



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Facultad de Agronomía

Maestría en Meteorología Agrícola

**Calibración de la ecuación de Hargreaves para el cálculo de la
evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0) en el Oasis
Norte de Mendoza, Argentina.
Punto de partida para la elaboración de un servicio climático en el área de
los recursos hídricos.**

Tesis presentada para optar al título de Magíster de la Universidad de
Buenos Aires en Meteorología Agrícola

Maestrando: Ing. Agr. Regina Beatriz Aguilera
Director de Tesis: Dra. María Isabel Gassmann
Co-Director: MSc. José Antonio Morábito

Buenos Aires, 2018
Fecha de defensa:

Calibración de la ecuación de Hargreaves para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0) en el Oasis Norte de Mendoza, Argentina.

Punto de partida para la elaboración de un servicio climático en el área de los recursos hídricos.

Resumen

Mendoza, comprende la mayor área con riego integral del país. La escasez de sus precipitaciones sólo permite la agricultura bajo riego. El agua utilizada en la provincia es la resultante de la fusión de nieves y glaciares provenientes de la Cordillera de Los Andes que forma los ríos y regula la cantidad de agua subterránea. Ya se ha evidenciado en los últimos años una disminución en los caudales de los ríos y los escenarios de cambio climático no anuncian revertir la situación, más bien postulan una disminución en la oferta del recurso hídrico para la región. Siendo la agricultura la mayor responsable del uso del agua, cuantificar de forma precisa las necesidades hídricas de los cultivos para planificar el manejo del riego es fundamental para asegurar un mejor aprovechamiento del recurso, no solo con el objeto de incrementar la productividad y eficiencia del uso del agua sino para reducir las huellas hídricas y de carbono. Esas necesidades hídricas pueden estimarse a partir del valor de evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0). Entre los métodos existentes, la ecuación de FAO 56 Penman-Monteith es la recomendada por la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) como método estándar para el cálculo de la ET_0 . Esta ecuación requiere contar con información observada de temperatura y humedad relativa del aire, radiación solar y velocidad del viento, que no siempre se encuentran disponibles. Otras ecuaciones, como la propuesta por Hargreaves (HG) y sus modificaciones, requieren básicamente datos de temperatura del aire para su cálculo, los cuales se encuentran disponibles en la mayoría de las estaciones meteorológicas. En regiones donde la disponibilidad y calidad de la información climática es escasa, disponer de ecuaciones calibradas que permitan obtener estimaciones precisas de ET_0 es de suma importancia para la elaboración de un servicio climático en el ámbito de los recursos hídricos. En este sentido el objetivo general es ajustar la ecuación de ET_0 Hargreaves para el Oasis Norte de Mendoza. La metodología consistió en calibrar a escala regional -para doce estaciones meteorológicas- la ecuación de HG para el Oasis mencionado por medio de coeficientes de ajuste anuales y mensuales, utilizando como valor de referencia la ET_0 obtenida de FAO56-PM. Para sustentar la aplicabilidad de este estudio además se realizó una encuesta a técnicos usuarios del agua de riego orientada a recabar información

acerca de las necesidades de información de evapotranspiración de referencia en el Oasis Norte de Mendoza.

Los resultados obtenidos indican que el uso de la ecuación de ET_0 Hargreaves para el Oasis Norte de Mendoza mejora con el uso de los coeficientes anuales y mensuales obtenidos. El ajuste fue mejor en las localidades poco ventosas ($\text{vel. viento} < 1,3 \text{ m s}^{-1}$). A partir del uso de la ET_0 calculada con las ecuaciones generadas en este trabajo como entrada en un calendario de riego, se logra disminuir alrededor de un 52% el volumen de agua aplicado mediante riego por surcos que emplean productores de la zona. Este ajuste en las necesidades hídricas de los cultivos disminuye la cantidad de agua utilizada en la agricultura, contribuyendo de esta manera al cuidado del recurso tan valioso y escaso para la región.

Palabras clave

Evapotranspiración de referencia, programación de riegos, escasez hídrica, coeficientes de ajuste.

Calibration of Hargreaves equation for calculating crop reference evapotranspiration (ET_0) in the Northern Oasis of Mendoza, Argentina.

Starting point for the development of a climate service in the water resources area.

Abstract

Mendoza, includes the major area with integral irrigation in the country. The scarcity of its rainfalls allows only agriculture under irrigation. The water used in the province is the result of snow and glaciers melt from the Andes mountains range that form the rivers and regulate the amount of underground water. A decrease in river flows has already been evidenced in recent years and the climate change scenarios do not announce any change in this situation. Moreover, they show a decrease in the supply of water resources for the region. As agriculture is mostly responsible for water use, it is essential to quantify accurately water needs of crops to plan irrigation management to ensure a better use of the resource. This is not only to increase productivity and efficiency of water use but also to reduce water and carbon footprints. This water need can be estimated from the reference crop evapotranspiration value (ET_0). Among the existing methods, the FAO 56 Penman-Monteith equation is recommended by the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) as the standard method for calculating ET_0 . This equation requires having observed information on temperature and relative humidity of the air, solar radiation and wind speed, which are not always available. Other equations, such as the one proposed by Hargreaves (HG) and its modifications, basically require air temperature data for its calculation, which are available in most weather stations. In regions where availability and quality climate information is scarce, having calibrated equations to obtain accurate ET_0 estimations is of utmost importance for the development of a climate service in the water resources field. In this sense, the general aim is to fit the ET_0 Hargreaves equation for the Northern Oasis of Mendoza. The methodology consisted in a HG equation calibration of regional scale-for twelve meteorological stations- by means of annual and monthly adjustment coefficients, using as a reference value the ET_0 obtained from FAO56-PM. To support the application of this study, a survey was also carried out to technical users of irrigation water oriented to gather information about the reference evapotranspiration information needs in the Northern Oasis of Mendoza.

The results obtained indicate that the use of the ET_0 Hargreaves equation for the Northern Oasis of Mendoza improves with the use of the annual and monthly coefficients obtained. The best adjustment was in less windy locations (wind speed $<1.3 \text{ m s}^{-1}$). Starting the use of the ET_0

calculated with the equations generated in this work as input to an irrigation calendar, it is possible to reduce about 54% the volume of furrow irrigation water applied by local producers. This adjustment in the crops water needs reduces the amount of water used in agriculture, thus contributing to the care of the resource so valuable and scarce for the region.

Key word

Reference evapotranspiration, irrigation scheduling, water scarcity, adjustment coefficients

Agradecimientos

Deseo agradecer a las siguientes instituciones por proporcionarme el financiamiento y apoyo logístico para cursar esta maestría y la información requerida para el desarrollo de la tesis:

Al proyecto IAI CNR3035 sobre Servicios Climáticos en el sur de Sudamérica del Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Global (IAI) financiado por la Fundación Nacional de Ciencias (NSF) de los Estados Unidos de Norteamérica por la beca otorgada. En especial a Cecilia Hidalgo, directora del proyecto, por su confianza en mí y su apoyo.

A la Universidad Nacional de Cuyo por la beca de movilidad y a Victoriano Martínez y José Maestre por recibirme y colaborar en parte de esta tesis en la Universidad Politécnica de Cartagena, España.

A Martín Cavagnaro de la Dirección de Agricultura y Contingencias Climáticas por los datos proporcionados.

Al Servicio Meteorológico Nacional, también por los datos y especialmente por recibirme en la “casita” de Villa Ortúzar.

A los Jurados que evaluaron esta tesis, por su dedicación al leerla y corregirla.

Y muy especialmente:

A Dios por su providencia y los dones regalados.

A mi familia por su confianza en mí y en especial a Pancho por su acompañamiento emocional desde el noviazgo y ahora como reciente esposo.

A mis directores, en primer lugar, excelentes personas y profesionales, por saber guiarme y acompañarme.

A mis compañeros de cátedra (Meteorología Agrícola FCA UNCUYO), por su motivación y apoyo en mis ausencias. A Adriana Caretta y a Alejandro Ortega por la ayuda brindada. A Mariela Arias por su compañía y motivación. A Carlos Flores por los “tips” metodológicos y su ejemplo. Y a los que incentivaron parte de mi vocación desde siempre en esta etapa, Aldo Cícero y Mario Day (que desde el cielo acompaña este logro).

A mis compañeros de maestría, Gabi, Nico y Martín, a todos por su amistad y por haber compartido lo mejor de ustedes en mi estadía en Bs. As.

A esos amigos de la vida, mi Comunidad, amigas del CUC y a Fabricio, que me animaron y dieron la palabra justa y sincera en el momento oportuno.

¡Muchas gracias!

Índice General

Resumen	1
Abstract	3
Agradecimientos	5
I. Introducción	10
I.1 Marco conceptual	13
I. 1.1 El proceso de evapotranspiración	13
I.1.1.1 Evapotranspiración del cultivo de referencia- Metodología de FAO 56 Penman-Monteith (ET ₀ PM)	13
I.1.1.2 Uso de la ET ₀ PM	14
I.1.1.3 Metodologías basadas en temperaturas. Ecuación de Hargreaves	15
I. 1.2 El riego	18
I. 1.3 Necesidad de Servicios Climáticos en el ámbito de los recursos hídricos	21
I.2 Hipótesis	23
I.3. Objetivos	23
I.3.1 Objetivo general	23
I.3.2 Objetivos específicos	23
II. Metodología	24
II.1 Área de estudio y fuentes de información meteorológica	24
II.2 Datos meteorológicos medidos y estimados	26
II.2.1 Control de calidad de la información meteorológica	27
II.2.1.1 Estaciones del SMN	27
II.2.1.2 Estaciones de la DACC	27
II.2.2 Datos estimados de radiación solar global en superficie	30
II.2.2.1 Estimación de la radiación solar a partir de la heliofanía	31
II.2.2.2 Estimación de la radiación solar a partir de diferencias de temperaturas	32
II. 3 Determinación de ET ₀	33
II.3.1 ET ₀ según la ecuación de FAO 56 Penman-Monteith (ET ₀ PM)	33
II.3.1.1 Parámetros físicos utilizados en la ecuación de PM	33
II.3.1.2 Cálculo de la radiación neta (R _n)	36
II.3.1.3 Cálculo del flujo de calor en el suelo (MJ m ⁻² día ⁻¹)	38

