Para la toma de decisiones en cuanto a la aplicación o no de agua mediante riego y su cantidad, se realizó el seguimiento a tiempo real del contenido de humedad en el suelo con planillas de cálculo diseñadas para tal fin. Los umbrales de humedad para la aplicación de riego se determinaron teniendo en cuenta el porcentaje de agua útil en los primeros 0,6 m, de acuerdo al tratamiento y fase fenológica, según se indica en la Tabla 5.1. Las láminas de agua aplicadas para lograr la diferenciación entre tratamientos están representadas en la Figura 5.2.

En los experimentos utilizados en este estudio, al estar el suelo cubierto con lámina plástica, la componente de evaporación del suelo así como los ingresos por precipitación quedan restringidos, de modo tal que el cálculo de la evapotranspiración real del cultivo (ET_C) a partir de las observaciones representa el consumo de agua del cultivo por transpiración. Para determinar la ET_C se aplicó la metodología de balance hídrico validada previamente en el lugar por Gardiol y otros (1997). Esta se basa en la variación de la lámina de agua almacenada en el suelo (ΔLA_i) entre dos mediciones sucesivas, capa por capa, según la siguiente expresión:

$$ET_C = \Sigma(\Delta LA_i + RR_i - DD_i)$$
(5.4)

donde a la variación de almacenaje en cada capa se suma la recarga de agua (RR_i) , ya sea por lluvia o por riego (en este caso sólo por riego), y se descuenta el drenaje (DD_i) cuando la lámina de agua observada en la capa de suelo

supera su capacidad de campo. La sumatoria en la ecuación 5.4 implica que el cálculo de los términos entre paréntesis se hace para cada capa y luego se suma para todo el perfil de suelo considerado. Cuando la capa considerada no es la superficial, RR_i es equivalente al drenaje desde la capa inmediata superior (DD_{i-1}) .

Las observaciones fenológicas y de altura de plantas se hicieron entre 2 y 3 veces por semana, en 6 plantas testigo por parcela. El registro fenológico se realizó aplicando la clasificación de Ritchie y Hanway (1982). Se consideró que el cultivo había alcanzado una determinada fase cuando lo había hecho al menos el 50% de las plantas testigo.

Se tomaron muestreos de biomasa aérea en distintas oportunidades durante el ciclo del cultivo, coincidiendo dos de ellos con el principio y el final del período en que se indujo el estrés hídrico. Se realizaron en total cuatro muestreos durante la primera campaña y tres durante la segunda. Cuatro plantas por parcela fueron cortadas en la base del tallo, separadas en sus distintas partes (tallos, hojas, panojas, chalas y espigas) y depositadas en cámara de secado a 60 °C hasta peso constante. Las muestras fueron luego retiradas de la cámara y pesadas para determinar la partición de materia seca en las diferentes partes de la planta.

Del total de hojas de cada muestra, previo al secado, se separó una submuestra para determinar el área foliar, mediante un medidor de área foliar LI-COR modelo LI 3000 (Li-Cor Inc., Lincoln, NE, USA). Las submuestras fueron secadas y pesadas en forma separada del resto de las hojas. El área foliar total (AF_T) [m²] de las 4 plantas que conformaban la muestra se calculó mediante la relación:

$$AF_T = P_T AF^* / P^* \tag{5.5}$$

donde AF^* y P^* son el área foliar y el peso seco de la submuestra y P_T es el peso seco total de las hojas de toda la muestra, incluyendo a la submuestra. Luego, el índice de área foliar [m² m⁻²] se obtuvo como:

$$IAF = \rho_p \, AF_T / 4 \tag{5.6}$$

donde ρ_p es la densidad de plantación [pl m⁻²] y 4 el número de plantas que conformaron la muestra.

Luego de finalizada la primer campaña, y a partir de muestras extraídas en dos lugares dentro del sitio experimental, personal especializado del Laboratorio de Suelos de la Unidad Integrada determinó la textura del suelo (porcentajes de arcilla, limo, arena) y el porcentaje de materia orgánica en cada horizonte del suelo. Se obtuvieron también los porcentajes de agua a capacidad de campo (*CC*) y punto de marchitez (*PM*), correspondientes a potenciales de agua de 0,03 y 1,5 MPa respectivamente. Dado que los límites de los horizontes no coincidían con los de las capas en que se midió regularmente la humedad, los datos texturales fueron recalculados por interpolación lineal y luego se promediaron ambas muestras. Los resultados se presentan en la *Tabla 5.2*. En la Figura 5.3 se presenta la relación entre θ y el agua útil para cada capa.

A partir de los datos de textura, se determinaron las propiedades hidráulicas del suelo empleando las ecuaciones empíricas ajustadas por Saxton y otros (1986). Estas fueron desarrolladas a partir de una extensa base de datos, lo que le da validez para un amplio rango de texturas. A las ecuaciones originales se agregaron factores de conversión para expresar el potencial de agua en unidades de columna de agua equivalente o carga hidráulica [m] y la conductividad hidráulica en [m d⁻¹]. Las expresiones finales fueron las siguientes:

$$H[m] = 10,2 \ a \ \theta^b \tag{5.7}$$

$$K[m d^{-1}] = 0,24 \exp(c + d/\theta)$$
(5.8)

donde las constantes (*a*, *b*, *c* y *d*) son funciones empíricas de los porcentajes de arcilla (%*C*) y arena (%*S*):

$$a = exp[-4.396 - 0,0715 (\%C) - 4,88x10^{-4} (\%S)^{2} - 4,285x10^{-5} (\%S)^{2} (\%C)]$$

$$b = -3,140 - 2,22x10^{-4} (\%C)^{2} - 3,484 \times 10^{-5} (\%S)^{2} (\%C)$$

$$c = 12,012 - 0,0755 (\%S)$$

$$d = -3,895 + 0,03671 (\%S) - 0,1103 (\%C) + 8,7546x10^{-4} (\%C)^{2}$$

En la Figura 5.4 están representadas las curvas de retención (H vs. θ) de cada capa de suelo. Las curvas de K se graficaron también para cada capa de suelo, tanto en función de θ (Figura 5.5) como en función del agua útil (Figura 5.6).

Para determinar la relación entre θ y la difusividad hidráulica (*D*) se calculó la pendiente de la curva de retención derivando la expresión 5.7 respecto a θ . Luego de aplicar la ecuación 2.30, se obtiene la siguiente expresión:

$$D[m^{2} d^{-1}] = 2,448 \ a \ b \ \theta^{(b-1)} \ exp(c + d \ / \theta) \tag{5.9}$$

que permite calcular *D* en función de θ . La relaciones obtenidas fueron representadas también en función de θ y del agua útil (Figuras 5.7 y 5.8, respectivamente).

5.1.2. Condiciones meteorológicas registradas durante las campañas

Los datos meteorológicos utilizados en este estudio fueron obtenidos de los registros diarios de la Estación Meteorológica Balcarce INTA, ubicada aproximadamente a 500 m del campo experimental. Los datos más relevantes (heliofanía relativa, temperatura del aire y de rocío, humedad relativa, viento a 2 m de altura y precipitación) registrados en el transcurso de ambas experiencias de campo se presentan en las Figuras 5.9 y 5.10. Se incluye además la ET_P calculada según el método de Penman (*ec. 2.7*), considerando f(u) = 0.26 (1 + 0.54 u), donde u es la velocidad media diaria del viento a 2 m de altura [m s⁻¹] (Della Maggiora y otros, 1997). En la Tabla 5.3 están los valores medios y desvío estándar de las variables mencionadas.

La diferencia más marcada se dio en las precipitaciones, que totalizaron 200 mm durante la primera campaña y 584 mm en la segunda. Para el resto de las variables se aplicó la prueba estadística t de Student de dos colas, considerando como hipótesis nula que ambas muestras provienen de poblaciones con medias diferentes. El único caso en el que no se pudo rechazar la hipótesis nula fue para el viento, que fue más débil durante la segunda campaña. En el resto de las variables no se observaron diferencias estadísticamente significativas. Se calculó el tiempo térmico acumulado a partir de la fecha de emergencia (21 de octubre en la primera campaña y 9 de noviembre en la segunda), aplicando el método residual descripto en el Capítulo 3 (*ec. 3.1*) con temperatura base de 8 °C. La evolución para ambas campañas se presenta en la Figura 5.11. Puede apreciarse que en la segunda campaña la acumulación térmica inicialmente fue más rápida debido a que fue sembrado más tarde y la emergencia se produjo casi 20 días después que en la primera (9 de noviembre y 21 de octubre, respectivamente). Se puede ver en las Figuras 5.9 y 5.10 que existió una diferencia de aproximadamente 3 °C en la temperatura media durante las primeras tres semanas desde la emergencia.

5.1.3. Evolución fenológica, de la altura de plantas y del área foliar

En las Tabla 5.4 y 5.5 se presentan los calendarios fenológicos del maíz observados en cada tratamiento durante los ensayos de ambas campañas de experimentación a campo. En la segunda el ciclo fue más corto por haber sido sembrado más tarde y, como se explicó en el apartado anterior, la acumulación térmica durante las fases vegetativas fue más rápida. En ambas campañas se alcanzó la fase VT al haber acumulado un promedio de 750 °d, sin embargo en la segunda campaña se necesitaron 12 días menos que en la primera. La duración de las fases vegetativas del tratamiento testigo fue aproximadamente la misma (alrededor de 70 días) en ambas campañas.

Se puede observar en las Tablas 5.4 y 5.5 que en ambas campañas la diferente disponibilidad hídrica en cada tratamiento modificó la evolución fenológica del cultivo durante las fases reproductivas. El tratamiento con estrés hídrico más severo alrededor de floración (R0₂R) sufrió un retraso con respecto al testigo (RRR) durante las fases reproductivas, llegando a madurez fisiológica entre 7 y 10 días más tarde. Por el contrario, en el tratamiento sometido a estrés durante el llenado de granos (RR0) se adelantó la madurez fisiológica entre 5 y 6 días comparado con el testigo. Estos efectos del estrés hídrico sobre el calendario fenológico del cultivo coinciden con los mencionados por Rhoads y Bennett (1990).

En la Figura 5.12 se muestra la evolución de la altura media de las plantas en cada tratamiento durante ambas campañas. Las mediciones se realizaron hasta que las plantas alcanzaron la altura máxima, coincidente con el final de las fases vegetativas y el comienzo de la floración. En la segunda campaña las plantas alcanzaron mayor altura en todos los tratamientos. En los tratamientos R0₁R y R0₂R, en los que la provisión de agua durante las tres semanas previas a la floración fue limitada, las plantas tuvieron menor altura con respecto a los otros tratamientos. En la primera campaña esta diferenciación fue mayor, e incluso se observó diferencia de altura entre R0₁R y R0₂R, algo que no ocurrió en la segunda.

Dado que los muestreos de biomasa a partir de los cuales se realizó la estimación del IAF se tomaron muy distanciados temporalmente entre sí, fue necesario interpolar y extrapolar valores de IAF para simular su evolución a paso diario. Para ello se aplicó el modelo de Lizaso y otros (2003), que permite simular el ciclo de vida de cada hoja, en función del tiempo térmico con temperatura base de 8 °C. En todos los casos se consideró que las plantas desarrollaron en total 20 hojas. Las variables de ajuste para representar las diferencias entre tratamientos son la posición nodal de la hoja más grande, la posición nodal de la hoja más longeva y el área foliar de la hoja más grande. Como no se tomaron mediciones de las posiciones nodales de la hoja más grande y de la hoja más longeva para los momentos de determinación de biomasa, se realizó un análisis de sensibilidad con el fin de determinar la combinación de valores de estas tres variables que mejor ajustaba a los datos de IAF observados en ambas campañas. Estos valores se presentan en la Tabla 5.6.

Los valores de IAF observados y simulados en ambas campañas están representados en las Figuras 5.13 y 5.14. Los tratamientos con déficit hídrico alrededor de la floración (R0₁R y R0₂R) tuvieron menor IAF máximo que el testigo regado (RRR), mientras que en el caso con deficiencia durante el llenado de granos (RR0) se observó la aceleración de la senescencia foliar. El IAF máximo fue menor en la segunda campaña, al contrario de lo ocurrido con la altura de las plantas.

5.1.4. Efecto de los tratamientos sobre el perfil de humedad, la transpiración y el rendimiento

Otro indicador de la diferenciación lograda entre tratamientos en ambas campañas se puede apreciar en las Figuras 5.15 y 5.16, donde se muestra la

evolución del almacenaje de agua en el perfil de suelo, expresado como agua útil. En la primera campaña, el agua útil en el perfil colonizado por raíces para el tratamiento sometido a déficit leve durante el período de floración (R0₁R) fue 15% inferior, en promedio, a la del testigo regado. La reducción llegó al 30% en el caso de deficiencia severa durante la floración (R0₂R). En el tratamiento con deficiencia hídrica durante el llenado de granos (RR0), el agua disponible durante ese período fue un 25% inferior a la del testigo. La diferenciación entre tratamientos fue algo más marcada durante la segunda campaña (18, 35 y 28%, respectivamente). Esto se explica por un ajuste metodológico aplicado en la segunda campaña, luego de observar que la capa de suelo entre 0,4 y 0,6 m de profundidad durante la primera campaña presentó muy poca variación del contenido de agua, ya que se trata de una capa con mayor contenido de arcilla y por lo tanto tiene mayor retención de agua. Por ello se decidió modificar el criterio para la aplicación de riego, considerando el porcentaje de agua útil hasta 0,4 m de profundidad.

La observación de las Figuras 5.15 y 5.16 permite realizar las primeras inferencias con respecto al patrón de extracción de agua por las raíces. Se puede ver, a medida que pasa el tiempo, como comienza a disminuir el agua útil en capas cada vez más profundas. Los tratamientos sometidos a deficiencias hídricas fueron los que extrajeron más agua desde las capas más profundas. Esto se observa también en las Figuras 5.17 y 5.18, donde se presenta la lámina de agua extraída de cada capa del suelo en diferentes fases fenológicas. También se observa en estas figuras que durante la segunda campaña el cultivo extrajo más agua que en la primera desde todas las capas; esto explica los menores porcentajes de agua útil observados en la segunda campaña (Figura 5.16), respecto de la primera (Figura 5.15). La lámina total de agua extraída (equivalente a la transpiración total) de cada tratamiento se presenta en la Tabla 5.7.

Con los datos recolectados en Balcarce durante la primera campaña de experimentación a campo, Della Maggiora y otros (2000) estudiaron el efecto de las deficiencias hídricas sobre el rendimiento final del cultivo de maíz. Señalaron que la reducción en la disponibilidad hídrica, tanto durante la floración como en el llenado de granos, produjo una disminución significativa en la producción de biomasa aérea y en el rendimiento en grano. El tratamiento

 $R0_2R$ mostró el efecto más marcado con una disminución proporcional de la biomasa aérea y del rendimiento (30-34%). El mismo comportamiento se observó en $R0_1R$, pero con una reducción menor (17%). Este resultado coincide con los de Sinclair y otros (1990), quienes demostraron que el maíz tiene una sensibilidad similar al déficit hídrico en producción de biomasa y rendimiento. En los ensayos con estrés hídrico alrededor de la floración, la reducción del rendimiento se explica por la disminución en el número de granos (28% en $R0_2R$). La deficiencia de agua durante el llenado de granos produjo una reducción significativa en el peso de los granos (26% en RR0), que explicó la disminución del rendimiento (29%). Este tratamiento tuvo un menor efecto sobre la producción de biomasa (12%), determinando que el índice de cosecha⁶ sea significativamente menor que el del testigo.