	8
II.3.1.4 Cálculo de la velocidad del viento a 2 metros de altura	39
II.3.1.5 Comparación del cálculo de la ET_0 PM a escala mensual	40
II.3.2 ET_0 según la ecuación de HG (ET_0 HG)	40
II.3.3 Valores de ET_0 para el Oasis Norte de Mendoza	41
II.4 Calibración local de la ecuación de Hargreaves	41
II.4.1. Obtención de un coeficiente anual (Ca)	41
II.4.2 Obtención de coeficientes para cada mes del año ($C_{m,j}$)	42
II.5 Análisis de sensibilidad a distintas variables ambientales	42
II.6 Estudio de la distribución de viento	42
II.7 Validación	44
II.7.1 Validación de las calibraciones	44
II.8 Estadísticos	44
II.9 Aplicación al riego	45
II.9.1 Encuesta a usuarios	45
II.9.2 Programación del riego	46
III. Resultados	51
III.1 Datos meteorológicos medidos y estimados	51
III.1.1 Control de calidad de la información meteorológica	51
III.1.2 Estimaciones de la R_s para las estaciones de la DACC	51
III.1.3 Comparación del cálculo de la ET_0 a escala mensual	52
III.2 Valores de ET_0 para el Oasis Norte de Mendoza	54
III.2.1 Valores anuales de ET_0 PM	54
III.2.2 Valores mensuales de ET_0 PM	55
III.2.2 Valores anuales de ET_0 por Hargreaves original (ET_0 HG)	58
III.3 Calibración del coeficiente de Hargreaves	60
III.3.1 Calibración local mediante coeficiente de ajuste anual	60
III. 3.1.1 Validación del uso de un coeficiente anual	61
III.3.2. Calibración local mediante coeficientes de ajuste mensuales	62
III.3.2.1 Validación del uso de coeficientes mensuales.	64
III.4 Análisis de sensibilidad a distintas variables ambientales	65
III.4.1 Características de viento en las estaciones	68

	9
III.5 Aplicación al riego	70
III.5.1 Encuesta a usuarios	70
III.5.2 Programa de riego	77
IV. Conclusiones y recomendaciones	79
V. Anexos	80
VI. Referencias	92

I. Introducción

Los esfuerzos para afrontar la escasez de agua se han transformado en un desafío mundial en el cual nuestra nación y principalmente la provincia de Mendoza deben tomar parte. Los grandes avances de los últimos años en la producción de alimentos han posibilitado atender las necesidades de un creciente número de personas. Este hecho es sin dudas auspicioso, pero no debe ignorarse que frecuentemente se logra a costa de los recursos hídricos y de los ecosistemas. Es vital revertir este saldo negativo para lograr que el proceso sea sustentable en tiempo y espacio (FAO, 2013a).

En este marco se destaca entonces, la necesidad de hacer más eficiente el uso del agua. El conocimiento de su oferta y demanda, así como de su variabilidad en un contexto de cambio climático global es fundamental para la adecuada gestión del mismo (García González, Carvajal Escobar y Jiménez, 2007).

A nivel mundial, la evapotranspiración desde tierras agrícolas es el mayor uso consuntivo del agua (FAO, 2013a). En Argentina, cerca del 70% del territorio es árido (UNESCO, 2010). Mendoza, ubicada en el centro oeste del país, es una de las provincias más desérticas. La sistematización y regulación de sus ríos, y el aprovechamiento del agua subterránea es lo que ha dado lugar a los denominados “oasis” y a una forma particular de ocupación del territorio. Los oasis ocupan un escaso porcentaje de la superficie provincial, aproximadamente el 3%, pero en ellos se concentra el 98% de la población. El Oasis Norte de la provincia de Mendoza, es la mayor área de riego integral en Argentina. Los escenarios de cambio climático elaborados para la región anticipan cambios en el clima y en la disponibilidad de agua (Boninsegna y Villalba, 2006). Las consecuencias principales de estos cambios será una menor oferta hídrica en los oasis de Cuyo. Se espera una alteración del hidrograma anual, con adelanto de los picos máximos de escorrentías y disminución de los caudales de verano. Para la Cordillera de los Andes, en la región comprendida entre los paralelos de 32° a 36° S, los modelos desarrollados en el Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA) pronostican para el período 2020-2030 y en base al escenario A2¹, un aumento medio de la temperatura de 1,5 a 1,25°C y una reducción media de la precipitación anual de 100 mm (Moreno y Baigorria Busso, 2013). También se espera para el mismo período una elevación media de la isoterma 0°C entre 150 y 130 metros en comparación con la elevación actual. Bajo este escenario se espera tanto una disminución de la acumulación de nieve en el invierno como

¹ Escenario en que no se prevén medidas efectivas de mitigación o de desarrollo tecnológico que atenúen la evolución de las emisiones de CO₂ (IPCC, 2001).

una disminución progresiva de la superficie de hielo permanente. En base a los escenarios de cambio climático en el Estudio de Ampliación Potencial del Riego en Argentina (FAO, 2015), se estima un aumento del 4,7% en las necesidades de riego de la región. Ya desde 2009 la provincia se encuentra en emergencia hídrica lo que significa que el volumen de agua que escurre hacia los ríos de Mendoza no supera la media histórica, debido a las escasas nevadas caídas. El balance hídrico es deficitario para el Oasis, con un valor de casi $-80 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ para el Río Mendoza (recursos de $1041 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ y demanda de $1121 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$), y aún más negativo, de $-422 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, para el río Tunuyán inferior (recursos de $822 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ y demanda de $1244 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$) (Gobierno de Mendoza, 2016). Claramente esta situación afecta a toda la población, registrándose cortes de agua y baja presión en los sistemas de distribución en varias zonas de la provincia. La actividad agrícola que depende exclusivamente del agua de riego y consume el 89% del total del agua disponible (UNCUYO, 2004), evidentemente debe tomar medidas para mitigar esta situación (Gobierno de Mendoza, 2016). Resulta entonces fundamental cuantificar las necesidades hídricas de los cultivos para planificar el manejo del riego y con esto asegurar un mejor aprovechamiento del recurso, no solo desde el punto de vista del volumen consumido sino de los costos de riego (mano de obra, energía, etc.). Esas necesidades pueden estimarse a partir del valor de evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0), que representa la pérdida de agua de una superficie cultivada estándar definida como un cultivo hipotético con una altura asumida de 0,12 m, con una resistencia superficial de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23; lo que asemeja a la evaporación que ocurre en una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y bien regada (Allen, Pereira, Raes y Smith, 1998).

La ecuación de FAO 56 Penman-Monteith (llamada de ahora en adelante ET_0PM) es la recomendada por la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) como método estándar para el cálculo de la ET_0 ya que incluye todos los parámetros que gobiernan el intercambio de energía y flujo de calor, produciendo globalmente valores más consistentes con datos reales de uso de agua de diversos cultivos (Allen y otros, 1998). Es utilizada y recomendada en varios trabajos para establecer la programación del riego contrastándola con datos de humedad de suelo y estado hídrico de la planta (Podestá, 2007; Puertas, 2009; Sellés Van Schouwen, Ferreyra, Aspillaga y Zúñiga, 2012; Burt, 2012). Esta ecuación requiere contar con información observada de varios parámetros meteorológicos que no siempre están disponibles, con la densidad de datos necesarios para satisfacer las demandas de los productores agrícolas. Otras ecuaciones, como la propuesta por Hargreaves y sus modificaciones - ET_0HG - (Hargreaves y Samani, 1985; Hargreaves y Allen, 2003), requieren básicamente datos de temperatura para su cálculo, los cuales están disponibles tanto en instituciones de índole pública como privada.

Además, la determinación de la temperatura se hace a partir de termómetros bien instalados que resultan baratos. Esta ecuación ha recibido considerable atención debido a que ha producido estimaciones adecuadas de ET_0 en diversas regiones climáticas (Allen y *otros*, 1998). Sin embargo, es aconsejable calibrarla y evaluarla para mejorar la precisión de su aplicación en cada zona (Vanderlinden, Giráldez y Van Meirvenne, 2004; Gavilán, Lorite, Tornero y Berengena, 2006). Investigaciones previas demuestran que los resultados obtenidos mediante la ecuación de HG son muy locales y dependen específicamente del emplazamiento de cada estudio (Maestre-Valero, Martínez y González-Real, 2013). Por lo tanto, es a menudo recomendable realizar una calibración local de la ecuación de ET_0 HG (ver más adelante Ec. 3) mediante su ajuste a partir de valores de ET_0 diarios y mensuales obtenidos mediante ET_0 PM (Vanderlinden y *otros*, 2004; Gavilán y *otros*, 2006; Mendicino y Senatore, 2013; Martí, Zarzo, Vanderlinden y Girona, 2015). La ecuación de HG se ha calibrado a nivel internacional y nacional con resultados muy satisfactorios (Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004; Vanderlinden y *otros* 2004; Gavilán y *otros*, 2006; Almorox, Elisei y Commegna, 2012; Maestre-Valero y *otros*, 2013; Feng, Jia y Cui, 2017).

Desarrollos de esta naturaleza permitirán aplicar nuevas estrategias para controlar el uso del agua para riego en el Oasis Norte de Mendoza. Dado que en la región la precipitación anual es de 200 mm, el riego debe estimarse como la cantidad de agua suficiente para balancear la evapotranspiración. Con las limitaciones de información meteorológica de la región, la aplicación de metodologías alternativas para estimar ET_0 podría producir resultados muy beneficiosos en la estimación del riego. El objetivo general de este trabajo es calibrar y evaluar la ecuación de Hargreaves para el Oasis Norte de Mendoza. Ello permitirá disponer de datos de ET_0 confiables obtenidos a partir de la observación de pocas variables meteorológicas (temperatura), contribuyendo a realizar un uso más racional del agua. Para complementar esto, debido a que el uso de calendarios de riego -como forma de planificar las aplicaciones de agua a los cultivos y hacer un uso eficiente del recurso sin afectar rendimientos- ha sido recomendado por varios autores internacionales y locales (Labbé, Ruelle, Garin y Leroy, 2000; Podestá, 2007; Puertas, 2009; Burt, 2012; Sellés Van Schouwen y *otros*, 2012), además de otros autores (Schilardi, Rearte, Martín y Morábito, 2017) que indican la necesidad de su implementación en Mendoza, se determinará el impacto de las ecuaciones obtenidas para la estimación del riego requerido en un cultivo “testigo” de la región, para facilitar la adopción por parte de los regantes locales.

I.1 Marco conceptual

I. 1.1 El proceso de evapotranspiración

El concepto de evapotranspiración (*ET*) surge de la combinación de dos procesos: a) evaporación de agua desde el suelo, los cuerpos de agua y eventualmente el agua interceptada por o depositada sobre los vegetales; y b) transpiración de las plantas. En superficies con cobertura vegetal ambos ocurren en forma simultánea y representan la transferencia de vapor de agua hacia la atmósfera. La evaporación del agua es fundamentalmente el pasaje de fase líquida a gaseosa, impulsada por (1) el agua líquida existente; (2) la energía disponible para satisfacer el requisito de calor latente para el cambio de estado (aproximadamente $2,5 \text{ MJ kg}^{-1}$ para evaporar el agua a $15 \text{ }^\circ\text{C}$); y (3) el gradiente de la presión de vapor del agua entre la superficie evaporante y la atmósfera (Kool y otros, 2014). La transpiración es el proceso de movimiento del agua desde el suelo, a través de las raíces, tallo y hojas de una planta hacia la atmósfera (Jonesa y Tardieub, 1998). Las plantas diferirán en la capacidad de transpiración dependiendo de su resistencia hidráulica, del potencial agua del sistema raíz - tallo - hojas - atmosfera y de la conductancia estomática. Tanto evaporación y transpiración son moduladas por la demanda atmosférica, así como por el potencial agua del suelo y la conductividad hidráulica, pero a diferencia de la evaporación, las plantas regulan la transpiración al abrir y cerrar los estomas (Jonesa y Tardieub, 1998). A medida que las plantas cubren el suelo, el proceso de transpiración va adquiriendo cada vez más importancia sobre el de evaporación.