5.2. METODOLOGÍA DE CÁLCULO DE LAS VARIABLES DEL MODELO

El modelo presentado en el Capítulo 4 contiene variables cuya obtención no es directa, sino que deben ser calculadas en función de datos diarios observados (meteorológicos o del cultivo) o que, en su defecto, necesitan ser parametrizados.

La radiación neta (R_n) se obtuvo como la suma de los balances de onda corta (S^*) y larga (L^*) en el tope de la cobertura vegetal:

$$R_n = S^* + L^* (5.10)$$

El balance de onda larga para la ecuación 5.10 se calculó con la expresión propuesta por Frère (1979), en función de la temperatura del aire (T_a [K]), la presión de vapor (e [hPa]), y la heliofanía relativa (h_R):

$$L^* = -\sigma T_a^{4}(0,56 - 0,08\sqrt{e})(0,1 + 0,9hR)$$
(5.11)

donde σ es la constante de Stefan-Boltzman. Por su parte, el balance de onda corta sobre el cultivo es:

$$S^* = R_g \left(1 - \alpha_c \right) \tag{5.12}$$

⁶ El índice de cosecha (IC) se define como el cociente entre la biomasa contenida en los granos al momento de la cosecha y la biomasa aérea total.

donde R_g es la radiación global incidente y α_c es el albedo de la cobertura vegetal, obtenido en función del *IAF* según la expresión recomendada por Uchijima (1976):

$$\alpha_{\rm c} = \alpha_{\rm m} - (\alpha_{\rm m} - \alpha_{\rm s}) \exp(-0.56 \, IAF) \tag{5.13}$$

donde α_m es el albedo correspondiente a cobertura completa y α_s el del suelo desnudo. Se usaron valores de 0,22 y 0,15, respectivamente (Farahani y Bausch, 1995).

La radiación global para la ecuación 5.12 fue calculada con el modelo de Angström-Prescott con los coeficientes ajustados para Balcarce, calculados previamente por Serio y Gardiol (2005):

$$R_g = R_a \left(0.21 + 0.57 \, h_R \right) \tag{5.14}$$

donde R_a es la radiación astronómica, calculada según el método de FAO (Allen y otros, 2006).

Para R_{ns} se consideró una atenuación exponencial de R_n con la profundidad dentro de la cubierta vegetal, en función del *IAF* (Uchijima, 1976):

$$R_{ns} = R_n \exp(-0.622 IAF + 0.055 IAF^2)$$
(5.15)

El flujo de calor en el suelo (G) fue considerado nulo por tratarse de un modelo con paso diario, en el que se supone que las ganancias de calor durante las horas diurnas se compensan con las pérdidas nocturnas.

Para la longitud de rugosidad (z_0) y el desplazamiento del plano cero de cantidad de movimiento (d) se adoptaron las expresiones empleadas por Farahani y Bausch (1995), en función del *IAF* y la altura del cultivo (h):

$$d = 1.1 h \ln(1 + X^{1/4})$$
 (5.16)

$$z_0 = z_0^{s} + 0.3 h X^{1/2} \quad (si \ 0 \le X < 0.2) \tag{5.17a}$$

$$z_0 = 0,3 \ h \ (1 - d/h) \quad (si \ X \ge 0,2) \tag{5.17b}$$

donde z_0^s es la longitud de rugosidad del suelo desnudo ($z_0^s = 0,01$ m) y X es el producto entre el *IAF* y el coeficiente de arrastre de las hojas (c_d). Se consideró $c_d = 0,2$, valor medio para el maíz publicado por Wilson y Shaw (1977).

Para las resistencias se aplicó el método propuesto por Shuttleworth y Wallace (1985), teniendo en cuenta la variación de la cobertura vegetal (representada por el *IAF*) y la altura de las plantas. Por razones de simplicidad, este método ignora los efectos de la condición de estabilidad y considera que los coeficientes de difusividad turbulenta que permiten describir los flujos verticales de calor y vapor de agua son iguales que el correspondiente a la cantidad de movimiento. En un nivel z > h dado, sobre un cultivo que cubre totalmente el suelo, el coeficiente de difusividad turbulenta (K_m) en condiciones de estabilidad neutral está dado por:

$$K_m = k \, u_* (z - d) \tag{5.18}$$

donde k es la constante de von Kármán y u_* la velocidad de fricción. Esta última, en condiciones de estabilidad neutral, está dada por la siguiente expresión:

$$u_* = \frac{k \, u}{\ln[(z-d)/z_0]} \tag{5.19}$$

que a su vez surge de despejar u_* de la expresión del perfil vertical de viento fuera de la cobertura vegetal en condiciones neutrales (Oke, 1987). En esta expresión, *u* representa la velocidad del viento a la altura *z*.

Dentro de la cubierta vegetal (z < h), se asume que K_m decrece en forma exponencial con la altura, según la siguiente expresión:

$$K_m = K_m^h \exp[-n(1 - z/h)]$$
(5.20)

donde *n* es el coeficiente de extinción (n = 2,5) y K_m^h es el valor de K_m en el tope de la cubierta:

$$K_m^h = k \, u_* (h - d) \tag{5.21}$$

Siguiendo con el método propuesto por Shuttleworth y Wallace (1985), se asume que las resistencias aerodinámicas (r_a^s y r_a^a) varían linealmente entre dos valores límite, correspondientes al suelo desnudo o con una cobertura sin hojas (cuando *IAF~0*) y a una cobertura completa (cuando *IAF=4*). Los valores límite para cada resistencia se obtienen integrando:

$$r_a^x = \int_{h_1}^{h_2} \frac{dx}{K_m(z)}$$
(5.22)

considerando el coeficiente de difusividad turbulenta de cantidad de movimiento que corresponda en cada caso, entre las alturas $h_1=0$ y $h_2=z_0+d$, para r_a^s , y entre $h_1=z_0+d$ y $h_2=z$, para r_a^a .

Las expresiones resultantes para cobertura completa son:

$$r_{a}^{s}(4) = \frac{\ln[(z-d)/z_{0}]}{k^{2}u} \frac{h}{n(h-d)} \left\{ \exp(n) - \exp\left[n\left(1 - \frac{z_{0}+d}{h}\right)\right] \right\}$$
(5.23)

$$r_{a}^{a}(4) = \frac{\ln[(z-d)/z_{0}]}{k^{2}u} \left\{ \ln\left(\frac{z-d}{h-d}\right) + \frac{h}{n(h-d)} \left\langle \exp\left[n\left(1-\frac{z_{0}+d}{h}\right)\right] - 1 \right\rangle \right\}$$
(5.24)

y cuando el IAF tiende a cero (inicio o fin del ciclo de cultivo):

$$r_a^s(0) = \ln\left(\frac{z}{z_0^s}\right) \frac{\ln\left[(z_0 + d)/z_0^s\right]}{k^2 u}$$
(5.25)

$$r_a^a(0) = \frac{\ln^2(z/z_0^s)}{k^2 u} - r_a^s(0)$$
(5.26)

Finalmente, las resistencias aerodinámicas cuando la cobertura es incompleta se obtienen por interpolación lineal entre los valores correspondientes a IAF~0 y cobertura total. Una vez que el cultivo ha cubierto totalmente el suelo, éstas resultan independientes del *IAF*. De esta manera:

$$r_a^{s} = \frac{1}{4} IAF r_a^{s}(4) + \frac{1}{4} (4 - IAF) r_a^{s}(0) \qquad (si \ 0 \le IAF < 4) \qquad (5.27a)$$

$$r_a^{s} = r_a^{s}(4) \qquad (si \ IAF \ge 4) \qquad (5.27b)$$

$$r_a^{\ a} = \frac{1}{4} IAF r_a^{\ a}(4) + \frac{1}{4} (4 - IAF) r_a^{\ a}(0) \qquad (si \ 0 \le IAF < 4) \qquad (5.28a)$$

$$r_a^a = r_a^a(4) \qquad (si \ IAF \ge 4) \qquad (5.28b)$$

La resistencia aerodinámica para la transferencia de vapor de agua en la capa límite que rodea a las hojas del cultivo se obtiene como función inversa del *IAF*:

$$r_a^c = \frac{r_b}{2\,IAF} \tag{5.29}$$

donde r_b es la resistencia media en la capa límite formada sobre los órganos vegetales, por unidad de área foliar, y es dependiente de la intensidad media del viento dentro de la cobertura vegetal. Se obtuvo a partir de la expresión experimental de Farahani y Bausch (1995):

$$r_b = \frac{100}{n} \left(\frac{w}{u_h}\right)^{1/2} \left[1 - \exp(-n/2)\right]^{-1}$$
(5.30)

donde w [m] es el ancho medio de las hojas, dado por:

$$w = 0.08 \left[1 - exp(-0.6 IAF) \right]$$
(5.31)

5.3. SIMULACIÓN DEL CRECIMIENTO RADICULAR

En la expresión matemática que permite estimar la resistencia equivalente que sufre el agua al fluir en el suelo hacia las raíces de las plantas (*ec. 4.14*) se puede ver que existe dependencia entre ésta y la densidad de raíces. Por lo tanto, resulta necesario conocer o estimar la distribución de raíces con la profundidad dentro del estrato de suelo estudiado.

Numerosos autores han indicado que existe una estrecha relación entre el perfil de densidad de raíces y el patrón de extracción de agua (Sharp y Davies, 1985; Coelho y Or, 1999; Jamieson y Ewert, 1999), tal que los perfiles normalizados de ambas variables pueden ser representados por una misma función de decaimiento.

El patrón de extracción de agua del cultivo de maíz en Balcarce fue estudiado por Gardiol y otros (1997). El trabajo abarcó dos campañas agrícolas consecutivas, con un híbrido de maíz (Dekalb 636) en condiciones de manejo (fecha de siembra, fertilización y riego) similares a las descriptas en el apartado 5.1.1 de este trabajo para el tratamiento testigo (RRR). Los autores observaron variaciones de humedad en el suelo entre las fases R1 y R6 hasta 1,8 m de profundidad, pero señalaron que el 90% del agua extraída por las raíces hasta la fase V10 se concentró solamente en los primeros 0,8 m; en R1 aumentó hasta 1 m y hasta 1,2 m en R6 (Figura 5.19).

Teniendo en cuenta estos resultados, se ajustó un modelo de decaimiento exponencial (Li y otros, 1999) a este patrón de extracción para

representar el perfil de densidad radicular. El modelo considera una función de decaimiento exponencial con la profundidad, expresada de la siguiente manera:

$$\rho_r(z) = \rho_r(z_0) \left[1 - \frac{1}{1 + \exp(-\beta z)} + \frac{1}{2} \exp(-\beta z) \right]$$
(5.32)

donde $\rho_r(z)$ y $\rho_r(z_0)$ son la densidad de longitud de raíces a la profundidad z y en la capa inmediatamente debajo de la superficie, respectivamente, y β un coeficiente de extinción empírico. La distribución relativa de raíces por capa se obtiene como el cociente de la integración de la ecuación *5.32* entre z_2 y z_1 en el numerador y entre z_m y z_0 en el denominador, dando como resultado:

$$\frac{\rho_r(z_2) - \rho_r(z_1)}{\rho_r(z_m) - \rho_r(z_0)} = \frac{\ln\left[\frac{1 + \exp(-\beta z_1)}{1 + \exp(-\beta z_2)}\right] + \frac{1}{2}\left[\exp(-\beta z_1) - \exp(-\beta z_2)\right]}{\ln\left[\frac{2}{1 + \exp(-\beta z_m)}\right] + \frac{1}{2}\left[1 - \exp(-\beta z_m)\right]}$$
(5.33)

donde se considera que z_1 y z_2 son los límites superior e inferior de la capa y z_m la profundidad máxima explorada por las raíces, cuyo valor es creciente con el tiempo hasta llegar a la floración.

La profundidad máxima z_m se obtuvo aplicando el modelo empírico de elongación radicular de maíz desarrollado por Pellerin y Pagès (1994), en función del tiempo térmico acumulado desde la siembra (*TT*), cuya expresión es:

$$z_m = 1,359 \left[1 - \exp(2,83 \times 10^{-3} TT) \right]$$
 (5.34)

Los resultados obtenidos para ambas campañas se muestran en la Figura 5.20. Por la siembra más tardía de la segunda campaña, y la consecuente acumulación más rápida de tiempo térmico, las raíces profundizaron más rápido que en la primera campaña, pero la profundidad final fue similar.

El modelo exponencial de la ec. 5.33 presentó el mejor ajuste con un valor de β = 0.03. El perfil radicular obtenido (Figuras 5.21 y 5.22) se consideró invariante entre los distintos tratamientos. Debido a que hubo muy poca diferencia entre los perfiles simulados para ambas campañas, sólo se muestra el perfil obtenido para la primera de ellas. Puede observarse en la Figura 5.22 que las raíces profundizaron a una tasa aproximadamente constante,
colonizando una nueva capa de 20 cm de profundidad cada 10-11 días hasta los 40 DDE, luego el crecimiento se hace más lento. La distribución final indica que el 67% de las raíces se distribuyó en los primeros 40 cm de suelo y que sólo el 1% se encuentra por debajo de los 120 cm.

Tablas y figuras Capítulo 5

Tabla 5.1. Umbrales de humedad (porcentaje de agua útil) para la aplicación de riego en los distintos tratamientos, expresados como porcentaje de agua útil en los primeros 0,6 m de suelo.

| | ETAPA (FASES) | | | | | | | |
|-------------|---------------------------|-------------------------|-----------------------------|--|--|--|--|--|
| Tratamiento | Vegetativas (VE - V12) | Floración (V12 - R2) | Llenado granos (R2 - R6) | | | | | |
| RRR | 50 % | 70 % | 50 % | | | | | |
| R01R | 50 % | 50 % | 50 % | | | | | |
| R02R | 50 % | 30 % | 50 % | | | | | |
| RR0 | 50 % | 70 % | 30 % | | | | | |

Tabla 5.2. En la próxima página.