I.1.1.1 Evapotranspiración del cultivo de referencia- Metodología de FAO 56 Penman-Monteith (ET_0 PM)

Existen distintas definiciones para la evapotranspiración del cultivo de referencia o, simplemente, evapotranspiración de referencia (ET_0). En el año 1990, la FAO en colaboración con la Comisión Internacional de Riego y Drenaje y con la Organización Meteorológica Mundial, organizó una consulta de expertos e investigadores para revisar las metodologías de estimación de la evapotranspiración a los fines de actualizar sus procedimientos. Ello 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, Smith, Pereira y Perrier, 1994). Se define que el valor de resistencia superficial implica un suelo moderadamente seco, que recibe riego con una frecuencia aproximada de una semana. Con las restricciones propuestas, se dio origen a un nuevo método que actualmente se denomina FAO 56 Penman-Monteith (ET_0 PM). La metodología permite realizar estimaciones de ET_0 en

escalas diaria y media mensual. En esta ecuación, la ET_0 se calcula en unidades de mm día^{-1} utilizando datos meteorológicos de radiación global o neta, velocidad del viento, temperatura y contenido de vapor del aire. En un apartado (Anexo C) se desarrolla la ecuación desde sus orígenes.

I.1.1.2 Uso de la ET_0PM

Tanto a nivel mundial como local se ha utilizado y recomendado el uso de esta ecuación contrastándola con valores medidos por lisímetros de alta precisión o contenido hídrico del suelo y vegetal. Burt (2012) en su trabajo sobre manejo de riego en uva para vinificar, mencionó que el cálculo de la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar o sea sin limitaciones de agua (ET_c) como $ET_0 * K_c$ (K_c , coeficiente de cultivo), es la metodología más difundida en el mundo. Las diferencias en la vegetación del cultivo y en la resistencia aerodinámica, con respecto al cultivo de referencia, resultan consideradas en este último factor “ K_c ” que, representa el efecto del cultivo sobre los requerimientos de agua (Allen y otros, 1998). Sellés Van Schouwen y otros (2012), en un trabajo sobre criterios para controlar el riego en uva de mesa en Chile, utilizó la ET_0PM previa comparación con mediciones de lisímetro. Meleh (2016) utilizó en La Rioja (Argentina) la ET_0PM como punto de partida para la planificación del riego por goteo del olivo destinado a conserva y a producción de aceite respectivamente en tres y cuatro tratamientos con riego deficitario controlado. La ET_0 le permitió estimar la ET_c y en base a ella elaborar sus estrategias de riego, que fueron verificadas con el control de la humedad del suelo y el estado hídrico de la planta. El trabajo demostró que disponiendo de buena información de ET_0 se puede planificar adecuadamente el riego, ahorrando agua y en función del objetivo productivo perseguido, adelantar la maduración del fruto para aceite. Pérez Peña (2000), en la localidad de Perdriel (al suroeste del Oasis Norte de Mendoza), programó el riego utilizando ET_0PM y valores de K_c para vides en tres tratamientos (uno sin restricción hídrica y dos con restricciones hídricas en diferentes estados fenológicos del cultivo). Concluyó en que el manejo del riego en viñedos en Mendoza resulta una herramienta tecnológica potente para el control tanto de la parte vegetativa como la reproductiva de las plantas. Además de un efecto directo sobre la estructura de la planta y sobre las bayas, tiene uno indirecto por la modificación de la estructura vegetativa que modifica el microclima de los racimos ya que cambia la exposición de estos a las condiciones de luz, temperatura y humedad ambiente. Otros autores locales también han programado el riego a partir del valor de ET_0PM , verificándolo con valores de humedad de suelo (Podestá, 2007; Puertas, 2009) encontrando resultados satisfactorios.

I.1.1.3 Metodologías basadas en temperaturas. Ecuación de Hargreaves

Son varias las razones que justifican el estudio y desarrollo de métodos de estimación de ET_0 basados en temperatura. En primer lugar, la temperatura y la radiación solar explican por lo menos el 80% de su variabilidad (Priestley y Taylor, 1972; Samani, 2000). En segundo lugar, varios estudios indican que el rango de temperatura está relacionado con la humedad relativa y el grado de nubosidad (Samani y Pessarakli, 1986; Di Stefano y Ferro, 1997). En tercer lugar, la advección depende de la interacción entre la temperatura del aire, humedad relativa, presión de vapor y la velocidad del viento; y estas variables pueden estar relacionadas con el rango de temperatura (Vanderlinden y otros, 2004). Finalmente, la temperatura del aire es la variable con mayor disponibilidad entre las necesarias para el cálculo de ET_0 .

La FAO recomienda alternativamente el método de HG cuando no se cuenta con datos confiables y cercanos de radiación, además de no disponer de valores de humedad relativa o velocidad del viento (Allen y otros, 1998). Hargreaves (1975) analizó ocho años de datos de evapotranspiración diaria de césped medidos con un lisímetro de precisión e información meteorológica en la localidad de Davis, California. Observó a partir de regresiones por períodos de cinco días, que el 94% de la varianza en mediciones de ET_0 puede ser explicada por la temperatura media del aire (T_{med}) y la radiación solar que llega a superficie (R_s) en ese periodo. Como resultado, en 1975 publica la siguiente ecuación para estimar ET_0 basada sólo en esos dos parámetros (Hargreaves, 1975):

$$ET_0 = 0,0135 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} R_s (T_{med} + 17,8^\circ\text{C}) \quad (\text{Ec.1})$$

Donde el dato de R_s debe ingresar a la ecuación en unidades equivalentes a evaporación de agua (mm día^{-1}) y la T_{med} deberá estar expresada en $^\circ\text{C}$.

La fracción de la radiación extraterrestre que se transmite a través de la atmósfera (aun cuando hay nubes presentes) y alcanza la superficie de la tierra es la principal fuente de energía para la evapotranspiración. Hargreaves y Samani (1982) mostraron que esta puede ser estimada a partir del rango térmico (diferencia entre la temperatura del aire máxima y mínima diaria) y recomiendan la siguiente ecuación para estimarla:

$$\frac{R_s}{R_a} = K_t (T_{max} - T_{min})^{0,5} \quad (\text{Ec.2})$$

R_a es la radiación extraterrestre en el tope de la atmósfera en mm día^{-1} . El coeficiente empírico K_t fue inicialmente fijado en $0,17^\circ\text{C}^{-0,5}$ para la ciudad de Salt Lake, Utah, Estados Unidos ($40^\circ 45' 00''$ N $111^\circ 53' 00''$ O) y otras regiones semiáridas. En base a las ecuaciones 1 y 2, Hargreaves y Samani

(1985) desarrollaron una ecuación simplificada requiriendo únicamente datos de temperatura media, máxima y mínima diaria, día del año y latitud para calcular ET_0 :

$$ET_0HG = 0,0023^{\circ}C^{-1.5} R_a(T_{med} + 17,78^{\circ}C)(T_{max} - T_{min})^{0,5} \quad (Ec.3)$$

El valor de $0,0023^{\circ}C^{-1.5}$ de la Ec. 3, denominado de aquí en adelante coeficiente de Hargreaves, deriva de multiplicar el coeficiente $0,0135^{\circ}C^{-1}$ de la Ec. 1 por el valor sugerido de K_t ($0,17^{\circ}C^{-0.5}$).

Hargreaves y Allen (2003) sugirieron que las estimaciones más precisas se obtendrían a partir de periodos de cinco días o superiores, debido a que las estimaciones diarias están sujetas a una mayor variabilidad, causada por el movimiento de frentes, la fluctuación de la velocidad del viento y la nubosidad. Igualmente, se han constatado aplicaciones de ET_0HG a escala diaria con bajos errores (Di Stefano y Ferro, 1997) y, dado que numerosas aplicaciones agrícolas e hidrológicas requieren datos diarios de ET_0 , la metodología presenta un gran potencial de uso en regiones con déficit de información meteorológica.

La ecuación de Hargreaves ha recibido considerable atención debido a que ha producido resultados favorables en diversos climas utilizando sólo mediciones de temperatura (Allen y otros, 1998). Jensen, Hargreaves, Temesgen y Allen (1997) la recomiendan como una de las más simples y exactas entre las ecuaciones empíricas para estimar ET_0 . Itenfisu, Elliott, Allen y Walter (2003) utilizaron datos de 49 estaciones de Estados Unidos y encontraron que el cociente entre valores diarios de ET_0HG/ET_0PM alcanza valores entre 1,43 a 0,79 con valores medios de 1,06 y desvío estándar de 0,13. La ecuación de HG tiende a sobreestimar ET_0 frente a ET_0PM , pero cuando hay procesos de advección intensa de calor sensible sobre la superficie, esta ecuación tiende a producir subestimaciones de ET_0 que rondan el 25% en la escala diaria (Berengena y Gavilán, 2005).

A nivel internacional y nacional se ha calibrado la ecuación de HG obteniendo resultados muy satisfactorios. Algunos autores españoles han estudiado la calibración de esta ecuación para regiones semiáridas de su país: Martínez-Cob y otros (2004) diferenciando entre zonas ventosas y no ventosas; Vanderlinden y otros (2004) entre zonas interiores y costeras y Gavilán y otros (2006) combinando viento y amplitud térmica. En México, Bautista F., Bautista D. y Delgado-Carranza (2009) mencionaron que la ET_0PM es la más confiable para estimar la ET_0 y es recomendada por la FAO como valor estándar para verificar otros métodos empíricos. Sin embargo, la poca disponibilidad de los datos meteorológicos necesarios para su aplicación limita su uso en muchos lugares. Por otra parte, estos autores aconsejaron calibrar ET_0HG de acuerdo con las condiciones locales. En un trabajo más actual, en el sudeste de China, Feng y otros (2017)

calibraron la ET_0HG (ET_0HG_c), obteniendo que ET_0HG_c sobreestima ET_0 un 15,1% con respecto a ET_0PM , mientras que ET_0HG la sobreestima por un 44,7%.

En Argentina, Almorox y *otros* (2012) para la localidad de Coronel Dorrego, Buenos Aires, indicaron la falta generalizada de datos meteorológicos necesarios para el cálculo de la ET_0PM , y resaltaron la disponibilidad de datos de temperatura, recomendando el método HG para estimar el valor de ET_0 debido a su sencillez. Además, concluyeron que el método ET_0HG parametrizado mediante una calibración local de su coeficiente, se aproximó adecuadamente a los resultados de ET_0PM con un error cuadrático medio (RMSE) de 0,89 mm día⁻¹ y un error de sesgo medio (MBE) de 0,27 mm día⁻¹.

Maestre-Valero y *otros* (2013) propusieron una metodología de calibración del coeficiente de HG que puede extenderse a otras regiones y climas. A su vez, desarrollaron una versión calibrada a nivel regional de la ecuación de HG para el cálculo de series largas de ET_0 mensuales para el sudeste de España cuando no se dispone de datos diarios completos de temperatura, humedad del aire, radiación y velocidad del viento.

Varios trabajos han encontrado relaciones del coeficiente de HG con variables de fácil disponibilidad que permiten, agregando dicha información, mejorar el ajuste y regionalizar la variabilidad espacial (Martí, Zarzo, Royuela y Turégano, 2016). Ellos han sugerido la modelización del coeficiente de HG a partir de diferentes variables meteorológicas o físicas como el rango térmico del aire (Samani, 2000; Mendicino y Senatore, 2013; Maestre-Valero y *otros*, 2013), el cociente rango térmico-temperatura media del aire ($\Delta T/T_{med}$) (Vanderlinden y *otros*, 2004; Lee, 2010; Thepadia y Martínez, 2011; Mendicino y Senatore, 2013; Maestre-Valero y *otros*, 2013; Martí y *otros*, 2015), la velocidad del viento (Jensen y *otros*, 1997; Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004), la humedad relativa del aire (Hargreaves y Allen, 2003), la precipitación (Droogers y Allen, 2002), y altitud de la estación o región (Ravazzani, Corbari, Morella, Gianoli y Mancini, 2011). Shahidian, Serralheiro, Serrano y Teixeira (2013) analizaron en profundidad las variables más prometedoras para efectuar la calibración del coeficiente de HG testando diferentes modelos bajo condiciones climáticas diferentes. Como conclusión, sugirieron que la velocidad del viento es el parámetro más importante para mejorar las estimaciones de ET_0HG . Sin embargo, generalmente los valores de velocidad del viento no suelen estar disponibles en los casos en los que la ecuación de HG puede ser útil.

I. 1.2 El riego

El agua dulce del mundo constituye un recurso escaso, amenazado y en peligro. De acuerdo con los estudios sobre los balances hídricos del planeta solamente el 0,007% se encuentra realmente disponible a todos los usos humanos directamente (Toledo, 2002). A nivel mundial, las proporciones usadas (fracción de agua como recurso renovable extraída mediante infraestructura instalada por el hombre) son para el sector agropecuario, el municipal (doméstico) y el industrial. La agricultura es, a su vez, responsable de más del 90% del uso consuntivo del agua (FAO, 2013a).

La población mundial aumentó 4,4 veces en el último siglo mientras que la extracción de agua lo hizo 7,3 veces en el mismo periodo. Por lo tanto, la extracción de agua total aumentó un 66% por encima de la población mundial. Sin embargo, mientras la población mundial sigue creciendo exponencialmente, el aumento de la extracción de agua se ha frenado en las últimas décadas (FAO, 2016). Esto se evidencia debido a que el mayor aumento en la extracción de agua tuvo lugar entre 1950 y 1960, período que corresponde con la implantación del modelo de desarrollo industrial, impulsado después de la segunda guerra mundial. El agua siempre ha sido el principal factor que limita la producción agrícola en gran parte del mundo, esencialmente donde la precipitación no es suficiente para satisfacer la demanda de los cultivos. La agricultura de regadío representa el 20 % de la superficie total de la tierra cultivada, y contribuye con el 40 % de los alimentos producidos en todo el mundo (FAO, 2016). Con la competencia cada vez mayor por recursos hídricos no renovables en todo el mundo y la creciente demanda de productos agrícolas, nunca ha sido tan apremiante la necesidad de mejorar la eficiencia y productividad del agua por parte de los cultivos -producción del cultivo por unidad de agua consumida- (Perry, Steduto, Allen, y Burt, 2009), a fin de garantizar la seguridad alimentaria en el futuro y enfrentar las incertidumbres asociadas con el cambio climático (FAO, 2012).

Suma global de todas las extracciones

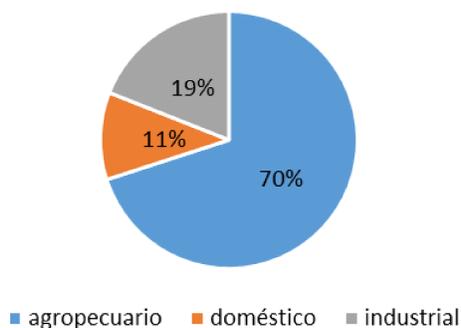


Figura 1: Suma global de todas las extracciones de agua a nivel mundial, en % (FAO, 2016).

Argentina no escapa a esta realidad, con el 70% de su territorio árido, la agricultura es el responsable del 70% del consumo de agua anual en el país. El relevamiento llevado a cabo por el documento “Estudio del Potencial de Ampliación del riego en Argentina” (FAO, 2015) concluye que: en la actualidad, la superficie en producción bajo riego alcanza un total de 2,1 millones de ha, que representa un consumo hídrico anual aproximado de 44.213 hm³. Esta cifra corresponde a un 5% de la superficie total cultivada en el país (39 millones de ha). El 65% de los 2,1 millones de hectáreas, se riega a partir de fuentes superficiales, y el resto con agua subterránea. Estas áreas de regadío se localizan tanto en sistemas públicos como en áreas privadas. Dicha superficie, a pesar de su baja eficiencia relativa, genera alrededor de un 13% del valor de la producción agrícola del país. De acuerdo con el aumento de temperatura y cambio en las precipitaciones proyectados por los modelos de cambio climático para la región (expuestos en la sección introductoria) este estudio proyecta un aumento en las necesidades de riego en el país (Figura 2).

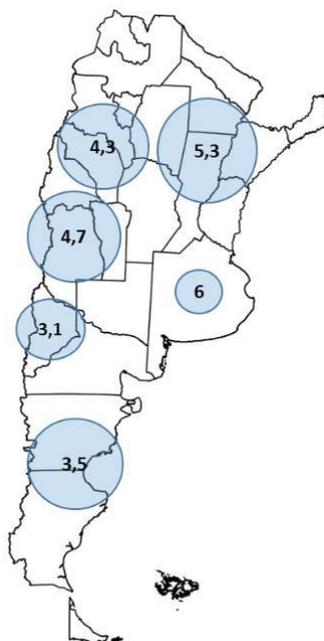


Figura 2: Aumento en las necesidades de riego por zona en % (adaptado del Estudio del Potencial de Ampliación del riego en Argentina, FAO, 2015).

En Mendoza, la actividad económica que consume la mayor cantidad de agua es la producción de frutas y hortalizas templadas de alto valor, tanto para los mercados nacionales como internacionales (Díaz Araujo y Bertranou, 2004). La vid es el principal cultivo, contando con la mitad de la superficie cultivada, seguido por el olivo, los frutales (duraznos, ciruelas, manzanas y

nueces) y las hortalizas (tomate, papa, ajo y cebolla) (Morábito, Mirábile y Salatino, 2007). Esta provincia tiene la mayor cantidad de regantes del país: 52.792 usuarios, los cuales representan el 36% del total nacional (FAO, 2015). Predomina el riego por escurrimiento superficial, surcos o melgas rectas, nivelados a cero (sin pendiente en el sentido del riego) y sin desagüe al pie en las zonas medias y bajas. En la zona alta del Oasis Norte (departamentos de Maipú y Luján de Cuyo) el agua se aplica con pendiente y desagüe al pie, aunque en los últimos años se ha incrementado notablemente el uso de los sistemas presurizados localizados (goteo) pudiendo estimarse en más de 21.000 ha (Fontela y *otros*, 2009). La superficie regada con riego localizado representa el 8% de la superficie cultivada (INDEC, 2002) en Mendoza, con un creciente aumento en los últimos años.

Mendoza es un desierto en el que la agricultura sólo es posible gracias al manejo que se hace del agua de sus ríos y del agua subterránea. El Departamento General de Irrigación (DGI) es el ente autárquico administrador del agua en la provincia. A partir de 2012 el DGI ha implementado el "Plan Agua 2020", que refleja la prioridad dada a la gestión de los recursos hídricos para el futuro desarrollo de la región, cuyos objetivos son "integrar eficiencia, eficacia, sostenibilidad, equidad, calidad y competencia" (DGI, 2012). Sin embargo, los objetivos se encuentran mayormente enfocados en los avances tecnológicos destinados a estimular el crecimiento económico de Mendoza y no tienen en cuenta los impactos del cambio climático ni la escasez de agua. Más sorprendente es la ausencia total en el plan de políticas respecto del riego, al cual se debe la absorción más importante de agua en la región (Castex, Tejeda y Beniston, 2015).

En Mendoza el 89% del agua disponible es utilizada para el riego (UNCUYO, 2004). La programación del riego es el proceso de decisión relacionado a "cuándo" y "cuánta agua" se debe aplicar a un cultivo; y el método de riego se refiere a "cómo" aplicarla (Schilardi y *otros*, 2017). Para optimizar el desempeño del riego se requiere considerar variables que tengan relevancia en el proceso hidráulico, la infiltración y la uniformidad en la aplicación del agua. Las variables físicas que determinan el resultado de un evento de riego pueden agruparse en: (i) variables de manejo, parámetros físicos cuya magnitud puede cambiar según la decisión del usuario y (ii) variables del sistema, parámetros físicos propios que tienen un margen de cambio mínimo o nulo (Schilardi y *otros*, 2017). El desempeño de los métodos de riego por superficie depende de su diseño, operación, programación y mantenimiento. En los métodos de riego presurizados, el desempeño depende del diseño, de los materiales y equipos seleccionados, y también de la programación del riego y del mantenimiento de las instalaciones.

Una de las maneras de afrontar la escasez de agua es aumentar la eficiencia del uso de agua, optimizando el riego, produciendo más por cada m^3 de agua extraída. Para lograr esto es necesario, entre otras cosas, hacer una buena programación del riego, que requiere de buenas decisiones orientadas a determinar las cantidades de agua y las fechas de aplicación de cada riego con la intención de minimizar deficiencias o excesos de humedad en el suelo que pudieran causar efectos adversos sobre el crecimiento, rendimiento y calidad de los cultivos, permitiendo a su vez, ahorrar agua.

Para conservar agua, la comunidad agrícola debe utilizar algún tipo de programa de riego (Sammis, Sharma, Shukla, Wang y Miller, 2012). La programación del riego se basa en un balance hídrico que toma en cuenta al suelo, la planta y las condiciones meteorológicas. Los cultivos requieren diferentes cantidades de agua según su estado de desarrollo; el suelo, que es el que almacena el agua, varía su capacidad de almacenaje principalmente debido a su textura; y las condiciones meteorológicas determinan la demanda de agua. Las necesidades de agua de los cultivos están representadas por la evapotranspiración de cultivo bajo condiciones estándar (ET_c), que presupone buenas condiciones de manejo e ilimitada disponibilidad de agua. Cuando no se cuenta con mediciones de ET_c , lo que se realiza en mayor medida es una estimación de ella a partir del producto de ET_0 por K_c ajustado a la etapa fenológica en la que se encuentra el mismo.