Tabla 5.3. Valores medios (desvío estándar) de las principales variables meteorológicas registradas en Balcarce durante ambas campañas de experimentación a campo, desde la fecha de emergencia hasta 140 días después.

| | CAMPAÑA 1998-1999 | CAMPAÑA 1999-2000 |
|------------------------------|-------------------|-------------------|
| Heliofanía relativa (%) | 57 (25) | 59 (24) |
| Temperatura (°C) | 18,7 (3,7) | 19,5 (3,4) |
| Temperatura de rocío (°C) | 14,6 (3,6) | 15,4 (3,2) |
| Tensión de vapor (hPa) | 16,9 (3,9) | 17,8 (3,3) |
| Humedad relativa (%) | 77 (8) | 78 (8) |
| Viento a 2 m (m/s) | 2,4 (0,8) | 1,8 (0,7) |
| Precipitación total (mm) | 200 | 584 |
| ETP total (mm) | 550 | 544 |

| LÍMITE | COMPOSICIÓN (%) | | | | | | LÁMINA DE AGUA (mm) | | | |
|-----------|-----------------|-------|--------|-------|----------|-------------------|---------------------|-----------|----------------|-----------|
| INFERIOR | | LIMOS | | | MAT. | CLASE TEXTURAL | CAP. DE CAMPO | | PTO. MARCHITEZ | |
| CAPA (cm) | AKCILLA | FINO | GRUESO | AKENA | ORGÁNICA | | CAPA | ACUMULADO | CAPA | ACUMULADO |
| 10 | 26.3 | 22.3 | 17.2 | 34.1 | 4.2 | franco | 33.1 | 33.1 | 17.8 | 17.8 |
| 20 | 26.5 | 22.4 | 17.2 | 33.9 | 4.2 | franco | 33.4 | 66.5 | 18.3 | 36.1 |
| 30 | 27.0 | 22.5 | 17.2 | 33.4 | 4.1 | franco | 33.5 | 100.0 | 18.2 | 54.3 |
| 40 | 28.9 | 20.6 | 17.0 | 33.5 | 2.7 | franco arcilloso | 33.0 | 133.0 | 18.7 | 73.0 |
| 60 | 42.9 | 14.6 | 14.2 | 28.3 | 1.2 | arcilla | 78.0 | 211.0 | 51.6 | 124.6 |
| 80 | 42.1 | 14.5 | 13.1 | 30.3 | 0.9 | arcilla | 76.6 | 287.6 | 50.4 | 175.0 |
| 100 | 29.7 | 20.6 | 14.9 | 34.9 | 0.5 | franco arcilloso | 63.4 | 351.0 | 36.6 | 211.6 |
| 120 | 22.7 | 23.9 | 14.8 | 38.6 | 0.3 | franco | 61.6 | 412.6 | 34.0 | 245.6 |
| 140 | 16.5 | 28.6 | 19.9 | 35.0 | 0.3 | franco | 50.6 | 463.2 | 21.4 | 267.0 |

Tabla 5.2. Datos texturales de las diferentes capas del suelo y lámina de agua correspondiente a succiones de 0,03 MPa (capacidad de campo) y 1,5 MPa (punto de marchitez).

Tabla 5.4. Fechas de siembra y emergencia y fases fenológicas del cultivo de maíz observadas durante la primera campaña de experimentación a campo. Las fechas están expresadas en días desde emergencia (DDE). Los valores resultaron del promedio de 24 plantas por tratamiento.

| | | TRATAMIENTOS (campaña 1998/99) | | | | | | | |
|-----|-----------------------|--------------------------------|------|----------|------|-------------------|------|-----------------------------|------|
| | | RRR | | RR0 | | R0 ₁ R | | $\mathbf{R0}_{2}\mathbf{R}$ | |
| F | ase fenológica | (Fecha)/ | TT | (Fecha)/ | TT | (Fecha)/ | TT | (Fecha)/ | TT |
| | | DDE | (°d) | DDE | (°d) | DDE | (°d) | DDE | (°d) |
| S | Siembra | (15/10) | | (15/10) | | (15/10) | | (15/10) | |
| Е | Emergencia | (21/10) | | (21/10) | | (21/10) | | (21/10) | |
| V6 | 6 hojas expandidas | 33 | 250 | 33 | 250 | 33 | 250 | 33 | 250 |
| V12 | 12 hojas expandidas | 57 | 510 | 61 | 549 | 59 | 533 | 61 | 549 |
| VT | Panojamiento | 75 | 725 | 76 | 737 | 78 | 761 | 79 | 766 |
| R1 | Aparición de estigmas | 78 | 761 | 80 | 772 | 81 | 780 | 82 | 792 |
| R2 | Cuaje (ampolla) | 84 | 808 | 85 | 819 | 86 | 835 | 93 | 937 |
| R3 | Grano lechoso | 96 | 971 | 96 | 971 | 96 | 971 | 103 | 1044 |
| R4 | Grano pastoso | 107 | 1095 | 107 | 1095 | 107 | 1095 | 114 | 1150 |
| R5 | Grano dentado | 121 | 1245 | 117 | 1190 | 121 | 1245 | 131 | 1389 |
| R6 | Madurez fisiológica | 145 | | 139 | | 152 | | 152 | |

Tabla 5.5. Fechas de siembra y emergencia y fases fenológicas del cultivo de maíz observadas durante la segunda campaña de experimentación a campo. Las fechas están expresadas en días desde emergencia (DDE). Los valores resultaron del promedio de 24 plantas por tratamiento.

| | | TRATAMIENTOS (campaña 1999/00) | | | | | | | |
|-----|-----------------------|--------------------------------|---------------|---------|---------------|-------------------|---------------|-----------------------------|------|
| | | RRR | | RR0 | | R0 ₁ R | | $\mathbf{R0}_{2}\mathbf{R}$ | |
| Fa | Fase fenológica | | TT | (Fecha) | ТТ | (Fecha) | TT | (Fecha) | ТТ |
| | | /DDE | (° d) | /DDE | (° d) | /DDE | (° d) | /DDE | (°d) |
| S | Siembra | (31/10) | | (31/10) | | (31/10) | | (31/10) | |
| E | Emergencia | (9/11) | | (9/11) | | (9/11) | | (9/11) | |
| V6 | 6 hojas expandidas | 23 | 229 | 23 | 229 | 23 | 229 | 23 | 229 |
| V12 | 12 hojas expandidas | 48 | 516 | 48 | 516 | 48 | 516 | 48 | 516 |
| VT | Panojamiento | 63 | 733 | 64 | 746 | 64 | 746 | 65 | 760 |
| R1 | Aparición de estigmas | 66 | 773 | 68 | 801 | 68 | 801 | 69 | 812 |
| R2 | Cuaje (ampolla) | 72 | 865 | 73 | 877 | 73 | 877 | 80 | 959 |
| R3 | Grano lechoso | 85 | 1030 | 85 | 1030 | 84 | 1019 | 90 | 1099 |
| R4 | Grano pastoso | 97 | 1178 | 98 | 1186 | 96 | 1172 | 103 | 1245 |
| R5 | Grano dentado | 106 | 1286 | 107 | 1299 | 110 | 1339 | 117 | 1414 |
| R6 | Madurez fisiológica | 137 | | 132 | | 139 | | 145 | |

Tabla 5.6. Valores utilizados en la simulación de la evolución del índice de área foliar (IAF) mediante el modelo de Lizaso y otros (2003). AF_G : área foliar de la hoja más grande; PN_G : posición nodal de la hoja más grande; PN_L : posición nodal de la hoja más longeva.

| | RRR | | R0 ₁ R | | R0 ₂ R | | RR0 | |
|----------------------------|-----|-----|-------------------|-----|-------------------|-----|-----|-----|
| Campaña | 1º | 2° | 1° | 2° | 1° | 2° | 1º | 2° |
| $\mathbf{AF}_{\mathbf{G}}$ | 800 | 800 | 750 | 800 | 750 | 800 | 800 | 800 |
| $\mathbf{PN}_{\mathbf{G}}$ | 13 | 12 | 12 | 11 | 11 | 11 | 12 | 11 |
| PN_L | 14 | 14 | 12 | 12 | 12 | 12 | 13 | 14 |

Tabla 5.7. Transpiración total (mm) observada por tratamiento durante ambas campañas de medición. En la primera campaña se consideró el período entre 12 y 131 días desde la emergencia (DDE) y en la segunda entre 13 y 125 DDE. Los valores entre paréntesis corresponden a la transpiración media diaria (mm).

| | RRR | R0 ₁ R | $\mathbf{R0}_{2}\mathbf{R}$ | RR0 |
|------------|-----------|-------------------|-----------------------------|-----------|
| 1º campaña | 397 (3,3) | 333 (2,8) | 317 (2,7) | 270 (2,3) |
| 2º campaña | 468 (4,2) | 417 (3,7) | 383 (3,4) | 415 (3,7) |



Figura 5.1. Diseño del área experimental en ambas campañas de medición de campo.



Figura 5.2. Lámina de agua aplicada mediante riego en los distintos tratamientos durante cada campaña. Arriba: riego total entre fases. V: vegetativas (VE-V12), F: floración (V12-R2), LL: llenado de granos (R2-R6). Abajo: riego acumulado a lo largo del tiempo, expresado en días desde la emergencia (DDE).



Figura 5.3. Relación entre la humedad en volumen (θ) y el agua útil (AU) en las distintas capas del suelo. Los valores en las referencias corresponden a los límites superior e inferior de las capas, expresados en cm.



Figura 5.4. Curva de retención hídrica en las distintas capas del suelo. Los valores en las referencias corresponden a los límites superior e inferior de las capas, expresados en cm.



Figura 5.5. Relación entre la humedad en volumen (θ) y la conductividad hidráulica (K) en las distintas capas del suelo. Los valores en las referencias corresponden a los límites superior e inferior de las capas, expresados en cm.



Figura 5.6. Relación entre el contenido de agua útil (AU) y la conductividad hidráulica (K) en las distintas capas del suelo. Los valores en las referencias corresponden a los límites superior e inferior de las capas, expresados en cm.



Figura 5.7. Relación entre la humedad en volumen (θ) y la difusividad hidráulica (D) en las distintas capas del suelo. Los valores en las referencias corresponden a los límites superior e inferior de las capas, expresados en cm.



Figura 5.8. Relación entre el contenido de agua útil (AU) y la difusividad hidráulica (D) en las distintas capas del suelo. Los valores en las referencias corresponden a los límites superior e inferior de las capas, expresados en cm.



Figura 5.9. Datos meteorológicos registrados en la estación Balcarce INTA durante el primer experimento de campo. Arriba: heliofanía relativa; centro: temperatura media del aire (Tm) y temperatura del punto de rocío (Td); abajo: humedad relativa.



Figura 5.9 (cont.). Arriba: velocidad media del viento a 2 m de altura; centro: precipitación diaria; abajo: evapotranspiración potencial calculada con el método de Penman.



Figura 5.10. Datos meteorológicos registrados en la estación Balcarce INTA durante el segundo experimento de campo. Arriba: heliofanía relativa; centro: temperatura media del aire (Tm) y temperatura del punto de rocío (Td); abajo: humedad relativa.



Figura 5.10 (cont.). Arriba: velocidad media del viento a 2 m de altura; centro: precipitación diaria; abajo: evapotranspiración potencial calculada con el método de Penman.



Figura 5.11. Evolución del tiempo térmico (TT) acumulado desde la fecha de emergencia durante ambas campañas, considerando una temperatura base de 8 °C.



Figura 5.12. Altura media (h) de las plantas de maíz en cada tratamiento durante las fases vegetativas de ambas campañas.



Figura 5.13. Evolución del índice de área foliar (IAF) observado (puntos) y simulado (línea), en función del tiempo expresado como días desde la fecha de emergencia (DDE), durante el primer experimento de campo.



Figura 5.14. Evolución del índice de área foliar (IAF) observado (puntos) y simulado (línea), en función del tiempo expresado como días desde la fecha de emergencia (DDE), durante el segundo experimento de campo.



Figura 5.15. Evolución de la humedad del suelo en los distintos tratamientos durante el primer experimento de campo. La humedad está expresada como fracción de agua útil (AU), en función de la profundidad (en valores negativos) y el tiempo.



Figura 5.16. Evolución de la humedad del suelo en los distintos tratamientos durante el segundo experimento de campo. La humedad está expresada como fracción de agua útil (AU), en función de la profundidad (en valores negativos) y el tiempo.



Figura 5.17. Primer experimento de campo. Lámina de agua extraída de cada capa de suelo en distintas fases fenológicas. La escala del primer gráfico es menor a fin de mostrar la variabilidad entre capas, períodos y etapas fenológicas.



Figura 5.18. Segundo experimento de campo. Lámina de agua extraída de cada capa de suelo en distintas fases fenológicas. La escala del primer gráfico es menor a fin de mostrar la variabilidad entre capas, períodos y etapas fenológicas.



Figura 5.19. Contribución relativa de las distintas capas de suelo al consumo de agua del cultivo de maíz, según experiencias de campo realizadas en Balcarce durante las campañas 1993-94 (a) y 1994-95 (b). Fuente: Gardiol y otros (1997).



Figura 5.20. Profundidad de la capa de suelo explorada por raíces (z_m) en función del tiempo desde la emergencia (DDE) hasta la fase R2.



Figura 5.21. Perfil simulado de densidad de raíces para 40, 60 y 80 días desde la emergencia (DDE).



Figura 5.22. Evolución temporal de la distribución porcentual de raíces por capa. Las referencias indican los límites superior e inferior de cada capa, en cm.

CAPÍTULO 6

RESULTADOS: CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO

6.1. EVOLUCIÓN OBSERVADA DE LA HUMEDAD DEL SUELO

La cobertura del suelo con láminas de polietileno resultó, en general, efectiva para evitar el ingreso de agua de lluvia. Sólo se produjeron algunos inconvenientes durante la segunda campaña de experimentación, por las intensas precipitaciones registradas en enero y febrero de 2000. Estos se pudieron solucionar gracias a que se contó con cuatro repeticiones por tratamiento. En los casos en que se detectó un aumento imprevisto del almacenaje de agua en el suelo luego de una precipitación, se eliminaron del cálculo las parcelas correspondientes. La precipitación registrada el 30 de enero de 2000 (58 mm) afectó una parcela del tratamiento RR0 y dos del R0₂R. Luego, hubo otros tres días consecutivos con precipitaciones entre el 10 y 12 de febrero donde se acumularon 104 mm, afectando a otra parcela del tratamiento RR0.

En las Figuras 6.1 y 6.2 se muestra la evolución temporal de la humedad del suelo por capas, promedio de cada tratamiento, durante la primera y segunda campañas de medición a campo, respectivamente. Están representados los valores diarios de θ , obtenidos a partir de los datos de LA observada. En este análisis, y en el posterior uso de los datos, sólo se tuvo en cuenta el contenido de humedad del suelo y su variación temporal hasta los 1,2 m de profundidad, ya que el total de agua extraída desde niveles inferiores a este fue inferior al 5% del total acumulado, en todos los tratamientos y en ambas campañas. Como se explicó en el Cap. 5, las mediciones se realizaron a intervalos irregulares de entre 3 y 5 días. Para obtener los datos diarios de LA se realizó una interpolación lineal entre observaciones consecutivas,

siempre y cuando no hubiera un riego entre medio. Si hubo riego, se extrapoló continuando con la variación diaria del período anterior hasta la fecha en que se aplicó el riego, se estimó el almacenaje para ese día y se tomó como referencia la siguiente observación para realizar la interpolación en los días restantes.