I. 1.3 Necesidad de Servicios Climáticos en el ámbito de los recursos hídricos

La publicación de la Organización Meteorológica Mundial sobre el plan de implementación de un Marco Mundial para los Servicios Climáticos, GFCS, por sus siglas en inglés (OMM, 2014) considera a la agricultura y a los recursos hídricos dos de las cuatro áreas prioritarias a quienes estos servicios deben estar destinados. Menciona cómo estos servicios facilitan la toma de decisiones inteligentes para mejorar la gestión de los recursos hídricos. La Tercera Conferencia Mundial sobre el Clima reconoció que muchos países carecen de las políticas y las instituciones, o de los recursos humanos con conocimientos o prácticas adecuadas, que les permitan aprovechar las ventajas de datos y productos climáticos, nuevos o existentes (OMM, 2009). En Argentina el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) dentro del GFCS propone una interacción con sus usuarios a través de su página web: <http://www.smn.gov.ar/serviciosclimaticos/>. Allí, se dispone de información sobre el clima de Argentina, pronósticos climáticos trimestrales e información climática general con diferentes fines (turísticos, energéticos, etc.). Los productos relacionados al agua en la agricultura apuntan a cubrir con mayor utilidad las necesidades de zonas de secano, como por ejemplo el balance de agua en el suelo. Se presentan productos específicos para la

Pampa Húmeda y el Noroeste Argentino, pero no se elaboran productos para cubrir las necesidades de riego en la zona de Cuyo.

En Mendoza, la Dirección de Agricultura y Contingencias Climáticas (DACC), cuenta con una red de estaciones meteorológicas y una página web donde presenta información y servicios al usuario: pronóstico, información sobre heladas, horas de frío y ET_0 , entre otras. En cuanto a los valores de ET_0 presentados, Estévez y *otros* (2016) corroboraron que, al no realizarse una validación de los datos de las variables de entrada para su cálculo, principalmente de radiación, presentan errores, subestimando el valor de ET_0 . Por ejemplo, en la estación de Junín ubicada dentro del Oasis Norte, la diferencia promedio entre el valor de ET_0 calculado con datos sin validar y datos validados (ΔET_0) es de $5,17 \text{ mm día}^{-1}$, con un error cuadrático medio -RMSE- (ver ecuación 29) de $6,66 \text{ mm día}^{-1}$ y un valor máximo de ΔET_0 de $19,83 \text{ mm día}^{-1}$.

A nivel provincial, el DGI lleva adelante desde 2012 el Plan Agua 2020, desarrollado en conjunto con universidades e instituciones científicas y técnicas de la región. Allí, se destaca el manejo integral de los recursos hídricos de Mendoza de cara al futuro. Uno de los aspectos fundamentales que contempla el Plan es la modernización, ya sea de procesos como de procedimientos, herramientas y conocimientos con el objetivo de brindar un mejor servicio a los usuarios. El documento del DGI indica que la entrega de agua se realiza en función de la oferta y no de los requerimientos. Indica además que, aumentar la superficie agrícola, producirá un enorme impacto positivo, sobre el volumen de la producción y el valor de la misma, conjuntamente con la creación de empleo y la generación de mejores condiciones, para el desarrollo rural. Por ello, contar con la información de las necesidades hídricas de los cultivos contribuirá a conocer parte de esta demanda, permitiendo un mejor aprovechamiento del recurso, mejorando la distribución para los diferentes usos y aumentando la sostenibilidad del sistema. La implementación a futuro de sistemas de asesoramiento en riego a los agricultores de la zona (SIAR) mediante la coordinación y ejecución de los mismos por parte de todas las instituciones que administran el recurso hídrico a nivel provincial, conjuntamente con el apoyo de agricultores líderes, sería de gran ayuda para adoptar nuevas técnicas y tecnologías que incrementen la productividad, ahorren agua, minimizando los riesgos ambientales, y contribuyendo a la sustentabilidad del sector agropecuario (Schilardi y *otros*, 2017). Es por ello que, como objetivo de aplicación, se pretende obtener resultados preliminares de necesidades de riego en el Oasis Norte de Mendoza a partir de la simulación de la programación del riego. Poniendo a disposición de las Asociaciones de Regantes del Oasis y agricultores en general, las ecuaciones calibradas para su uso en la programación. Con esto, se busca mejorar la estimación de los requerimientos de riego de los

cultivos de la región, como un servicio climático, a fin de hacer un uso más racional del recurso hídrico en el Oasis.

I.2 Hipótesis

La ecuación de Hargreaves ajustada para el Oasis Norte de Mendoza permitirá obtener valores confiables de ET_0 partiendo sólo de datos observados de temperatura del aire. Las evapotranspiraciones obtenidas permitirán mejorar las estimaciones de láminas de riego necesarias para los cultivos de la región si se conocen los parámetros y variables requeridos para efectuar un balance hídrico, en particular el almacenaje de agua en el suelo previo al riego.

I.3. Objetivos

I.3.1 Objetivo general

- Calibrar y validar la ecuación de evapotranspiración de cultivo de referencia de Hargreaves con datos de ET_0 calculados por el método FAO 56 Penman-Monteith para el Oasis Norte de Mendoza.

I.3.2 Objetivos específicos

- Asegurar la calidad de los datos de series de variables meteorológicas necesarias para el cálculo de la ET_0HG .
- Calibrar localmente el coeficiente de HG a partir de estimaciones ET_0PM , para su aplicación en zonas que sólo disponen de datos de temperaturas.
- Calibrar regionalmente el coeficiente de HG a partir de variables físicas y meteorológicas complementarias.
- Validar las ecuaciones obtenidas en el Oasis Norte de Mendoza a partir de series de datos independientes.
- Conocer el impacto de las ecuaciones obtenidas para la estimación del riego requerido en un cultivo “testigo” de la región.

II. Metodología

II.1 Área de estudio y fuentes de información meteorológica

El presente estudio se llevó a cabo en el Oasis Norte de Mendoza, comprendido entre las latitudes 32° 28' S y 33° 23' S, y las longitudes 69° 03' O y 67° 31' O (Figura 3). Mendoza se encuentra dentro de la zona templada del hemisferio sur y participa plenamente del enorme dinamismo y variabilidad atmosférica de la circulación asociada a esta posición latitudinal, donde la influencia de los sistemas frontales asociados a la circulación de los Oestes y los anticiclones subtropicales, tanto del Atlántico como del Pacífico, explican la marcha del tiempo (Gil Guiraldo, 2013). La presencia de la Cordillera de los Andes modifica las características de las masas de aire a un lado y otro de la misma explicando la escasez de precipitaciones y la amplitud de las temperaturas en superficie. Se registra una precipitación promedio anual en la llanura de 200 mm concentradas en verano y una amplitud media anual de temperatura de 15,5°C. La precipitación en alta montaña se concentra en los meses de invierno (600 mm anuales) en forma sólida y es la fuente de agua de los ríos de la provincia al fundirse en primavera-verano. La continentalidad y el efecto orográfico como factores condicionantes de aridez se traducen en la presencia de inviernos fríos (8,1°C de temperatura media y 61,1% de humedad relativa en julio) y veranos calurosos (26°C de temperatura media y 47,6% de humedad relativa en enero).

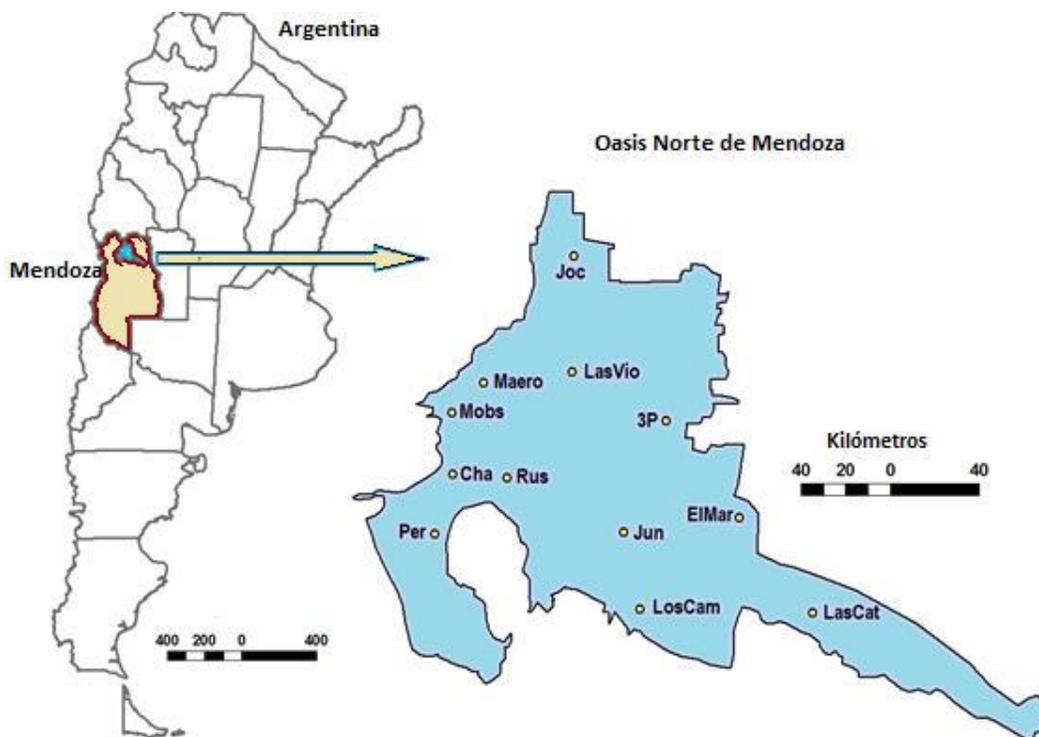


Figura 3. Ubicación de las estaciones meteorológicas en el Oasis Norte de Mendoza, Argentina. Los nombres completos de las estaciones se pueden ver en la Tabla 1.

Se utilizó información meteorológica diaria correspondiente al periodo 2008-2014 de doce estaciones meteorológicas ubicadas dentro del Oasis Norte: tres convencionales sinópticas dependientes del SMN y nueve de la red de estaciones automáticas de la DACC (Tabla 1). Las variables meteorológicas son medidas en las estaciones con frecuencia horaria o tridiurna, a partir de los cuales tanto el SMN como la DACC calculan valores diarios.

Tabla 1: Estaciones meteorológicas del área de estudio, pertenencia institucional, ubicación (latitud y longitud) y altura en metros sobre el nivel del mar (msnm). SMN: Servicio Meteorológico Nacional. DACC: Dirección de Agricultura y Contingencias Climáticas.