La variabilidad que se observa en el panel superior de las Figuras 6.1 y 6.2 refleja el importante aporte de la capa superior del suelo (hasta 40 cm de profundidad) a la extracción de agua del suelo por las raíces, y por ende a la transpiración, y la reposición de ésta mediante riego. En la primera campaña, el agua aplicada mediante riego no llegó a saturar casi nunca la capa superior, por lo que la infiltración fue poca. En cambio, en la segunda campaña se produjo mayor infiltración hacia las capas siguientes, según se puede apreciar en la Figura 6.2 en los paneles correspondientes a las capas 40-60 y 60-80 cm.

Con respecto al efecto de los tratamientos con deficiencia hídrica de la primera campaña, en la Figura 6.1 se puede ver que θ en la capa 0-40 cm del testigo RRR se mantuvo alrededor de un valor promedio de 0.26 m³ m⁻³ durante el período alrededor de la fase de floración del maíz (aproximadamente entre 60 y 85 DDE). Para los tratamientos sometidos a déficit hídrico (R0₁R y R0₂R) θ tuvo valores medios de 0,23 y 0,22 m³ m⁻³, respectivamente, y mínimos de 0,21 y 0,20 m³ m⁻³, justo antes de la aplicación del riego que dio lugar al final de la deficiencia hídrica. El tratamiento RR0 tuvo θ promedio de 0,22 m³ m⁻³ durante el llenado de granos, mientras en los otros tratamientos el promedio fue de 0,25 m³ m⁻³. Las dos capas siguientes, entre 40 y 80 cm de profundidad, son las que cedieron menos cantidad de agua. Esto se debe a su textura arcillosa. La mayor variación en el contenido de humedad se produjo durante las primeras fases del ciclo del cultivo (hasta los 70 DDE), casi sin distinción entre tratamientos. En cambio, en las capas más profundas vuelve a observarse diferencia entre tratamientos. El RRR presentó la menor variación de θ , mientras que en los tratamientos bajo deficiencia hídrica se produjo una mayor extracción agua desde estas capas, al tiempo en que la capa superior se encontraba más seca.

En la segunda campaña (Figura 6.2) se observaron algunas diferencias con respecto a la primera, aunque el aspecto más importante, la diferenciación

entre los tratamientos, también se logró satisfactoriamente. En la capa 0-40 cm, durante el período alrededor de la floración (aproximadamente entre 50 y 75 DDE), θ tuvo valores promedio de 0,30, 0,25 y 0,22 m³ m⁻³ en los tratamientos RRR, R0₁R y R0₂R, respectivamente. Luego, durante el llenado de granos θ en el tratamiento RR0 tuvo un valor medio de 0,25 m³ m⁻³, mientras que en el RRR era 0,33 m³ m⁻³. Una de las diferencias observadas con respecto a la primera campaña es lo ocurrido en las capas de profundidad intermedia, donde se distingue una mayor caída de θ en los tratamientos sometidos a deficiencia hídrica. Se presume que esto se debió a la infiltración de agua desde la capa superior, que permitió mantener un mayor contenido de humedad en el tratamiento testigo y en los demás tratamientos durante los períodos no sometidos a deficiencia hídrica. En las capas inferiores, por debajo de los 80 cm de profundidad, la variación de θ entre tratamientos y lo largo del tiempo fue similar a la de la primera campaña, pero el contenido de humedad inicial fue notablemente menor.

6.2. DIFUSIVIDAD HIDRÁULICA

Con los datos diarios de humedad de suelo, y conocida la textura de cada capa, se calcularon las propiedades hidráulicas del suelo ($H_{(\theta)}$, $K_{(\theta)}$ y $D_{(\theta)}$), también a paso diario. Debido a que el modelo que se propone aplicar para representar el flujo de agua en el suelo considera la difusividad hidráulica, se muestra su evolución temporal por capas, durante ambas campañas, en las Figuras 6.3 y 6.4. Dada la relación funcional entre D y θ , la evolución temporal de ambas variables es similar. Por lo tanto, la descripción realizada en el apartado anterior con respecto a θ puede ser aplicada cualitativamente también para D. El rango de variación de las difusividades calculadas fue de 10⁻⁴ a 10⁻¹ m² d⁻¹, los mismos órdenes de magnitud que los reportados por Parlange y otros (1993) tras mediciones experimentales realizadas en suelos franco-arcillosos.

En la primera campaña (Figura 6.3), en la capa 0-40 cm el tratamiento RRR tuvo un valor medio de D igual a 2,2 x 10^{-3} m² d⁻¹. Alrededor de la fecha de floración, en los tratamientos R0₁R y R0₂R la difusividad hidráulica cayó a valores medios de 6,7 x 10^{-4} y 5,9 x 10^{-4} m² d⁻¹, y mínimos de 9,7 x 10^{-5} y 4,4 x

 10^{-5} m² d⁻¹, respectivamente. Durante el llenado de granos el tratamiento RR0 tuvo un valor medio de D igual a 2,4 x 10^{-4} m² d⁻¹.

En el resto del perfil de suelo, en general D fue inicialmente mayor a la de la capa superior. En las capas intermedias la variación temporal y entre tratamientos fue mínima. Por debajo de los 80 cm de profundidad, en el tratamiento RR0 se observó una caída de D en un orden de magnitud con respecto al RRR.

Como se mencionó anteriormente, en la segunda campaña el tratamiento RRR tuvo mayor humedad en la capa superior que en la primera. Debido a ello D fue un orden de magnitud mayor, con un valor promedio de 1,8 x10⁻² m² d⁻¹ (Figura 6.4). Los tratamientos R0₁R y R0₂R cerca de la época de floración tuvieron valores medios de D iguales a 2,3 x10⁻³ y 2,0 x10⁻⁴ m² d⁻¹, y mínimos de 2,4 x10⁻⁴ y 5,3 x10⁻⁵ m² d⁻¹, respectivamente. Durante el llenado de granos el tratamiento RR0 tuvo un valor medio de D igual a 9 x 10⁻⁴ m² d⁻¹.

Analizando conjuntamente los datos de ambas campañas, puede afirmarse entonces que los tratamientos de deficiencia hídrica provocaron en la capa superior del suelo una caída de D que en promedio estuvo entre 1 y 2 órdenes de magnitud respecto al tratamiento testigo.

6.3. RESISTENCIA DEL SUELO AL FLUJO DE AGUA HACIA LAS RAÍCES

La resistencia que ofrece el suelo al flujo de agua hacia las raíces depende de la difusividad hidráulica y de la cantidad de raíces presentes en cada capa de suelo. La relación funcional utilizada para calcularla fue la expresada en la ecuación 4.13, considerando el perfil de densidad de raíces de la ecuación 5.33 con β = 0.03 y raíces de grosor uniforme con un diámetro de 1,6 mm (radio a = 0,8 mm) (Tardieu y Davies, 1993). Se consideró que la densidad de raíces en la capa 0-40 cm creció en forma proporcional al IAF hasta alcanzar un valor máximo de 1x10⁴ m m⁻³ en la fecha de floración, valor dentro de los rangos típicos reportados por van Noordwijk y Brouwer (1991). Posterior a la floración se consideró una tasa de decrecimiento diaria por senescencia radicular de 0,5%, de acuerdo con Klepper y Rickman (1991).

En las Figuras 6.5 y 6.6 está representada la evolución temporal de las resistencias r_{ri} calculadas para cada capa de suelo *i* en cada una de la

campañas, respectivamente. Como se mencionó anteriormente, estas resistencias son inversamente proporcionales a la difusividad hidráulica (y por lo tanto también a θ) y a la densidad radicular. En la capa superior, r_r varía en estrecha relación a las variaciones de θ , mientras que en las capas inferiores decrece inicialmente al aumentar la densidad radicular y luego aumenta a medida que la capa de suelo se seca. Comparando ambas campañas, se observa que en la segunda la capa superior tuvo menor resistencia por encontrarse, en general, más húmeda que en la primera. Las capas intermedias, de textura arcillosa, tuvieron resistencias similares en ambas campañas. En las capas más profundas, por debajo de los 80 cm, la resistencia en la segunda campaña fue entre uno y dos órdenes de magnitud mayor que en la primera.

La resistencia equivalente de todo el perfil de suelo (r_{eq}) está representada a las Figuras 6.7 y 6.8. En general, al comparar ambas campañas se observa que durante la primera la r_{eq} fue mayor que en la segunda. Esto se relaciona con las diferencias observadas tanto en θ como en D en la capa superior del suelo (0-40 cm) entre ambas campañas. A pesar de que las capas más profundas estuvieron más secas durante la segunda campaña, la mayor densidad radicular de la capa superior determina la fuerte dependencia entre r_{eq} y la humedad de esa capa.

Analizando en forma particular la r_{eq} calculada para la primera campaña (Figura 6.7) se observa que inicialmente todos los tratamientos tuvieron resistencias de magnitudes similares, en el orden de los 800 s m⁻¹, en rápida disminución acompañando al crecimiento radicular. Alrededor de los 60 DDE (unos 15 días antes de la floración), se detiene el decrecimiento y la resistencia se estabiliza en valores entre 100 y 200 s m⁻¹ en los tratamientos RRR y RR0, alrededor de 250 s m⁻¹ en el R0₁R y de 350 s m⁻¹ en el R0₂R. Estas últimas caen fuertemente luego de un riego a los 66 DDE, pero rápidamente vuelven a aumentar, diferenciándose claramente de los otros dos tratamientos. Antes que se interrumpiera la deficiencia hídrica a los 91 DDE, r_{eq} alcanzó valores máximos de aproximadamente 380 y 620 s m⁻¹ en los tratamientos R0₁R y R0₂R, respectivamente. Luego, la r_{eq} en ambos tratamientos osciló ampliamente entre 250 y 580 s m⁻¹. Esto se debió a que al secarse la capa

superior las raíces extrajeron agua desde las capas más profundas, y al reanudarse el riego la r_{eq} pasó a depender casi exclusivamente del muy variable contenido de agua de la capa superior. En el caso del tratamiento RR0, la diferenciación respecto al RRR comenzó aproximadamente a los 85 DDE, pero fue luego de los 95 DDE cuando la resistencia creció fuertemente pasando de 250 a 900 s m⁻¹ en un lapso de 30 días.

En la segunda campaña (Figura 6.8) la r_{eq} tuvo inicialmente valores entre 200 y 300 s m⁻¹ en los distintos tratamientos. Entre los 40 y 45 DDE comenzaron a aumentar las resistencias de los tratamientos R0₁R y R0₂R, diferenciándose de los otros dos. Mientras los tratamientos RRR y RRO tuvieron r_{eq} alrededor de los 50 s m⁻¹, en los tratamientos sometidos a deficiencia hídrica la req aumentaba hasta alcanzar picos máximos (previos a la interrupción de la deficiencia) de 400 y 580 s m $^{\text{-1}}$ en los tratamientos R01R y R0₂R, respectivamente. Luego la r_{eq} en estos tratamientos osciló ampliamente entre 100 y 350 s m⁻¹ durante un lapso de 2 semanas, hasta que un nuevo riego a los 91 DDE produjo que la resistencia cayera hasta valores apenas superiores a los del tratamiento RRR. La diferenciación del tratamiento RR0 comenzó a hacer su efecto sobre la r_{eq} a los 75 DDE. En esta campaña, como las capas más profundas estuvieron siempre más secas que en la anterior, se intentó mantener un mayor contenido de humedad en la capa superior mediante riegos más frecuentes con muy pequeñas cantidades de agua. El resultado sobre la req fue que durante un período de 3 semanas a partir de los 98 DDE la resistencia se mantuvo oscilando entre 300 y 500 s m⁻¹.

6.4. CALIBRACIÓN DEL MODELO

Para realizar la calibración del modelo, se tuvieron en cuenta los datos de transpiración obtenidos durante la primera experiencia de medición a campo. En total se utilizaron 88 datos (22 datos de cada tratamiento) correspondientes a la transpiración observada entre 36 y 130 DDE (Figura 6.9). Cada dato corresponde a la transpiración media diaria entre dos mediciones consecutivas de humedad del suelo.

La resistencia superficial del cultivo r_s^c se obtuvo despejando su valor de la ecuación para la componente de transpiración *T* del modelo de Gardiol y otros (2003) (ec. *4.2a*). Luego de despejar r_s^c dicha ecuación queda expresada de la siguiente forma:

$$r_s^c = \frac{1}{\gamma \lambda T} \left[\Delta (R_n - R_{ns}) (r_a^c - r_a^a) \right] - \left(\frac{\Delta}{\gamma} \right) (r_a^c - r_a^a)$$
(6.1)

y luego la resistencia estomática r_s se obtuvo invirtiendo la ecuación 4.3:

$$r_s = 2 r_s^c IAF^* \tag{6.2}$$

Los valores de r_s obtenidos en cada fecha y tratamiento están representados en la Figura 6.10. Puede verse que en el tratamiento RRR, al haber gozado el cultivo de buena disponibilidad de agua en el suelo durante todo el ciclo, fue el que presentó menor variación temporal de r_s . El valor medio fue de 313 s m⁻¹; este resultó cercano al valor constante de 296 s m⁻¹ utilizado por Farahani y Bausch (1995) y adoptado luego por Gardiol y otros (2003) para un cultivo de maíz con buena provisión de agua. En los tratamientos sometidos a deficiencias hídricas, la disminución de la transpiración provocó un aumento de la r_s estimada, alcanzando valores máximos de aproximadamente 2500, 1300 y 1850 s m⁻¹ en los tratamientos R0₁R, R0₂R y RR0, respectivamente. Estos picos máximos se produjeron en momentos coincidentes con los períodos de menor disponibilidad de agua en cada tratamiento. Fuera de esos períodos, la r_s se mantuvo en valores dentro del mismo orden de magnitud que en el tratamiento RRR.

En la Figura 6.11 está representada la dispersión de los valores de la resistencia estomática r_s respecto a la resistencia equivalente del suelo r_{eq} y a la demanda atmosférica de vapor de agua, cuantificada a través de la evapotranspiración potencial de Penman (ET_P) . Se puede ver que r_s varía en mayor medida en respuesta a las variaciones de r_{eq} , pero también existe cierta dependencia de ET_P . El coeficiente de correlación múltiple de r_s con r_{eq} y ET_P es R = 0,39. Se analizó su significancia estadística contrastando las siguientes hipótesis:

- *H*₀: la muestra proviene de una población cuyo coeficiente de correlación es =0;
- H_1 : el coeficiente de correlación poblacional es $\neq 0$.

Para ello se aplicó una prueba t de una cola con el siguiente estadístico:

$$t = R_{\sqrt{\frac{N-2}{1-R^2}}}$$
(6.3)

con *N*-2 grados de libertad, donde *N* es la cantidad de puntos considerados. El valor obtenido fue t = 3,95, cuyo valor de probabilidad asociado en la distribución t de Student es p > 0,999. Por lo tanto, se rechaza H_0 y se puede afirmar que la correlación entre las variables es significativa.

Luego, r_{eq} y ET_P se utilizaron como variables independientes para estimar r_s mediante un modelo de regresión lineal de la forma:

$$r_s = r_{eq} + \mu ET_P \tag{6.4}$$

donde μ es el coeficiente a ser ajustado y cuyas unidades son [s d m⁻¹ mm⁻¹] ó [s² m⁻²] respectivamente si ET_P se expresa en [mm d⁻¹] o bien si previamente se convierten las unidades de ET_P a [m s⁻¹]. La regresión por el método de cuadrados mínimos arrojó como resultado

$$\mu = 18.5 \text{ s d m}^{-1} \text{ mm}^{-1} = 1.598 \text{ x} 10^9 \text{ s}^2 \text{ m}^{-2}$$

En la figura 6.12 se presenta el diagrama de dispersión entre la transpiración observada (T_{obs}) en la primer campaña de experimentación y la calculada (T_{cal}) con la ecuación *4.10a*; en esta última se usó la resistencia estomática previamente obtenida aplicando la ecuación *5.4* con el coeficiente μ ajustado. Se incluyó en el diagrama la recta 1:1 (en línea llena) y los límites inferior y superior del intervalo que contiene valores que cumplen con la relación $\frac{1}{2}T_{obs} \leq T_{cal} \leq 2T_{obs}$ (en líneas punteadas).

6.5. VALIDACIÓN DEL MODELO

Para validar el modelo, se consideraron los datos de la segunda experiencia de medición a campo. En total se utilizaron 104 datos de transpiración (26 datos de cada tratamiento) observados entre 26 y 113 DDE (Figura 6.13). Al igual que con los datos usados para la calibración, cada valor de T_{obs} corresponde a la transpiración media diaria entre dos mediciones consecutivas de humedad del suelo. Los valores de T_{obs} en esta experiencia resultaron, en general, mayores que los de la primera (Figura 6.9). Esto podría resultar un inconviente ya que el ajuste del modelo se realizó para un rango de valores de transpiración menor al observado en la experiencia destinada a validar el modelo.

En la Figura 6.14 se presenta el diagrama de dispersión entre la transpiración observada (T_{obs}) en la segunda campaña de experimentación y la calculada (T_{cal}) con el modelo propuesto. De la misma manera que en la figura correspondiente a la experiencia anterior, se incluyó en el diagrama la recta 1:1 (en línea llena) y los límites inferior y superior del intervalo que contiene valores que cumplen con la relación $\frac{1}{2} T_{obs} \leq T_{cal} \leq 2 T_{obs}$ (en líneas punteadas). A pesar de que en esta experiencia se observaron valores de transpiración superiores al rango de valores de la primera, la estimación continuó siendo buena.

En la Figura 6.15 están representados los errores de estimación (diferencia $T_{cal} - T_{obs}$) para cada uno de los casos. La magnitud del error en algunos casos es grande, con diferencias de 4 mm d⁻¹. Sin embargo resulta importante destacar que el 67% de los valores están dentro del rango ±1 mm d⁻¹ y el 90% en el rango ±2 mm d⁻¹. Otra aspecto destacable es que no se observan errores sistemáticos de sobre o subestimación, ya que los puntos se distribuyen de manera heterogénea alrededor del cero, como así también lo hacen alrededor de la recta 1:1 en la Figura 6.14.

En la tabla 6.1 están resumidos los valores de transpiración acumulada durante el período que se utilizó para la simulación (26 a 113 DDE). Se incluyen los valores observados y los calculados mediante el modelo. La evolución temporal de ambas está representada en la Figura 6.16. Se puede apreciar que tanto en el valor total como en su progresión temporal hubo muy poca diferencia entre los valores simulados mediante el modelo y los observados.

En la Figura 6.17 están representados los mismos datos de la Tabla 6.1, pero divididos por subperíodos dentro del ciclo del cultivo de maíz, considerando las fases vegetativas (desde 26 DDE hasta la fase V12), reproductiva (entre V12 y R2) y de llenado de granos (desde R2 hasta 113 DDE). Se puede ver que las diferencias entre valores simulados mediante el modelo y observados, si bien fueron pequeñas durante todo el ciclo, tendieron a ser mayores y con tendencia a la subestimación durante las fases vegetativas. Al estar concentradas en la parte del ciclo donde el consumo de agua es menor, su impacto en la transpiración acumulada fue mínimo.

Para la evaluación estadística de estos resultados se aplicaron índices ampliamente utilizados para tal fin (Willmott y otros, 1985; Jacovides y Kontoyiannis, 1995; Willmott y Matsuura, 2005). Estos son: el error medio o sesgo (*MBE*, por sus siglas en inglés *mean bias error*), el error absoluto medio (*MAE*, *mean absolute error*), el error cuadrático medio (*MSE*, *mean square error*) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (*RMSE*, *root mean square error*). Las expresiones matemáticas que permiten calcularlos son las siguientes:

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} d_{i}$$
 (6.5)

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} |d_i|$$
 (6.6)

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} d_i^{\ 2}$$
(6.7)

$$RMSE = \left(\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}{d_i^2}\right)^{\frac{1}{2}}$$
(6.8)

donde *N* es el número de pares de datos y d_i es la diferencia entre el *i*-ésimo valor calculado por el modelo y el *i*-ésimo valor observado. Todos estos índices son dimensionales y tienen las mismas unidades que los datos (excepto el *MSE*, donde las unidades están elevadas al cuadrado). También se consideró el porcentaje de casos en que los valores calculados estuvieron dentro de un factor 2 respecto a los observados (FAC₂) (Hanna, 1989).

El estadístico *MBE* provee información sobre el rendimiento "global" o largo plazo del modelo; valores positivos (negativos) indican una tendencia a la sobreestimación (subestimación). Sin embargo, valores nulos o cercanos a

cero no deben interpretarse como indicadores de bondad del modelo, ya que pueden deberse a errores de gran magnitud pero de signos opuestos que tienden a compensarse. El *MAE* se compensa con el *MBE* ya que, por tratarse de un promedio de los valores absolutos de cada uno de los errores, su magnitud deseable es cero, pero no da información sobre el signo preferencial de los errores. Finalmente, *MSE* y *RMSE* proveen información "local" o corto plazo sobre el rendimiento del modelo, al considerar la magnitud cuadrática de las diferencias entre cada par de valores calculados y observados. Dado que los errores se elevan al cuadrado antes de ser promediados, ambos estadísticos dan un peso relativamente alto a grandes errores, sin importar su signo. *RMSE* es ademas una buena medida de la dispersión de los puntos alrededor de la recta 1:1; bajos (altos) valores de *RMSE* indican poca (mucha) dispersión.

Jacovides y Kontoyiannis (1995) señalaron que si bien estos índices permiten comparar modelos entre sí, no indican objetivamente si las estimaciones hechas con los modelos difieren o no de los valores observados, o sea si las diferencias son estadísticamente significativas o no. Para este tipo de análisis, propusieron la aplicación de un índice adicional. Asumiendo que los valores de d_i son independientes entre sí y que se distribuyen según una función normal, los índices *MBE* y *RMSE* se pueden combinar dando lugar a otro índice estadístico con distribución t de Student:

$$t = MBE \left(\frac{N-1}{RMSE^2 - MBE^2}\right)^{\frac{1}{2}}$$
(6.9)

Este índice fue utilizado por Jacovides y Kontoyiannis (1995) para la evaluación de modelos de evapotranspiración, pero luego fue aplicado también por otros investigadores para evaluar distintos tipos de modelos (Zhuang y otros, 2001; Donatelli y otros, 2004; Gueymard y Myers, 2008). Cuanto menor sea el valor absoluto de *t*, mejor es el rendimiento del modelo. El signo de *t* es el mismo que el de *MBE*, de modo que valores positivos (negativos) de *t* indican una tendencia a la sobreestimación (subestimación). Para decidir si las estimaciones del modelo son estadísticamente significativas o no, se debe

comparar el valor de t obtenido contra un valor crítico (t_c), que dependerá del nivel de significancia y de los grados de libertad.

En la Tabla 6.2 están resumidos los resultados del análisis estadístico aplicado a los pares de datos representados gráficamente en la Figura 6.14, obtenidos luego de aplicar el modelo propuesto para estimar la transpiración del cultivo de maíz durante la segunda campaña de experimentación a campo. El análisis se aplicó a los datos de cada tratamiento, como así también a todos los datos disponibles, sin distinción entre tratamientos. El error absoluto medio fue de sólo 0,9 mm d⁻¹, con menores valores en los tratamientos RRR y R0₁R (0,7 y 0,8 mm d⁻¹, respectivamente) y mayores en los tratamientos R0₂R y RR0 (1,1 mm d⁻¹). En todos los tratamientos hubo una cierta tendencia a la subestimación; esta resultó mayor en el tratamiento RR0 (*MBE* = -0,5 mm d⁻¹). El *RMSE* global fue de 1,3 mm d⁻¹, también con menores valores en los tratamientos RRR y R0₁R (0,9 y 1,0 mm d⁻¹, respectivamente) y mayores en los tratamientos R0₂R y RR0 (1,5 mm d⁻¹). El índice *FAC*₂ global fue del 98% y el único tratamiento donde se calcularon valores fuera del rango $\frac{1}{2} T_{obs} \leq T_{cal} \leq 2$ T_{obs} fue el R0₂R (sólo dos casos, según se aprecia en la Figura 6.14).

Para el estadístico *t* de Jacovides y Kontoyiannis (1995), se aplicó la prueba t de Student considerando las hipótesis recomendadas por los autores:

- *H*₀: no existe diferencia sistemática entre los valores medios de transpiración estimados por el modelo y los observados;
- H_1 : tal diferencia existe;

con un nivel de significancia del 5% y (*N*-1) grados de libertad. El valor de t_c es 2,06 y 1,98, para 25 y 103 grados de libertad respectivamente, según se trate de un único tratamiento o de todos juntos. En todos los casos $|t| < t_c$ (Tabla 6.2), por lo tanto no se encontraron evidencias que permitan rechazar H_0 .

Este último resultado no permite ser concluyente con respecto a que no existan diferencias significativas entre los valores de transpiración observados y los estimados mediante el modelo. De todos modos, puede ser considerado como un elemento más, junto con los otros índices estadísticos, los diagramas de dispersión y los errores de estimación, para demostrar el buen desempeño del modelo de evapotranspiración propuesto.
Tablas y figuras Capítulo 6

Tabla 6.1. Transpiración acumulada observada (T_{obs}) y calculada (T_{cal}) durante la segunda experiencia de campo, entre 26 y 113 DDE.

| | RRR | R0 ₁ R | R0 ₂ R | RR0 |
|-----------------------------------|-----|-------------------|-------------------|-----|
| \mathbf{T}_{obs} (mm) | 429 | 375 | 341 | 385 |
| $\mathbf{T_{cal}}\left(mm ight)$ | 424 | 370 | 338 | 359 |

Tabla 6.2. Resultados del análisis estadístico de la validación del modelo de transpiración del cultivo de maíz, con datos obtenidos durante la segunda experiencia de campo. N: cantidad de pares de datos considerados; MBE: error medio; MAE: error absoluto medio; MSE: error cuadrático medio; RMSE: raíz cuadrada del error cuadrático medio; t: estadístico de Jacovides y Kontoyiannis (1995); FAC₂: porcentaje de casos en los que se verifica la relación $\frac{1}{2} T_{obs} \leq T_{cal} \leq 2 T_{obs}$

| | RRR | R0 ₁ R | R0 ₂ R | RRO | TODOS |
|--|------|-------------------|-------------------|------|-------|
| Ν | 26 | 26 | 26 | 26 | 104 |
| MBE (mm d^{-1}) | -0.1 | -0.2 | -0.2 | -0.5 | -0.2 |
| $\mathbf{MAE} \; (\mathbf{mm} \; \mathbf{d}^{-1})$ | 0.7 | 0.8 | 1.1 | 1.1 | 0.9 |
| $\mathbf{MSE} \ (\mathrm{mm}^2 \ \mathrm{d}^{-2})$ | 0.8 | 1.0 | 2.2 | 2.3 | 1.6 |
| RMSE (mm d^{-1}) | 0.9 | 1.0 | 1.5 | 1.5 | 1.3 |
| t | -0.3 | -0.8 | -0.7 | -1.5 | -1.7 |
| FAC ₂ (%) | 100 | 100 | 92 | 100 | 98 |



Figura 6.1. Humedad en volumen (θ) observada a distintas profundidades del suelo y en cada tratamiento durante la primera campaña de experimentación de campo. Las líneas punteadas indican los valores límites de θ (superior: capacidad de campo, inferior: punto de marchitez).



Figura 6.2. Idem Fig.6.1, para la segunda campaña de experimentación de campo.



Figura 6.3. Difusividad hidráulica (D) observada a distintas profundidades del suelo y en cada tratamiento durante la primera campaña de experimentación de campo.



Figura 6.4. Idem Fig. 6.3, para la segunda campaña de experimentación de campo.



Figura 6.5. Resistencia del suelo al flujo de agua hacia las raíces, estimada a distintas profundidades del suelo y en cada tratamiento durante la primera campaña de experimentación de campo.



Figura 6.6. Idem Fig. 6.5, para la segunda campaña de experimentación de campo.



Figura 6.7. Resistencia equivalente del suelo calculada para cada tratamiento durante la primera campaña de experimentación de campo.



Figura 6.8. Idem Fig. 6.7, para la segunda campaña de experimentación de campo.



Figura 6.9. Transpiración media diaria estimada a partir de observaciones de humedad del suelo en la primera campaña de experimentación de campo.



Figura 6.10. Resistencia estomática estimada a partir de la transpiración observada en la primera campaña de experimentación de campo.



Figura 6.11. Diagrama de dispersión entre valores de resistencia estomática (r_s), resistencia equivalente del suelo (r_{eq}) y evapotranspiración potencial (ET_P).



Figura 6.12. Transpiración del cultivo de maíz calculada (T_{cal}) vs. observada (T_{obs}) en la primer campaña de experimentación a campo. La línea llena representa la relación 1:1 y las líneas punteadas los límites de la relación con factor 2 (2:1 y 1:2).



Figura 6.13. Transpiración media diaria estimada a partir de observaciones de humedad del suelo en la segunda campaña de experimentación de campo.



Figura 6.14. Transpiración del cultivo de maíz calculada (T_{cal}) vs. observada (T_{obs}) en la segunda campaña de experimentación a campo. La línea llena representa la relación 1:1 y las líneas punteadas los límites de la relación con factor 2 (2:1 y 1:2).



Figura 6.15. Error de las estimaciones, calculado como la diferencia entre la transpiración calculada y la observada en la segunda campaña de experimentación a campo.



Figura 6.16. Evolución temporal de la transpiración acumulada observada y calculada en cada tratamiento, durante la segunda campaña de experimentación.



Figura 6.17. Transpiración observada y calculada en cada tratamiento, acumulada por subperíodos, durante la segunda campaña de experimentación.

CAPÍTULO 7

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

El cultivo de maíz desempeña un rol fundamental en la alimentación humana, tanto por su consumo directo como así también por su uso como forraje en la alimentación del ganado para producción de carne o leche. Sumado a ello, en las últimas décadas se ha convertido en un insumo clave para una creciente variedad de industrias de alta complejidad, cuyo producto final puede ser, entre otras cosas, un biocombustible o un biomaterial.