Estación	Ubicación	Altura msnm
Chacras de Coria (Cha) -SMN-	32°59'S 68°50'O	921
Mendoza Aero (MAero) -SMN-	32°50'S 68°48'O	704
Mendoza Observatorio (MObs) -SMN-	32°54'S 68°52'O	823
Jocolí (Joc) -DACC-	32°35'S 68°35'O	590
Las Violetas (LasVio) -DACC-	32°48'S 68°36'O	625
Tres Porteñas (3P)-DACC-	32°54'S 68°23' O	627
Junín -(Jun) -DACC-	33°07'S 68°29'O	667

Los Campamentos (LosCam) -DACC-	33°15'S 68°27'O	661
El Mercado (ElMar) -DACC-	33°05'S 68°13'O	622
Las Catitas (LasCat) -DACC-	33°15'S 68°03'O	595
Russell (Rus) -DACC-	33°01'S 68°45'O	790
Perdriel (Per) -DACC-	33°07'S 68°54'O	981

La mayoría de los instrumentos instalados en las estaciones de la red de la DACC fueron fabricadas por Tecmes Instrumentos Especiales S.R.L. (Buenos Aires, Argentina) (Tecmes, 2016) y otras por Siap - Micros (Castello Roganzuolo di San Fior, Italia) (Siap+Micros, 2016). La lectura la realiza un sistema de adquisición de datos automatizado y las estaciones tienen sensores de temperatura y humedad relativa del aire, radiación solar, precipitación, velocidad y dirección del viento.

II.2 Datos meteorológicos medidos y estimados

En este apartado se presentan las variables meteorológicas disponibles en las bases de datos de las estaciones y el detalle de los controles de calidad realizados sobre cada grupo de estaciones (SMN y DACC), antes de ser utilizadas. Además, se muestra la metodología aplicada para estimar datos no medidos (radiación en las estaciones del SMN).

En la Tabla 2 se muestran las variables meteorológicas diarias utilizadas, sus unidades y la nomenclatura correspondiente.

Tabla 2: Variables meteorológicas utilizadas y unidades de medición

Variable	Nombre Abreviado	Unidades
Temperatura máxima diaria ^{1,2}	<i>Tmax</i>	grados Celsius (°C)
Temperatura mínima diaria ^{1,2}	<i>Tmin</i>	grados Celsius (°C)
Temperatura media diaria ^{1,2}	<i>Tmed</i>	grados Celsius (°C)
Temperatura de rocío ¹	<i>Td</i>	grados Celsius (°C)
Presión atmosférica al nivel de la estación ¹	<i>P</i>	hectopascales (hPa)
Humedad relativa ^{1,2}	<i>HR</i>	porcentaje (%)
Horas diarias de sol (heliofanía) ¹	<i>N</i>	Horas
Radiación solar global ²	<i>Rs</i>	Watts por metro cuadrado ($W m^{-2}$)
Cobertura nubosa ¹	<i>Nub</i>	Octavos
Velocidad media del viento ^{1,2}	<i>Vz</i>	metros por segundo ($m s^{-1}$)

*1: datos correspondientes a las estaciones del SMN y 2: datos correspondientes a las estaciones de la DACC

II.2.1 Control de calidad de la información meteorológica

II.2.1.1 Estaciones del SMN

Los datos de las estaciones convencionales del SMN utilizados en esta tesis fueron sometidos a un proceso de control de calidad por el Centro Regional del Clima para el Sur de América del Sur (CRC-SAS), en el marco del proyecto IAI CNR3035. El proyecto es parte del Programa de Redes de Investigación Cooperativa 3 (CRN-3, por sus siglas en inglés) del Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Global (IAI) financiado por la Fundación Nacional de Ciencias (NSF) de los Estados Unidos de Norteamérica. Los controles de calidad utilizados y las características principales de cada uno, fueron:

Controles generales: verifican la integridad general de todos los datos. Por ejemplo, se controla que no haya fechas duplicadas o fuera de secuencia en las observaciones diarias.

Controles de rango fijo: aseguran que no existan valores físicamente imposibles o nunca antes observados en el registro histórico.

Controles de rango variable: identifican valores sospechosos para un análisis manual posterior; los umbrales de control varían a lo largo del año.

Controles de consistencia entre variables: evalúan la solidez entre valores de variables que deben guardar cierta consistencia. Por ejemplo, que la temperatura mínima diaria sea menor o igual que la temperatura máxima diaria.

Controles de continuidad temporal: detectan la presencia de saltos o picos inusuales en las series de datos.

Controles de continuidad espacial: se comparan los valores que registra una variable en una estación, con los presentados en estaciones geográficamente cercanas.

En la Tabla 1 del anexo A se especifican los controles que se aplican a cada variable meteorológica (CRC-SAS, 2014).

No se realizó una consistencia adicional a los datos a la realizada por el Centro Regional del Clima para el Sur de América del Sur.

II.2.1.2 Estaciones de la DACC

Se elaboró un protocolo metodológico para identificar datos erróneos y sospechosos en las observaciones. En primer lugar, se comprobó la existencia de datos faltantes en la serie, teniendo en cuenta que los registros tenían que tener escala diaria. Simultáneamente se comprobó que la

estructura de registros fuera correcta, identificando datos erróneos, a fin de no utilizarlos como variables de entrada para las estimaciones de ET_0 .

Los procedimientos de control de calidad aplicados fueron:

- Rango (fijo o variable),
- Prueba escalonada,
- Prueba de consistencia interna
- Prueba de persistencia.

En la tabla 4 se especifican las variables en las que fueron aplicados dichos controles. En los controles por rango se consideraron válidas sólo aquellas mediciones que se encontraron dentro del umbral establecido por ambos controles (Feng, Hu y Qian, 2004; Meek y Hatfield, 1994; Reek, Doty y Owen, 1992; Shafer, Fiebrich, Arndt, Fredickson y Hughes, 2000). Los datos que se observaron fuera del rango fijo establecido como aceptable se marcaron como erróneos y no se utilizaron para otros cálculos. Los límites fijos propuestos para diferentes variables se basaron en las especificaciones técnicas de los sensores (Tabla 3) y en los rangos propuestos por diferentes autores (Tabla 4) (Reek y otros, 1992; Meek y Hatfield, 1994; Allen, 1996; Shafer y otros, 2000; Geiger, Diabate y Wlad, 2002; Vejen y otros, 2002; Feng y otros, 2004; Moradi, 2007). Los valores extremos medidos en cada sitio y el posible extremo teórico para cada lugar y período de tiempo fueron utilizados como rango variable. Los valores extremos (altos / bajos) registrados para las variables de temperatura máxima, media y mínima fueron seleccionados a partir de las series correspondientes al período 1961-2014 de las estaciones del SMN. Los registros rechazados por esta prueba de rango variable fueron marcados como sospechosos y finalmente se realizó una verificación por inspección manual de cada caso. Para la radiación solar, se utilizó la comparación de la radiación solar medida con la radiación solar esperada en condiciones de cielo despejado (R_{so}). Este método fue sugerido inicialmente por Allen (1996) y Geiger y otros (2002) que propusieron el mismo límite incrementado en 10%, permitiendo evitar anomalías en las estimaciones de R_{so} .

La prueba escalonada se basó en realizar una consistencia temporal, que compara el cambio de magnitud entre observaciones secuenciales. Según Shafer y otros (2000) dos datos consecutivos son señalados como sospechosos cuando la diferencia entre ellos excede un valor permitido. En relación con la amplitud de temperatura diaria ($T_{max}-T_{min}$), se aplicó la verificación de días con grandes rangos de temperatura diarios ($> 30^\circ$) propuesto por Robinson (1998). Los métodos basados en la verificación de las consistencias físicas o climatológicas de cada variable medida se

denominan pruebas de consistencia interna (Grüter y *otros*, 2001, citado por Estévez 2016). Se realizaron varias comprobaciones tales como $T_{max}(d) > T_{med}(d) > T_{min}(d)$ o $T_{max}(d) > T_{min}(d-1)$ para un día “d” dado (Feng y *otros*, 1994).

Por último, se aplicó la prueba de persistencia, la cual verifica si las observaciones varían mínimamente con el tiempo, indicando posiblemente un problema físico con el sensor o la comunicación con la unidad de almacenamiento de datos. También asume que un sensor que reporta un valor constante debería estar fallando (Fiebrich y Crawford, 2001; Meek y Hatfield, 1994). En la Tabla 3 se resumen los métodos de persistencia utilizados, los rangos considerados para las estaciones del Oasis Norte de Mendoza.

Tabla 3: Especificaciones de los sensores instalados en las estaciones de la DACC: marca y modelo, variable a medir, precisión y rango de medición.

Sensor	Variables	Precisión	Rango
TS251T (Tecmes)	Temperatura del aire	+/-0,25 °C	-20/60 °C
	Humedad Relativa	+/-2%	0-100%
TS304 (Tecmes)	Radiación solar global	+/-5%	0-1400 Wm ⁻²
TS231 (Tecmes)	Velocidad del viento	+/-1%	0-60 m s ⁻¹
TTEPRH (Micros)	Temperatura del aire	+/-0,1 °C	-30/60 °C
	Humedad Relativa	+/-2%	0-100%
TPIR (Micros)	Radiación solar global	+/-10 W m ⁻²	0-1300 W m ⁻²
TVDV (Micros)	Velocidad del viento	+/-0,25 m s ⁻¹ (0-20 m s ⁻¹) +/-0,7 m s ⁻¹ (> 20 m s ⁻¹)	0,25-50 m s ⁻¹

Tabla 4: Pruebas y rangos utilizados para las estaciones del Oasis Norte de Mendoza

Prueba	Temperatura del aire (°C)	Radiación Solar Global (W m ⁻²)	Humedad Relativa (%)	Velocidad del viento (m s ⁻¹)
Rango	-20, -30<T<50 (Shafer y otros, 2000) Tmenor<T<Tmayor (calculados con la serie 1961-2014 del SMN)	0<Rs<1400; 1300 0,03Ra≤Rs≤Ra Rs<1,1Rso (Allen, 1996; Geiger y otros, 2002; Moradi, 2007)	0<HR<102 (Shafer y otros, 2000)	0; 0,25<V<60; 50 (Shafer y otros, 2000)
Escalonada	Tmax-Tmin<30 (Robinson, 1998)			V(d)-V(d-1) <10 (Meek and Hatfield, 1994)
Consistencia interna	Tmax>Tmed>Tmin Tmax(d)>Tmin(d-1) Tmin(d)≤Tmax(d-1) (Reek y otros, 1992; Feng y otros, 2004)		HRmax>HRmed>HRmin (Reek y otros, 1992; Feng y otros, 2004)	Vmax(d)>V(d) (Vejen y otros, 2002)
Persistencia	T(d)≠T(d-1)≠T(d-2) (Meek y Hatfield, 1994)	Rs(d)≠Rs(d-1)≠Rs(d-2) (Meek y Hatfield, 1994)	HR(d)≠HR(d-1)≠HR(d-2) (Meek y Hatfield, 1994)	V(d)≠V(d-1)≠V(d-2) (Meek y Hatfield, 1994)

II.2.2 Datos estimados de radiación solar global en superficie

Se utilizaron dos métodos distintos para estimar los datos de radiación solar global en superficie, cada uno asociado a la disponibilidad de datos observados en las dos redes de estaciones utilizadas.