Aumentar la producción agrícola en general, y en particular la del maíz, supone dos alternativas: la expansión de la superficie destinada a la producción o mejorar los sistemas de producción para hacerlos más eficientes, logrando mayores rendimientos. La segunda opción, la mejor desde el punto de vista de la sustentabilidad, lleva aparejado un aumento en la eficiencia de uso del agua, lo que implica maximizar el rendimiento minimizando el agua consumida, cuantificada a través de la evapotranspiración.

La medición o estimación precisa de la evapotranspiración va mucho más allá de su relación con los rendimientos agrícolas. En los modelos de circulación general de la atmósfera, la evapotranspiración es uno de los mecanismos más importantes de transferencia de propiedades desde la superficie hacia la capa límite atmosférica, afectando a los transportes regionales de humedad, la convección y la precipitación.

Ante la escasez de mediciones directas de evapotranspiración, los modelos de simulación del sistema suelo-planta-atmósfera son una de las herramientas más precisas para su estimación. Estos se basan en fundamentos físicos para representar matemáticamente el flujo de agua en el sistema, junto con los factores que lo potencian y aquellos que actúan como limitantes.

Este trabajo de Tesis tuvo como objetivo desarrollar y validar un modelo del sistema suelo-planta-atmósfera para la estimación de la evapotranspiración real del cultivo de maíz. En el modelo propuesto se integran aspectos micrometeorológicos (mediante un modelo de ET_P) con otros de tipo edafológicos (flujo de agua en el suelo) y fisiológicos (resistencia estomática). El hecho de incorporar al modelo restricciones al flujo de agua mediante la regulación estomática, ante la caída del contenido de humedad del suelo, constituye una mejora respecto al modelo de Gardiol y otros (2003) y otros similares (Shuttleworth y Wallace, 1985; Farahani y Bausch, 1995; Tahiri y otros, 2006). Esta mejora permite extender su aplicación a condiciones hídricas no potenciales, o sea cuando la ET real cae por debajo de los valores máximos esperados según la demanda atmosférica y la fase fenológica del cultivo. En el Anexo I se presenta una síntesis de los datos necesarios para utilizar el modelo propuesto.

Para lograr el objetivo fue necesario disponer de una base de datos apropiada, por lo que se planificaron y llevaron adelante dos campañas de experimentación a campo en un cultivo de maíz sometido a deficiencias hídricas de diferente magnitud y en diferentes subperíodos dentro de su ciclo. En el transcurso de estas campañas se realizaron periódicamente mediciones de humedad de suelo a diferentes profundidades, observaciones fenológicas y fenométricas del cultivo.

Las condiciones atmosféricas en las que se desarrollaron ambas campañas presentaron algunas diferencias. En promedio, la segunda campaña tuvo menor velocidad de viento y mayor temperatura y humedad, aunque en estos últimos las diferencias no fueron significativas. Si bien por el diseño experimental la precipitación no tuvo impacto en el desarrollo de los cultivos, ésta fue muy superior en la segunda campaña.

El diseño de estos experimentos resultó apropiado para inducir, a través de las deficiencias hídricas deseadas, impactos mensurables en las variables edáficas y biológicas del cultivo. Esto se vio reflejado en el perfil de humedad del suelo. El agua útil en el tratamiento sometido a déficit leve durante el período de floración (R0₁R) fue 15-18% inferior, en promedio, a la del testigo regado (RRR). La reducción llegó al 30-35% en el caso de deficiencia severa durante la floración (R0₂R). En el tratamiento con deficiencia hídrica durante el

llenado de granos (RR0), el agua útil durante ese período fue un 25-28% inferior a la del testigo.

La diferente disponibilidad hídrica entre tratamientos modificó la evolución fenológica del cultivo, provocando en el tratamiento R0₂R un retraso para llegar a madurez fisiológica de entre 7 y 10 días con respecto al RRR. En cambio, en el tratamiento RR0 la madurez fisiológica sufrió un adelantó de entre 5 y 6 días comparado con el testigo. Los datos fenométricos obtenidos durante los experimentos a campo permitieron evaluar la ocurrencia de efectos acordes a las deficiencias hídricas en la producción de biomasa, la altura de las plantas, el área foliar y el rendimiento en granos.

Dado que el agua que fluye en el suelo hacia las raíces de las plantas no lo hace libremente sino que debe vencer la resistencia que ejerce el suelo, el modelo propuesto incorpora un módulo de flujo de agua en el suelo, donde el perfil del suelo se halla discretizado en capas, y en cada una de ellas la resistencia es inversamente proporcional a la difusividad hidráulica y a la densidad de raíces. Luego, la resistencia de cada capa se integra en una resistencia equivalente del suelo, denominada r_{eq} , mediante un arreglo de resistencias en paralelo. La r_{eq} representa la dificultad que encuentra todo el perfil radicular para extraer agua del suelo. Li y otros (2001) definieron a esta forma de representación del flujo de agua en el suelo como "aproximación microscópica" ya que se fundamenta en la teoría planteada por Gardner (1960), explicada en el apartado 4.2 de esta Tesis. Una de las limitaciones que presenta esta teoría es que, al desconocerse la geometría exacta del sistema radicular, considera que en cada capa de suelo las raíces se hallan distribuidas en forma homogénea, sin tener en cuenta que al sembrar en surcos (Coelho y Or, 1999) o en suelos compactados (Amato y Ritchie, 2002) se producen inhomogeneidades en la distribución de raíces. Tampoco tiene en cuenta posibles variaciones en el perfil radicular o en la profundización de las raíces como estrategia defensiva de las plantas ante el stress hídrico (Li y otros, 2001), o las diferencias que estas puedan presentar entre diferentes híbridos. Pese a ello, este tipo de modelos resulta más apropiado que las aproximaciones "macroscópicas", donde la extracción de agua del suelo por las raíces se obtiene por simples funciones empíricas.

En el modelo propuesto, las variaciones de la resistencia en el suelo se deben exclusivamente a variaciones en el medio físico (humedad del suelo). El perfil radicular cumple una función pasiva, ya que se supone inalterable (en densidad y profundidad máxima) ante las deficiencias hídricas. Al considerar un arreglo de resistencias en paralelo, se está suponiendo que mientras haya agua disponible en todo el perfil, la mayor extracción se hará desde la capa más superficial, donde la densidad de raíces es mayor y la resistencia es menor. En la medida en que esa capa se vaya secando, la resistencia de ese nivel aumenta y disminuye el flujo de agua hacia las raíces. Si en las capas más profundas aun hay agua disponible, las resistencias permanecen pequeñas en comparación a las de las capas más secas, permitiendo que en esos niveles crezca el aporte relativo al flujo de agua hacia las raíces, y esto redunda en el mantenimiento del flujo de agua a través de la planta necesario para mantener los niveles de evapotranspiración.

La r_{eq} calculada presentó variaciones acordes a los tratamientos diferenciados, con valores inferiores a 200 s m⁻¹ en ausencia de déficit hídrico y aumentando hasta alcanzar picos de entre 600 y 900 s m⁻¹ en los momentos previos a la interrupción del déficit. A su vez, las diferencias observadas en su valor entre campañas, indica que es una de las variables fundamentales para representar la transpiración real del cultivo a través de r_s . La r_{eq} resultó tener mayores valores en la primera campaña respecto de los calculados en la segunda. Si bien el forzante atmosférico acumulado en el ciclo de cultivo (ET_P) fue similar en ambas campañas, la transpiración fue superior en la segunda. Su valor acumulado en la segunda campaña fue un 17%, 25%, 21% y 53% superior respecto del de la primera para los tratamientos RRR, R0₁R, R0₂R y RR0, respectivamente.

Para acoplar el módulo de flujo de agua en el suelo al modelo de ET se usó como variable de ajuste a la resistencia estomática r_s , considerando que esta varía regulando la tasa de transpiración en respuesta a la demanda atmosférica de vapor y a la dificultad que encuentran las plantas para satisfacer dicha demanda. El modelo fue ajustado utilizando los datos de transpiración de la primera campaña de experimentación, obteniendo la relación $r_s = r_{eq} + \mu ET_P$ con $\mu = 18,5$ s m⁻¹ d mm⁻¹ y ET_P expresada en [mm d⁻¹]. Esta relación, si bien tiene una componente empírica en el coeficiente μ , al tener en cuenta la r_{eq} permite una mejor representación desde el punto de vista físico de la actividad de los estomas en la regulación del flujo de vapor en el sistema suelo-plantaatmósfera, en comparación a otros modelos donde la resistencia (o su recíproca la conductancia) estomática fueron ajustadas mediante funciones empíricas dependientes de la temperatura, la radiación solar y la humedad del suelo (Sellers y otros, 1986; Noilhan y Planton, 1989; Anadranistakis y otros, 2000).

La validación del modelo acoplado utilizando los datos de la segunda campaña de experimentación resultó satisfactoria, a pesar de que en esa campaña el rango de valores de transpiración observada fue mayor que el de los datos utilizados para la calibración. La diferencia entre valores calculados y observados estuvieron en el 67% de los casos dentro del rango ±1 mm d⁻¹ y en el 90% de los casos el rango ±2 mm d⁻¹. El análisis estadístico arrojó como resultado un *MAE* de sólo 0,9 mm d⁻¹ y un *RMSE* de 1,3 mm d⁻¹. En todos los tratamientos hubo una leve tendencia a la subestimación, pero las diferencias estuvieron concentradas durante las fases vegetativas, y al ser esta la parte del ciclo donde el consumo de agua es menor, su impacto en la transpiración acumulada resultó mínimo.

Por lo tanto, se concluye que el modelo del sistema suelo-plantaatmósfera desarrollado en este trabajo de Tesis constituye una herramienta útil y precisa para estimar la evapotranspiración real del cultivo de maíz, en una amplia variedad de situaciones respecto a la condición hídrica.

La metodología aplicada para calcular la resistencia equivalente del suelo lo hace adaptable a suelos de diferentes perfiles texturales. Sin embargo, un conocimiento más certero de la densidad radicular, su variación con la profundidad y las diferencias que se puedan presentar entre distintos híbridos o su modificación ante condiciones de estrés hídrico podrían redundar en una mejora sustancial de este aspecto del modelo.

Con las parametrizaciones adecuadas, en relación a la arquitectura de la cubierta vegetal y del perfil radicular, el modelo propuesto podría ser adaptado para aplicarse, en el futuro, a otros cultivos. Para ello, sería necesario desarrollar previamente experimentos de campo similares a los realizados para este trabajo, considerando para otros cultivos, además de los aspectos

mencionados en el párrafo anterior, sus momentos críticos respecto a la disponibilidad de agua y los umbrales de agua útil correspondientes para definir los distintos tratamientos.

ANEXO I

En la siguienta tabla se resumen los datos necesarios para la aplicación del modelo del sistema suelo-planta atmósfera desarrollado en este trabajo de Tesis y aplicado para estimar la evapotranspiración real de un híbrido de maíz en la localidad de Balcarce, provincia de Buenos Aires.

| Datos diarios | | Radiación astronómica (<i>R</i> _a) | | |
|--|---------------------|--|--|--|
| | meteorológicos | Temperatura media (T_a) | | |
| | | Presión de vapor media (e) | | |
| | | Velocidad media del viento a 2 m (u) | | |
| | | Altura media de las plantas (h) * | | |
| | del cultivo | Indice de área foliar (IAF) * | | |
| | | Densidad de raíces en la capa superficial ($ ho_r(z_0)$) ** | | |
| | | Profundidad de la capa colonizada por raíces $(z_m)^{**}$ | | |
| | del perfil de suelo | Humedad en volumen $(\theta)^*$ | | |
| | (por capas) | | | |
| Textura del suelo | | Porcentajes de arcilla (% C) y de arena (% S) | | |
| (por capas) | | | | |
| Otros parámetros (supuestos constantes) | | Albedo del suelo desnudo ($\alpha_s = 0,15$) | | |
| | | Albedo con cobertura vegetal completa ($\alpha_m = 0,22$) | | |
| | | Longitud de rugosidad del suelo desnudo ($z_0^s = 0,01 \text{ m}$) | | |
| | | Coeficiente de arrastre de las hojas ($c_d = 0,2$) | | |
| | | Radio medio de raíces (a = 0,8 mm) | | |

* Los datos diarios fueron obtenidos por interpolación o extrapolación a partir de datos observados en períodos de tiempo irregulares durante las campañas de experimentación campo.

** Al no disponer de datos observados, los datos diarios fueron estimados aplicando modelos en función de otras variables.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R.G., M. Jensen, J.L. Wright y R. Burman, 1989: Operational estimates of reference evapotranspiration. Agron. J., 81: 650-662.
- Allen, R.G., M. Smith, A. Perrier y L.S. Pereira, 1994: An update for the definition of reference evapotranspiration. ICID Bulletin, 43: 1-34.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 2006: Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. United Nations Food and Agriculture Organization, Roma. 298 p.
- Amato, M. y J. Ritchie, 2002. Spatial distribution of roots and water uptake of maize (Zea mays L.) as affected by soil structure. Crop Sci., 42: 773-780.
- Anadradistakis, M., A. Liakatas, P. Kerkides, S. Rizos, J. Gavanosis y A. Poulovassilis,
 2000. Crop water requirements model tested for crops grown in Greece. Agric.
 Water Manag., 45: 297-316.
- Andrade, F.H. y J.M. Gardiol, 1994: Sequía y producción de los cultivos de maíz, girasol y soja. Boletín Técnico N°132, EEA INTA Balcarce. 23 p.
- Andrade, F., Sadras, V.; 2002: Efectos de la sequía sobre el crecimiento y rendimiento de los cultivos. En: F.H. Andrade, V.O. Sadras (eds). Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. EEA INTA Balcarce – Facultad de Ciencias Agrarias UNMP. pp 175-210.
- Andrade, F., A. Cirilo, S. Uhart y M. Otegui, 1996: Ecofisiología del Cultivo de Maíz. Editorial La Barrosa, Balcarce. 292 p.
- Andrade, F., L. Aguirrezábal, y R. Rizzalli, 2002: Crecimiento y rendimiento comparados. En: F.H. Andrade, V.O. Sadras (eds). Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. EEA INTA Balcarce – Facultad de Ciencias Agrarias UNMP. pp 57-96.
- Angström, A., 1920: Applications of heat radiation measurements to the problems of the evaporation from lakes and the heat convection at their surfaces. Geog. Ann. Stockholm, 3: 237-252.
- Bell, J.P., 1987: Neutron probe practice. Report N°19, Institute of Hydrology, Natural Environment Research Council, UK. 52 p.
- Berger, J., 1962: Maize Production and the Manuring of Maize. Centre d'Etude de l'Azote, Geneva. 315 p.