II.2.2.1 Estimación de la radiación solar a partir de la heliofanía

Para las estaciones del SMN se estimó la radiación solar diaria que llega a superficie a partir de los datos de heliofanía (n) registrados, la posición geográfica de la estación y el día del año. La FAO recomienda utilizar la fórmula de Ångström (Ec. 4) (Allen y otros, 1998).

$$R_s = \left(a + b \frac{n}{N}\right) R_a \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde:

R_s : radiación solar global en superficie ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

n : heliofanía registrada (horas)

N : heliofanía astronómica (horas)

n/N : heliofanía relativa

R_a : radiación solar extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

a : constante de regresión que expresa la fracción de la radiación solar extraterrestre que llega a la superficie en días muy nublados ($n=0$)

$a + b$: fracción de la radiación solar extraterrestre que llega a la superficie en días despejados ($n=N$).

Los valores utilizados de las constantes fueron $a=0,31$ y $b=0,43$, estimados por Grossi Gallegos y Atienza (1991) para la ciudad de San Carlos, Mendoza.

La radiación solar extraterrestre para cada día del año y para diversas latitudes en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ se puede estimar a partir de la constante solar, la declinación solar y la época del año:

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \text{sen}(\varphi) \text{sen}(\delta) + \text{cos}(\varphi) \text{cos}(\delta) \text{sen}(\omega_s)] \quad (\text{Ec. 5})$$

Donde G_{sc} es la constante solar y tiene un valor de $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$, d_r es la inversa de la distancia relativa Tierra-Sol, ω_s^2 es el ángulo que mide la posición del sol desde el mediodía solar hasta el atardecer expresado en radianes, φ es la latitud (rad) y δ la declinación solar (rad). Estos dos últimos ángulos son negativos en el hemisferio sur y positivos en el hemisferio norte.

² Este ángulo mide el tiempo transcurrido desde el mediodía solar en un lugar hasta el atardecer, teniendo en cuenta que por cada hora transcurrida el mismo se incrementa en 15° .

Para una descripción más detallada de la metodología respecto de los cálculos de las variables d_r , δ y ω_s se aconseja remitirse a las referencias Doorenbos y Pruitt (1977) y Allen y otros (1998).

II.2.2.2 Estimación de la radiación solar a partir de diferencias de temperaturas

Debido a la mala calidad de la información de radiación solar global registrada por las estaciones de la DACC y para lograr homogeneidad en la forma de cálculo, se procedió a estimar R_s a partir de la diferencia entre la temperatura máxima y mínima diaria del aire (Allen y otros, 1998). Esta diferencia de temperatura se relaciona con el grado de cobertura nubosa. En días despejados la amplitud térmica es mayor que en días nublados. Sin nubosidad, durante el día la atmósfera produce las menores atenuaciones de la radiación solar entrante (absorción y dispersión en las longitudes de onda muy cortas), registrándose temperaturas máximas más elevadas que en días nublados, donde las nubes absorben y dispersan parte de esta radiación en las longitudes que corresponden al infrarrojo del espectro solar. Así mismo, se alcanza una temperatura mínima mayor durante la noche en días nublados ya que las nubes absorben la radiación emitida por la tierra y la vuelven a reemitir hacia la superficie, compensando la pérdida de radiación nocturna. Se utilizará la Ec. 2 con el coeficiente K_t ajustado:

$$R_s = K_t (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde:

R_s = radiación solar global en superficie ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

K_t = coeficiente de ajuste ($^{\circ}\text{C}^{-0.5}$)

T_{max} = temperatura máxima del aire ($^{\circ}\text{C}$)

T_{min} = temperatura mínima del aire ($^{\circ}\text{C}$)

R_a : radiación extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

El valor de K_t se obtuvo a partir de un ajuste lineal por mínimos cuadrados con ordenada al origen nula, donde $y = R_s$ y $x = (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a$, utilizando parte de los datos diarios válidos disponibles en las estaciones de Cha, MAero y Jun y estimando R_a con la Ec. 5. La Ec. 6 fue validada con los datos de las estaciones mencionadas no utilizados en la calibración y los datos diarios válidos de las estaciones ElMar y Rus.

II. 3 Determinación de ET_0

II.3.1 ET_0 según la ecuación de FAO 56 Penman-Monteith (ET_0PM)

La expresión del modelo FAO 56 Penman-Monteith es la siguiente (Anexo C):

$$ET_0PM = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma\left[\frac{900}{(T_{med} + 273)}\right]V_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34V_2)} \quad (\text{Ec. 7})$$

ET_0PM : evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹)

R_n : radiación neta en la superficie del cultivo (MJ m⁻² día⁻¹)

G : flujo del calor en el suelo (MJ m⁻² día⁻¹)

T_{med} : temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)

V_2 : velocidad del viento a 2 m de altura (m s⁻¹)

e_s : presión de vapor de equilibrio o de saturación a la temperatura del aire (kPa)

e_a : presión de vapor del aire (kPa)

$e_s - e_a$: déficit de presión de vapor del aire (kPa)

Δ : pendiente de la curva de presión de vapor de equilibrio en función de la temperatura del aire (kPa °C⁻¹)

γ : la constante psicrométrica (kPa °C⁻¹)

La constante 900 se expresa en mm K s m⁻¹ kPa⁻¹ día⁻¹ y la constante 0,34 en s m⁻¹.

Esta ecuación se aplicó para periodos diarios y mensuales. Para cálculos diarios se utilizaron los valores medios diarios de T_{med} , V_2 , e_s y e_a . G diario es relativamente pequeño bajo la superficie de referencia, por lo que puede ignorarse a esta escala. La constante 0,408 se utiliza para convertir el flujo de energía en MJ m⁻² día⁻¹ a flujo de masa de vapor de agua expresado en mm día⁻¹ (explicación en Anexo C). Para cálculos mensuales T_{med} , V_2 , e_s y e_a provienen del promedio mensual de los valores medios diarios y G si tiene relevancia en esta escala temporal y se calculó según la ecuación 19 (II.3.1.3).

II.3.1.1 Parámetros físicos utilizados en la ecuación de PM

En el cálculo de ET_0PM , fueron utilizados varios parámetros que caracterizan el estado de humedad de la atmósfera y las transferencias de vapor entre la superficie suelo/vegetación- aire. Estos parámetros son obtenidos a partir de las observaciones de las estaciones meteorológicas

mencionados en la sección 2. A continuación se describen los procedimientos de cálculo propuestos por Allen y *otros* (1998), nombrando a los autores originales de las fórmulas.

Δ : pendiente de la curva de presión de vapor de equilibrio en función de la temperatura del aire ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), que caracteriza la relación entre la presión de saturación de vapor y la temperatura. Allen y *otros* (1998) proponen la formulación derivada de la ecuación de Tetens, 1930 –ver Ec. 11- (citado en Murray, 1966 y Allen y *otros*, 1994), utilizada por Murray (1966), la cual posee un rango de validez cuando la temperatura está entre 0 y 50°C (Alduchov y Eskridge, 1996):

$$\Delta = \frac{4098 * e_a}{(T_{med} + 237,3)^2} \quad (\text{Ec. 8})$$

Donde la constante 4098 y T_{med} deben estar expresadas en °C y e_a (para la T_{med}) en kPa.

γ : la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), que relaciona la presión de vapor de saturación a la temperatura del termómetro de bulbo húmedo con la temperatura y presión de vapor real del aire (Brunt, 1952, citado en Allen y *otros*, 1994, 1998):

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} \quad (\text{Ec. 9})$$

donde:

P : presión atmosférica (kPa),

λ : calor latente de vaporización, se tomó un valor constante de 2,45 (MJ kg^{-1}),

C_p : calor específico del aire seco a presión constante, $1,06 \times 10^{-3}$ ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$),

ε : cociente entre la masa molar del vapor de agua y del aire seco, teniendo un valor constante de 0,622.

El calor latente de vaporización (λ) es la energía necesaria para evaporar una unidad de masa de agua a una temperatura dada. Su valor sufre apenas una variación ligera para temperaturas superiores a 20°C por lo que, en cálculos corrientes, se puede tomar el valor 2,45 MJ kg^{-1} . Lo cual surge de la expresión de Harrison, 1963 (citado en Allen y *otros*, 1994, 1998):

$$\lambda = 2,501 - (2,361 * 10^{-3}) * T_{med}$$

Donde las unidades de la constante 2,501 es MJ kg^{-1} y de $2,361 * 10^{-3}$, $\text{MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

La presión atmosférica (P) puede calcularse con un error pequeño a través de la integración de la ecuación hidrostática y considerando la ecuación de gases ideales, para una atmósfera estándar. Considerando una P de 101,3 kPa a nivel del mar, Burman y otros, 1987 expresan (citado en Allen y otros, 1994, 1998):

$$P = 101,3 \left(\frac{(273+T_{med})-0,0065z}{(273+T_{med})} \right)^{5,26} \quad (\text{Ec. 10})$$

donde las unidades de P están expresadas en kPa, z es la altitud sobre el nivel del mar de la estación expresada en metros (m), la constante 0,0065 está expresada en $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ y representa el gradiente medio de la atmósfera considerando una atmósfera estándar y T_{med} debe expresarse en $^{\circ}\text{C}$.

e_s : presión de vapor de equilibrio o de saturación a la temperatura media del aire (kPa)

La presión de vapor de saturación es función de la temperatura del aire (T), derivada a partir de la relación de Clausius-Clapeyron. Existen muchas aproximaciones publicadas para calcular la presión de vapor saturado sobre el agua, se utilizó la propuesta en el documento de FAO-56, la expresión de Tetens de 1930, que Murray (1966) describe como mejor adaptada para propósitos meteorológicos:

$$e_s(T) = 0,6108 * \exp\left(\frac{17,27 + T}{T + 237,3}\right) \quad (\text{Ec. 11})$$

Donde las unidades del coeficiente 0,6108 es en kPa, las de T en $^{\circ}\text{C}$ y por lo tanto, $e_s(T)$ en kPa.

Esta ecuación tiene mayor precisión a rangos de 0 a 50°C y a diferencia de otras, es más sencilla y simple de usar a temperaturas cotidianas (Alduchov y Eskridge, 1996).

Debido a la característica no-lineal de la ecuación anterior, la presión de vapor de saturación media diaria debe ser calculada como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima y a la temperatura mínima del aire para ese período. Para el caso del cálculo de la ET_0 mensual estas temperaturas se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios respectivos por el número de días del periodo.

$$e_s = \frac{e_s(T_{max}) + e_s(T_{min})}{2} \quad (\text{Ec. 12})$$

donde T_{max} y T_{min} son las temperaturas máximas y mínimas del aire para el período considerado.

e_a : **presión de vapor del aire (kPa)**, que puede ser determinada de diversas formas según la información disponible. A partir de la temperatura del punto de rocío es la metodología recomendada para su el cálculo por Allen y *otros* (1998), utilizando la ecuación de Tetens debido a la validez en el rango térmico requerido. Las estaciones del SMN registran la temperatura del punto de rocío (T_d), por lo que se utilizó la Ec. 13. Para las estaciones de la DACC se procedió a utilizar la Ec. 14, a partir de los datos de humedad relativa del aire (Allen y *otros*, 1994).

$$e_a(T_d) = 0,6108 * \exp((17,27 * T_d)/(T_d + 237,3)) \quad (\text{Ec.13})$$

donde T_d debe estar expresada en °C.

$$e_a = \frac{e_s(T_{min}) \frac{HR_{max}}{100} + e_s(T_{max}) \frac{HR_{min}}{100}}{2} \quad (\text{Ec.14})$$

donde las humedades relativas máxima (HR_{max}) y mínima (HR_{min}) del aire deben estar expresadas en porcentaje.