- Blaney, H.F. y W.D. Criddle, 1950: Determining water requirements in irrigated areas fron climatological and irrigation data. Tech. Paper Nº 96, USDA Soil Conservation Service. 48 p.
- Boyer, J.S. y M.E. Westgate, 2004. Grain yields with limited water. J. Exp. Bot. 55: 2385-2394.
- Bowen, I. S., 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev., 27: 779–787.
- Braud, I., A.C. Dantas-Antonino, M. Vauclin, J.L. Thony, y P. Ruelle, 1995: A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. J. Hydrol. 166: 213-250.
- Braud, I., N. Varado y A. Olioso, 2005. Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. J. Hydrol. 301: 267-286.
- Brisson, N., B. Seguin y P. Bertuzzi, 1992: Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. Agric. For. Meteorol. 59: 267-287.
- Brisson, N., B. Itier, J.C. L'Hotel y J.Y. Lorendeau, 1998. Parameterisation of the Shuttleworth-Wallace model to estimate daily maximum transpiration for use in crop models. Ecological Modelling, 107: 159-169.
- Brooks, R. y A. Corey, 1964: Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No. 3, Colorado State Univ., Ft. Collins, CO.
- Brutsaert, W., 1982: Evaporation into the Atmosphere. Theory, History, and Applications. Reprint 2010. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 304 p.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi y E.F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci., 28:181-189.
- Cain, J.D., 1998: Modelling evaporation from plant canopies. Report N°132, Institute of Hydrology, Natural Environment Research Council, UK. 50 p.
- Cárcova, J., C. Maddonni y C. Ghersa, 1998: Crop water stress index of three maize hybrids grown in soils with different quality. Field Crops Res., 55: 165-174.
- Cárcova, J., G. Abeledo y M. López Pereira, 2003a: Análisis de la generación del rendimiento: crecimiento, partición y componentes. En: E. Satorre, R. Benech Arnold, G. Slafer, E. de la Fuente, D. Miralles, M.E. Otegui, R. Savin (eds). Producción de cultivos de granos. Bases funcionales para su manejo. Ed. Facultad de Agronomía, Buenos Aires. pp 73-98.
- Cárcova, J., L. Borrás y M. Otegui, 2003b: Ciclo ontogénico, dinámica del desarrollo y generación del rendimiento y la calidad en maíz. En: E. Satorre, R. Benech Arnold, G. Slafer, E. de la Fuente, D. Miralles, M.E. Otegui, R. Savin (eds). Producción de cultivos de granos. Bases funcionales para su manejo. Ed. Facultad de Agronomía, Buenos Aires. pp 133-163.

- Carmona Medero, M.A., C. Rubio Torres y C. Lemus Flores, 2002. Curso-Taller: Estadística aplicada a la investigación. Univ. Autónoma de Nayarit, México. 102 p.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L. Pan, V. Koren, Q. Duan y A. Betts, 1995: Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. J. Geophys. Res., 101: 7251–7268.
- Coelho, E. y D. Or, 1999: Root distribution and water uptake patterns of corn under surface and subsurface drip irrigation. Plant and Soil, 206: 123-136.
- Collini, E.A., 2008: How does soil moisture influence the early stages of the South American Monsoon?. J. Climate, 21: 195-213.
- Dardanelli, J., D. Collino, M.E. Otegui y V.O. Sadras, 2003: Bases funcionales para el manejo del agua en los sistemas de producción de los cultivos de grano. En: E. Satorre, R. Benech Arnold, G. Slafer, E. de la Fuente, D. Miralles, M.E. Otegui, R. Savin (eds). Producción de cultivos de granos. Bases funcionales para su manejo. Ed. Facultad de Agronomía, Buenos Aires. pp 377-440.
- Dardanelli, J.L., J.T. Ritchie, M. Calmon, J.M. Andriani y D.J. Collino, 2004. An empirical model for root water uptake. Field Crops Res. 87: 59–71.
- Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophys. Res., 83: 1889-1903.
- Della Maggiora, A.I., E.E. Suero, J.M. Gardiol y A.I. Irigoyen, 1996: Comparación de métodos de estimación de evapotranspiración de referencia (ET₀). Actas del VII Congreso Argentino de Meteorología y VII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología. Centro Argentino de Meteorólogos, Buenos Aires, Argentina.
- Della Maggiora, A.I., J.M. Gardiol, A.I. Irigoyen y L. Echarte, 1997: Estimación de la evapotranspiración de referencia con el método de Penman-Monteith en Balcarce. Rev. Facultad de Agronomía UBA, 17: 123-126.
- Della Maggiora, A.I., J.M. Gardiol, A.I. Irigoyen, E.E. Suero y L.A. Serio, 2000: Efecto de la disponibilidad de agua en el suelo sobre la transpiración, rendimiento y eficiencia de uso de agua de un cultivo de maíz (Zea mays). Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia, Rio de Janeiro, Brasil.
- Della Maggiora, A.I., J.M. Gardiol y A.I. Irigoyen, 2002: Requerimientos hídricos. En:F.H. Andrade, V.O. Sadras (eds). Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja.EEA INTA Balcarce Facultad de Ciencias Agrarias UNMP. pp 157-173.
- Della Maggiora, A.I., J.M. Gardiol y A.I. Irigoyen, 2003: Coeficientes de cultivo de maíz basados en la evapotranspiración de referencia Penman-Monteith. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, Santa María, Brasil.

- Denmead, O.T. y R.H. Shaw, 1962: Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agron. J., 45: 385-390.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy y M. F. Wilson, 1986: Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR/TN 275. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO. 69 pp.
- Dickinson, R. E., K. W. Oleson, G. Bonan, F. Hoffman, P. Thornton, M. Vertenstein, Z.-L. Yang y X. Zeng, 2006: The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. J. Climate, 19: 2302–2324.
- Dolman, A.J., 1993: A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models. Agric. For. Meteorol., 65: 21-45.
- Donatelli, M., J. Wösten y G. Belocchi, 2004. Methods to evaluate pedotransfer functions. Developments in Soil Sciences, 30: 357-411.
- Doorenbos, J. y A. Kassam, 1979: Yield Response to Water. FAO Irrigation and Drainage Paper Nº 33. United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, Italy. 193 p.
- Doorenbos, J. y W. Pruitt, 1977: Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 24. United Nations Food and Agriculture Organization, Rome, Italy. 144 p.
- Dwyer, L. y D. Stewart, 1986: Leaf area development in field-grown maize. Agron. J., 78: 334-343.
- Dyer, A.J., 1974: A review of flux-profile relationships. Boundary-Layer Meteorol., 7: 363-372.
- Echarte, L., L. Nagore, J. Di Matteo, M. Cambareri, M. Robles y A. Della Maggiora, 2013. Grain Yield Determination and Resource Use Efficiency in Maize Hybrids Released in Different Decades. In: M. Stoycheva (ed.), Agricultural Chemistry. InTech. Chapter 2, pp 19-36.
- Eck, H.V., 1986: Effect of water deficits on yield, yield components, and water use efficiency of irrigated corn. Agron. J., 78: 1035-1040.
- Ehlers, W. y M. Goss, 2003: Water Dynamics in Plant Production. CABI Publishing, Wallingford, UK. 296 p.
- FAO, 1993: El maíz en la nutrición humana. Colección FAO: Alimentación y Nutrición N°25. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.
- Farahani, H.J. y W.C. Bausch, 1995: Performance of evapotranspiration models for maize - bare soil to closed canopy. Trans. ASAE, 38: 1049-1059.

- Feddes, R.A., H. Hoff, M. Bruen, T. Dawson, P. de Rosnay, P. Dirmeyer, R.B. Jackson,P. Kabat, A. Kleidon, A. Lilly y A.J. Pitman, 2001: Modeling root water uptake in hydrological and climate models. BAMS, 82: 2797–2809.
- Frère, 1979: A Method for the Practical Application of the Penman Formula for the Estimation of Potential Evapotranspiration and Evaporation from a Free Water Surface. FAO, Rome. 26 p.
- Gardiol, J.M., A.I. Irigoyen y A.I. Della Maggiora, 1994: Requerimiento de agua de los cultivos de maíz, girasol y soja. Il Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología. Sociedade Brasileira de Meteorología, Belo Horizonte, Brasil.
- Gardiol, J.M., A.I. Irigoyen, A.I. Della Maggiora y V. Silva, 1997: Patrón de extracción de agua de cultivos de maíz y soja en un argiudol típico de Balcarce. Rev. Facultad de Agronomía UBA, 17: 137-142.
- Gardiol, J.M., A.I. Della Maggiora y A.I. Irigoyen, 2002: Curvas de coeficientes de cultivo de maíz, girasol y soja. Actas de la IX Reunión Argentina de Agrometeorología. Asociación Argentina de Agrometeorología, Córdoba, Argentina.
- Gardiol, J.M., L.A. Serio y A.I. Della Maggiora, 2003: Modelling evapotranspiration of corn (Zea mays) under different plant densities. J. Hydrol., 271: 188-196.
- Gardner, W.R., 1960: Dynamic aspect of water availability to plants. Soil Sci., 89: 63-73.
- Gardner, W.R., 1970: Field measurement of soil water diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 34: 832-833.
- Gardner, W.H., 1986: Water content. En: A. Klute (Ed.). Methods of Soil Analysis, Part 1, 2nd Edition. ASA SSSA, Madison, WI, pp. 494–544.
- Gear, J., 2006: El cultivo de maíz en la Argentina. En: C. Rubinstein (ed.). Maíz y Nutrición: Informe sobre los usos y las propiedades nutricionales del maíz para la alimentación humana y animal. ILSI Argentina. Serie de Informes Especiales, Vol. II. pp 4-8.
- Gibson, L. y G. Benson, 2002: Origin, History, and Uses of Corn (Zea mays). Department of Agronomy, Iowa State University. http://www.agron.iastate.edu/ courses/agron212/Readings/Corn_history.htm
- Gilmore, E.C. y J.S. Rogers, 1958. Heat units as a method of measuring maturity in corn. Agron. J., 50: 611-615.
- Grassini, P., H. Yang y K. Cassman, 2009. Limits to maize productivity in the Western Corn-Belt: A simulation analysis for fully irrigated and rainfed conditions. Agric. For. Met. 149: 1254-1265.
- Guan, H. y J.L. Wilson, 2009: A hybrid dual-source model for potential evaporation and transpiration partitioning. J. Hydrol., 377: 405-416.

- Gueymard, C.A. y D.R. Myers. 2008. Validation and ranking methodologies for solar radiation models. En: V. Badescu (Ed.). Modeling Solar Radiation at the Earth Surface. Recents Advances. Springer, Berlín, pp 479-510.
- Hall, A., J. Lemcoff y N. Trápani, 1981: Water stress before and during flowering in maize and its effects on yield, its components, and their determinants. Maydica 26: 19-38.
- Hanna, S.R., 1989. Confidence limits for air quality models, as estimated by bootstrap and jacknife resampling methods. Atmos. Environ., 23: 1385-1395.
- Hatfield, J.L.,1990: Methods of estimating evapotranspiration. En: B.A. Stewart y D.R. Nielsen (eds.). Irrigation of agricultural crops. Agronomy Monograph 30: 435-474.
- Hernández, M., L. Echarte, A. Della Maggiora, M. Cambareri, P. Barbieri y D. Cerrudo, 2015. Maize water use efficiency and evapotranspiration response to N supply under contrasting soil water availability. Field Crop Res. 178: 8-15.
- Higley, L.G., L.P. Pedigo y K.R. Ostlie, 1986. DEGDAY: A program for calculating degree-days., and assumptions behind the degree-day approach. Environ. Entomol. 15: 999-1016.
- Hillel, D.; 1998. Environmental Soil Physics. 2nd edition. Academic Press, London. 771 p.
- Hoogenboom, G., 2000: Contribution of agrometeorology to the simulation of crop production and its applications. Agric. For. Met., 103: 137-157.
- Howell, T.A., R.J. Miller, C.J. Phene y D.W Meek, 1983: Evaporation from screened class A pan in a semi-arid climate. Agric. Meteorol., 29:111-124.
- Idso, S.B., R. J. Reginato, R. D. Jackson, B. A. Kimball y F. S. Nakayama, 1974: The three stages of drying of a field soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38: 831-837.
- INTA, 1997: Guía Práctica para el Cultivo de Maíz. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación. Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos. República Argentina. 220 p.
- Jacobs, A., J. van Boxel y R. El-Kilani, 1995: Vertical and horizontal distribution of wind speed and air temperature in a dense vegetation canopy. J. Hydrol., 166: 313-326.
- Jacovides, C.P. y H. Kontoyiannis, 1995: Statistical procedures for the evaluation of evapotranspiration computing models. Agric. Water Manag., 27: 365-371.
- Jamieson, P.D. y F. Ewert, 1999: The role of roots in controlling soil water extraction during drought: an analysis by simulation. Field Crops Res., 60: 267-280.
- Jara, J., C.O. Stockle y J. Kjelgaard, 1998: Measurement of evapotranspiration and its components in a corn (Zea mays L.) field. Agric. For. Meteorol., 92: 131-145.
- Jensen, M.E. 1973: Consumptive use of water and irrigation water requirements. Am. Soc. Civ. Eng., New York. 227 p.

- Jones, H.G., 1998: Stomatal control of photosynthesis and transpiration. J. Exp. Bot., 49: 387-398.
- Jones H.G., 2007. Monitoring plant and soil water status: established and novel methods revisited and their relevance to studies of drought tolerance. J. Exp. Bot., 58: 119-130.
- Jones, R., J. Roessler y S. Ouattar, 1985: Thermal environment during endosperm cell division in maize: Effects on number of endosperm cells and starch granules. Crop Sci. 25: 830-834.
- Kay, B., M. Hajabbasi, J. Ying y M. Tollenaar, 2006: Optimum versus non-limiting water contents for root growth, biomass accumulation, gas exchange and the rate of development of maize (Zea mays L.). Soil Till. Res. 88: 42-54.
- Kiniry, J.R., J.T. Ritchie y R.L. Musser, 1983: Dynamic nature of photoperiod response in maize. Agron. J. 75: 700-703.
- Kirkham, M., 2005: Principles of Soil and Plant Water Relations. Elsevier Academic Press, London, U.K. 520 p.
- Kleidon, A. y M. Heimann, 2000: Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: Mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. Climate Dyn., 16: 183–199.
- Klepper, B. y R.W. Rickman, 1991. Modelling crop root growth and function. Advances in Agronomy 44: 113-132.
- Kool, D., N. Agam, N. Lazarovitch, J.L. Heitman, T.J. Sauer y A. Ben-Gal. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. Agric. For. Meteorol., 184: 56-70.
- Lai, C.T. y G. Katul, 2000. The dynamic role of root-water uptake in coupling potential to actual transpiration. Adv. Water Resources, 23: 427-439.
- Lawrence, D.M., P.E. Thornton, K.W. Oleson y G.B. Bonan, 2007: The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: impacts on land–atmosphere interaction. J. Hydromet., 8: 862-880.
- Li, K.Y., J.B. Boisvert y R. De Jong, 1999. An exponential root-water-uptake model. Can. J. Soil Sci., 79: 333-343.
- Li, K.Y., R. De Jong y J.B. Boisvert, 2001. An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. J. Hydrol., 252: 189-204.
- Maddonni, G.A., 2012: Analysis of the climatic constraints to maize production in the current agricultural region of Argentina—a probabilistic approach. Theor. Appl. Climatol. 107: 325-345.
- Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. Mon. Wea. Rev., 97: 739-774.

- Matsuoka, Y., Y. Vigouroux, M. Goodman, J. Sánchez, E. Buckler y J. Doebley, 2002: A single domestication for maize shown by multilocus microsatellite genotyping. PNAS 99 (9): 6080-6084.
- Miralles, D., L. Windauer y N. Gómez, 2003: Factores que regulan el desarrollo de los cultivos de granos. En: E. Satorre, R. Benech Arnold, G. Slafer, E. de la Fuente, D. Miralles, M.E. Otegui, R. Savin (eds). Producción de cultivos de granos. Bases funcionales para su manejo. Ed. Facultad de Agronomía, Buenos Aires. pp 59-71.
- Monteith, J.L., 1965: Evaporation and environment. Symp. Soc. Exp. Biol. XIX, Cambridge Univ. Press: 205-234.
- Monteith, J.L., 1981: Evaporation and surface temperature. Quart. J. Roy. Met. Soc., 107: 1-27.
- Monteith, J.L., 1995: A reinterpretation of stomatal responses to humidity. Plant, Cell and Environ. 18: 357-364.
- Monteith, J.L. y M. Unsworth, 2008: Principles of Environmental Physics. 3rd Edition. Elsevier Academic Press, London. 418 p.
- Muchow, R. y T. Sinclair, 1991: Water déficit effects on maize yields modeled under current and greenhouse climates. Crop Sci. 83: 1052-1059.
- Nagore, M.L., L. Echarte, A. I. Della Maggiora y F.H. Andrade, 2012. Rendimiento y evapotranspiración en híbridos de maíz de diferentes épocas. Actas de la XIV Reunión Argentina de Agrometeorología. Asociación Argentina de Agrometeorología, Malargüe, Mendoza. pp 111-112.
- Nagore, M.L., L. Echarte, F.H. Andrade y A.I. Della Maggiora, 2014. Crop evapotranspiration in Argentinean maize hybrids released in different decades. Field Crop Res. 155: 23-29.
- Nimmo, J.R., 2005: Unsaturated Zone Flow Processes. En: M. Anderson y J. Bear (eds). Encyclopedia of Hydrological Sciences: Part 13—Groundwater. Wiley, UK. Vol. 4: 2299-2322.
- Noilhan, J. y S. Planton, 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Mon. Wea. Rev., 117: 536-549.
- Norman, J.M., W. Kustas y K. Humes, 1995: Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. Agric. For. Meteorol., 77: 263-293.
- Novák, V., T. Hurtalová y F. Matejka, 2005: Predicting the effects of soil water content and soil water potential on transpiration of maize. Agric. Water Manag., 76: 211-223.

Oke, T.R., 1978. Boundary Layer Climates. 2nd Edition. Routledge. 435 p.

Osman, K.T., 2013: Soils: Principles, Properties and Management. Springer. 293 p.

- Otegui, M. y R. Bonhomme, 1998: Grain yield components in maize. I: Ear growth and kernel set. Field Crops Res. 56: 247-256.
- Otegui, M., F. Andrade y E. Suero, 1995: Growth, water use, and kernel abortion of maize subjected to drought at silking. Field Crops Res. 40: 87-94.
- Paliwal, R.L., 2001: El Maíz en los Trópicos: Mejoramiento y Producción. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.
- Parlange, M., G. Katul, M. Folegatti y D. Nielsen, 1993: Evaporation and the field scale soil water diffusivity function. Water Resour. Res., 29: 1279-1286.
- Pascale, A. y E. Damario, 2011: Acción de los elementos meteorológicos sobre los cultivos. En: G.M. Murphy y R.H. Hurtado (eds). Agrometeorología. Ed. Facultad de Agronomía, Buenos Aires. pp 239-265.
- Passarella, V. y R. Savin, 2003: Características físico-químicas de los granos y usos principales. En: E. Satorre, R. Benech Arnold, G. Slafer, E. de la Fuente, D. Miralles, M.E. Otegui, R. Savin (eds). Producción de cultivos de granos. Bases funcionales para su manejo. Ed. Facultad de Agronomía, Buenos Aires. pp 9-23.
- Pellerin, S. y L. Pagès, 1994: Evaluation of parameters describing the root system architecture of field grown maize plants (*Zea mays* L.). I. Elongation of seminal and nodal roots and extension of their branched zone. Plant and Soil, 164: 155-167.

Penman, H.L., 1947: Evaporation in nature. Rep. Prog. Phys., 11: 366-388.

- Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc.R. Soc. London, A193: 120-146.
- Persaud, N. y R. Khosla, 1999: Partitioning soil-water losses in different plant populations of dry-land corn. Agric. Water Manag., 42: 157-172.
- Pitman, A.J., 2003: The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. Int. J. Climatol., 23: 479-510.
- Pitman, A.J., A. Henderson-Sellers, C.E. Desborough, Z.L. Yang, F. Abramopoulos, A. Boone, R.E. Dickinson, N. Gedney, R. Koster, E. Kowalczyk, D. Lettenmaier, X. Liang, J.F. Mahfouf, J. Noilhan, J. Polcher, W. Qu, A. Robock, C. Rosenzweig, C.A. Schlosser, A.B. Shmakin, J. Smith, M. Suarez, D. Verseghy, P. Wetzel, E. Wood y Y. Xue, 1999: Key results and implications from phase 1(c) of the project for intercomparison of land-surface parametrization schemes. Climate Dynam., 15: 673–684
- Priestley, C.H., y R.J. Taylor, 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon. Wea. Rev., 100: 81-92.
- Rana, G. y N. Katerji, 2000: Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. Eur. J. Agron., 13: 125-153.

- Ranere, A., D. Piperno, I. Holst, R. Dickau y J. Iriarte, 2009: The cultural and chronological context of early Holocene maize and squash domestication in the Central Balsas River Valley, Mexico. PNAS 106 (13): 5014-5018.
- Rhoads, F. y J. Bennet, 1990: Corn. Agron. Monograph N°30: Irrigation of Agricultural Crops, pp 569-596.
- Richards L.A., 1931: Capillary conduction of liquids through porous materials. Physics, 1: 318–333.
- Ritchie, J.T., 1972: Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resour. Res., 8: 1204-1212.
- Ritchie, S. y Hanway, J., 1982: How a corn plant develops. Special Report N° 48. Iowa State University. 21 p.
- Rosenberg, N., B. Blad y S. Verma, 1983: Microclimate: The Biological Environment. 2nd Edition. John Wiley & Sons, New York. 495 p.
- Sadras, V., M. Ferreiro, F. Gutheim y A. Kantolic, 2002: Desarrollo fenológico y su respuesta a temperatura y fotoperíodo. En: F.H. Andrade, V.O. Sadras (eds). Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. EEA INTA Balcarce Facultad de Ciencias Agrarias UNMP. pp 25-56.
- Salvador, R., 1997: Maize. En: M. Warner (Ed.). The Encyclopedia of Mexico: History, Culture and Society. Fitzroy Dearborn Publishers, London.
- Saxton, K. y W. Rawls, 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. Soil Sci. Soc. Am. J., 70: 1569–1578.
- Saxton, K., W. Rawls, J. Romberger y R. Papendick, 1986: Estimating generalized soilwater characteristics from texture. Soil Sci. Soc. Am. J., 50: 1031-1036.
- Sediyama, G., 1996: Estimativa da evapotranspiraçao: histórico, evolução e análise crítica. Revista Brasileira de Agrometeorología, 4: 1-12.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud y A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43: 505-530.
- 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. Earth-Science Reviews, 99: 125-161.
- Serio, L.A. y J.M. Gardiol, 2005: Calibración y validación de algunos modelos de radiación global en función de distintas variables meteorológicas. Actas del IX Congreso Argentino de Meteorología: Tiempo, clima, agua y desarrollo sostenible. Centro Argentino de Meteorólogos, Buenos Aires. Publicado en CD.
- Serio, L.A., J.M. Gardiol y A.I. Della Maggiora, 1998. Estimación de evapotranspiración del cultivo de maíz. Anais do X Congresso Brasileiro de

Meteorologia / VIII Congresso da FLISMET. Sociedade Brasileira de Meteorologia, Brasilia, Brasil.

- Serio, L.A., J.M. Gardiol y A.I Della Maggiora, 1999. Evapotranspiración potencial de maíz con baja densidad de siembra. Anais do XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia e II Reunião Latinoamericana de Agrometeorologia. Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, Florianópolis, Brasil.
- Sharp, R.E. y W.J. Davies, 1985: Root growth and water uptake by maize plants in drying soil. J. Exp. Botany, 36: 1441-1456.
- Shukla, J. y Y. Mintz, 1982: Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate. Science, 215: 1498-1501.
- Shuttleworth, W.J., 1993: Evaporation. In: D.R. Maidment (Ed.), Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York. pp 4.1-4.53.
- Shuttleworth, W.J. y J.S. Wallace, 1985: Evaporation from sparse crops an energy combination theory. Quart. J. Roy. Met. Soc., 111: 839-855.
- Sinclair, T., J. Bennet y R. Muchow, 1990: Relative sensitivity of grain yield and biomass accumulation to drought in field-grown maize. Crop Science, 30: 690-693.
- Skaggs, T., M. van Genuchten, P. Shouse y J. Poss, 2006: Macroscopic approaches to root water uptake as a function of water and salinity stress. Agric. Water Manag., 86: 140-149.
- Sörensson, A.A. y C.G. Menéndez, 2011: Summer soil-precipitation coupling in South America. Tellus, 63A: 56-68.
- Sperry, J., 2000: Hydraulic constraints on plant gas exchange. Agric. For. Met., 104: 13-23.
- Stanhill, G., 2002: Is the Class A evaporation pan still the most practical and accurate meteorological method for determining irrigation water requirements?. Agric. For. Met., 112: 233-236.
- Steduto, P. y T. Hsiao, 1998: Maize canopies under two soil water regimes. II. Seasonal trends of evapotranspiration, carbon dioxide assimilation and canopy conductance, and as related to leaf area index. Agric. For. Meteorol., 89: 185-200.
- Stewart, D.W. y L. Dwyer, 1993. Mathematical characterization of maize canopies. Agric. For. Meteorol., 66: 247-265.

Stewart, D.W., C. Costa, L. Dwyer, D. Smith, R. Hamilton y B. Ma, 2003: Canopy structure, light interception, and photosynthesis in maize. Agron. J., 95: 1465-1474.

Stockle, C.O. y J. Jara, 1998. Modelling transpiration and soil water content from a corn (Zea mays L.) field: 20 min vs. daytime integration step. Agric. For. Meteorol., 92: 119-130.

- Stockle, C.O., M. Donatelli y R. Nelson, 2003: CropSyst, a cropping systems simulation model. Europ. J. Agron., 18: 289-307.
- Suero, E.E. y M.I. Travasso, 1988: Determinación de humedad y densidad de suelos: métodos de radiación. Actas XII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Sociedad Argentina de la Ciencia del Suelo, Corrientes, Argentina.
- Tahiri, A., H. Anyoji y H. Yasuda, 2006. Fixed and variable light extinction coefficients for estimating plant transpiration and soil evaporation under irrigated maize. Agric. Water Manag. 84: 186-192.
- Tanner, C.B. y Jury, 1976: Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover. Agron. J., 68: 239-243.
- Tardieu, F. y W. Davies, 1993: Integration of hydraulic and chemical signalling in the control of stomatal conductance and water status of droughted plants. Plant, Cell and Environ., 16: 341-349.
- Tardieu, F. y T. Simonneau, 1998: Variability among species of stomatal control under fluctuating soil water status and evaporative demand: modelling isohydric and anisohydric behaviours. J. Exp. Bot., 49: 419-432.
- Thornthwaite, C.W., 1948: An approach to a rational classification of climate. Geog. Rev. 38: 55-94.
- Thornthwaite, C.W. y B. Holzman, 1942: Measurement of Evaporation fron Land and Water Surfaces. Technical Bulletin No. 817, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C. 144 p.
- Uchijima, Z., 1976: Maize and rice. In: Vegetation and the Atmosphere (Ed. J. L. Monteith), Vol. 2. Academic Press, N.Y. pp 33-64.
- Unger, P. y T. Howell, 1999. Agricultural Water Conservation A Global Perspective.J. Crop Production, 2: 1-36.
- van Bavel, C.H.M.y D.E. Hillel, 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. Agric. Meteorol. 17: 453-476.
- van den Hurk, B.J., P. Viterbo, A. Beljaars y A.K. Betts, 2000: Offline validation of the ERA40 surface scheme. Technical Memorandum Nº295. Research Department, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 42 p.
- van Genuchten, M.T., 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44: 892-898.
- van Noordwijk M. y G. Brouwer, 1991. Review of quantitative root length data in agriculture. In: McMichael BL, Persson H, eds. Plant Roots and their Environment. Elsevier, pp 515–525.

- Villalobos, F. y E. Fereres, 1990. Evaporation measurements beneath corn, cotton, and sunflower canopies. Agron. J., 82: 1153-1159.
- Wallace, J.S., 1995: Calculating evaporation: resistance to factors. Agric. For. Met. 73: 353-366.
- Willmott, C.J. y K. Matsuura, 2005. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. Clim. Res., 30: 79-82.
- Willmott, C.J., S. Ackleson, R. Davies, J. Feddema, K. Klink, D. Legates, J. O'Donnell yC. Rowe, 1985. Statistics for the evaluation and comparison of models. J. Geoph.Res., 90: 8995-9005.
- Wilson, R. y R. Shaw, 1977: A higher order closure model for canopy flow. J. App. Met. 16: 1197-1205.
- WMO, 2010: Guide to Agricultural Meteorological Practices. WMO Nº 134. 2010 edition. World Meteorological Organization, Geneve, Switzerland.
- Xiao X., R. Hortona, T. Sauerb, J. Heitmanc, y T. Rend, 2010. Cumulative soil water evaporation as a function of depth and time. Soil Sci. Soc. Am. J. 10(3): 1016-1022.
- Yang, Y., D. Timlin, D. Fleisher, S. Kim, B. Quebedeaux y V. Reddy, 2009: Simulating leaf area of corn plants at contrasting water status. Agric. For. Meteorol., 149: 1161-1167.
- Zalom, F.G., P.B. Goodell, L.T. Wilson, W.W. Barnett y W.J. Bentley, 1983. Degree-Days: The Calculation and Use of Heat Units in Pest Management. University of California. Division of Agriculture and Natural Resources. Berkeley, California. 10 pp.
- Zegada-Lizarazu, W., A. Zatta y A. Monti, 2012. Water uptake efficiency and aboveand belowground biomass development of sweet sorghum and maize under different water regimes. Plant Soil, 351: 47-60.
- Zhang, S., V. Sadras, X. Chen y F. Zhang, 2014. Water use efficiency of dryland maize in the Loess Plateau of China in response to crop management. Field Crops Res. 163: 55-63.
- Zhuang, J., K. Nakayama, G-R Yu y T. Urushisaki, 2001. Estimation of root water uptake of maize: an ecophysiological perspective. Fiel Crop Res., 69: 201-213.