II.3.1.2 Cálculo de la radiación neta (R_n)

R_n ha sido calculada según Allen y *otros* (1998), que se expone a continuación:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{Ec.15})$$

Donde R_n es la radiación neta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), R_{ns} es la radiación neta de onda corta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), y R_{nl} la radiación neta de onda larga ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$).

La R_{ns} es la radiación recibida por la cubierta vegetal teniendo en cuenta las pérdidas netas por reflexión debido al albedo (a) de la superficie:

$$R_{ns} = (1 - a)R_s \quad (\text{Ec. 16})$$

Donde para a se sugiere un valor de referencia de 0,23 y R_s la radiación solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) (radiación solar directa + difusa), calculada en la sección II.2.2.

La radiación neta de onda larga (R_{nl} , $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) se calculó mediante la siguiente ecuación, Brunt, 1932 (citado en Snyder y de Melo-Abreu, 2005) y Doorenbos y Pruitt (1977):

$$R_{nl} = \sigma T^4 \varepsilon_0 f \quad (\text{Ec.17})$$

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{max,k^4} + T_{min,k^4}}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (\text{Ec.17a})$$

Expresa la potencia de emisión de una superficie para un cuerpo gris con coeficiente de emisividad expresado por el producto de los coeficientes ε_0 y f . Para un cuerpo negro (radiador ideal), la potencia de emisión de una superficie está dada por la ley de Stefan-Boltzmann que establece que un cuerpo negro emite radiación térmica con una potencia emisiva proporcional a la cuarta potencia de su temperatura. Se utiliza el promedio de la temperatura máxima del aire elevada a la cuarta potencia y de la temperatura mínima del aire elevada a la cuarta potencia para periodos de 24 horas. Como la superficie del suelo o del cultivo no es un cuerpo negro este valor es menor. El vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono y el polvo absorben y emiten radiación de onda larga. Por ello, se deben conocer sus concentraciones para determinar el flujo saliente neto. Como la humedad y la nubosidad tienen un papel importante, la ley de Stefan-Boltzmann se corrige por estos dos factores cuando se estima el flujo saliente neto de la radiación de onda larga. De tal modo que se asume que las concentraciones de los otros factores de absorción de radiación son constantes. La ley es afectada por la emisividad (ε_0), propiedad radiativa de los cuerpos que surge de la relación entre la radiación emitida por una superficie real y la emitida por el cuerpo negro a la misma temperatura. La emisividad neta aparente entre la superficie y el cielo se estima en la fórmula basada en Brunt, 1932 (citado en Snyder y de Melo-Abreu, 2005) y utilizando los coeficientes de Doorenbos y Pruitt (1977). Expresa la corrección para la humedad del aire, por lo cual contiene el valor de e_a .

$$\varepsilon_0 = 0,34 - 0,14kPa^{-0,5} \sqrt{e_a} \quad (\text{Ec.17b})$$

También interfiere en este proceso de emisión es la nubosidad por lo que se incluye el factor " f ":

$$f = 1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \quad (\text{Ec.17c})$$

f es una función que tiene en cuenta la nubosidad durante el día (Wright y Jensen, 1972) donde 1,35 y -0,35 son constantes y R_s/R_{so} es la radiación relativa de onda corta (factor), ambas expresadas en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

En la Ec. 17a, σ es la constante de Stefan-Boltzmann = $4,903 \cdot 10^{-9}$ ($\text{MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ día}^{-1}$). Las temperaturas máximas y mínimas deben estar expresadas en Kelvin, siendo R_{so} la radiación solar con cielo despejado R_{so} se estima a partir de la radiación solar extraterrestre (R_a) y el índice de

claridad K_r mediante la expresión $R_{so} = K_r * R_a$. Una predicción simple para K_r , donde solo se considera la elevación del sitio, fue desarrollada por Allen y otros, 1994 (citado en Allen, 1996) por regresión de la función integrada de extinción de la radiación de Beer con elevación entre el nivel del mar y 3.000 m.

$$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} m^{-1} z) R_a \quad (\text{Ec.18})$$

donde z , altitud sobre el nivel del mar, debe expresarse en metros. La radiación extraterrestre para cada día del año y para diversas latitudes en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ se puede estimar a partir de la ecuación 5 en función de la constante solar, la declinación solar y la época del año. Esta ecuación es válida para elevaciones menores de 6000 m con baja turbidez atmosférica. Fue desarrollada por la linealización de la ley de la extinción de la radiación de Beer (relación empírica entre la absorción de luz y las propiedades del medio atravesado) en función de la elevación de la estación considerada y asumiendo que el ángulo promedio del sol en el horizonte es de 50° . El primer coeficiente indica la atenuación que produce la atmósfera y su turbidez sobre la radiación solar entrante, es válido para cálculos medios a nivel del mar (para alturas menores a 300 m.s.n.m.). Si las estaciones están por encima de ese nivel (disminuyendo el espesor de atmósfera que atenúa) el segundo término produce una corrección en función de la altura y, por eso depende de z . Ese término es útil para estaciones ubicadas entre 300 y 5000 m de altura.

Finalmente, dado que las unidades de R_n deben estar expresadas en mm día^{-1} para la Ec.7, los valores obtenidos en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ se deben multiplicar por el factor 0,408 (ver final del Anexo C).

II.3.1.3 Cálculo del flujo de calor en el suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

Para periodos de 24 horas y mensuales, el flujo de calor en el suelo (G) puede ser estimado según Van Wijk y Vries, 1963 (citado en Allen, 1994), usando el balance de calor en el perfil del suelo:

$$G = c_s d_s \left(\frac{T_{med,i} - T_{med,i-1}}{t_i} \right) \quad \text{Ec 19}$$

Donde:

G : flujo de calor en el suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$);

$T_{med,i}$: temperatura media del periodo ($^\circ\text{C}$);

$T_{med,i-1}$: temperatura media del periodo precedente $i-1$ ($^\circ\text{C}$);

t_i : duración del periodo (días);

c_s : capacidad calorífica volumétrica de un suelo húmedo promedio, adoptando un valor de 2,1 MJ °C⁻¹ m⁻³;

d_s : profundidad efectiva de suelo estimada (m).

Para periodos diarios el flujo de calor bajo la superficie de referencia es relativamente pequeño, por lo que puede ignorarse (Allen y otros, 1994; 1998).

Para el cálculo mensual, asumiendo una profundidad media del suelo de 2 m, Jensen y otros, 1990 (citado en Allen, 1994), recomiendan la siguiente simplificación de la ecuación:

$$G = 0,07(Tmed_{mes,i+1} - Tmed_{mes,i-1}) \quad (\text{Ec.19a})$$

Donde:

$Tmed_{mes,i+1}$: temperatura media del aire del mes $i + 1$ (mes siguiente) (°C)

$Tmed_{mes,i-1}$: temperatura media del aire del mes $i - 1$ (mes anterior) (°C)

Y la constante 0,07 expresada en MJ m⁻² °C⁻¹ día⁻¹

II.3.1.4 Cálculo de la velocidad del viento a 2 metros de altura

La ecuación de FAO PM necesita de la velocidad del viento a 2 m (V_2) como variable de entrada. Las estaciones meteorológicas, tanto del SMN como de la DACC, miden este parámetro a 10 m de altura. Entonces, tomando el perfil de viento para condicione neutrales de estabilidad atmosférica suponiendo válidas las hipótesis de la Teoría de la Semejanza de Monin-Obukhov (Stull, 1988), se utilizó la siguiente ecuación recomendada por Allen y otros (1998) para estimar el valor a 2 m:

$$V_2 = V_Z \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_m-d}{z_0}\right)} \quad \text{Ec. 20}$$

Donde:

V_2 : velocidad del viento promedio medida a 2 m de altura (m s⁻¹),

V_Z : velocidad del viento promedio medida a una altura z (m s⁻¹),

z_m : altura de medición de la velocidad del viento sobre la superficie del suelo (m),

z : altura estándar de medición = 2 m,

d = altura de desplazamiento cero del sumidero de cantidad de movimiento respecto del suelo cuando hay una cobertura vegetal, ver Ec. C16 (Anexo C).

z_0 : es la longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia de cantidad de movimiento en metros y caracteriza la rugosidad de la superficie, ver Ec. C17 (Anexo C), Thomson y otros, 1981 y Allen y otros, 1989 (citados en Allen y otros, 1994).

Para el cultivo de referencia, altura (h) 0,12 m, d y z_0 a partir de las ecuaciones C16 y C17 (Thom, 1971; Oke, 1987):

$$d = (2/3)h_c = 0,67 * 0,12 = 0,0804 \text{ m.}$$

$$z_0 = 0,123h_c = 0,123 * 0,12 = 0,01476 \text{ m.}$$

Reemplazando en la Ec. 20, se obtiene:

$$V_z = V_z \frac{4,87}{\ln(67,8 \text{ m}^{-1} z_m^{-5,42})} \quad (\text{Ec.20a})$$

Donde las velocidades se expresan en m s^{-1} y z_m es la altura sobre el nivel del suelo a la cual se ubica el anemómetro de la estación (m).

II.3.1.5 Comparación del cálculo de la ET_0 PM a escala mensual

Los valores de ET_0 PM calculados a partir de valores medios diarios mensuales pueden ser utilizados para rellenar las series temporales de esta variable cuando hay datos faltantes. Para ello es necesario comprobar si es confiable el cálculo de ET_0 mensual a partir del valor medio mensual de las variables implicadas en la fórmula de PM (ET_0 PM2). Entonces, se lo ha comparado con el resultado de las ET_0 mensuales obtenidas como el promedio de las ET_0 diarias de cada mes (ET_0 PM1). Para la comparación entre ambas metodologías se estimaron los siguientes estadísticos: la raíz cuadrada del error cuadrático medio, error de sesgo medio y error absoluto (RMSE, MBE y AE, respectivamente por sus siglas en inglés), cuyas definiciones se presentan en el inciso II.8.

II.3.2 ET_0 según la ecuación de HG (ET_0 HG)

Una de las metodologías de cálculo de ET_0 a partir de datos de temperatura del aire es la de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985). La ecuación de HG (ET_0 HG) fue descrita en la sección I.1.1.2.

Para cálculos diarios se utilizó T_{max} , T_{min} , T_{med} y R_a correspondientes a cada día y para obtener el valor diario mensual, el promedio diario mensual de estas variables. Finalmente, los valores mensuales se obtuvieron multiplicando los valores medios diarios mensuales por el número de días del mes.

II.3.3 Valores de ET_0 para el Oasis Norte de Mendoza

Para caracterizar el Oasis en términos de valores de ET_0 y su variación entre localidades, se calculó la ET_0 (PM y HG) en diferentes escalas temporales: medias diarias y medias diarias mensuales para todas las estaciones (Tabla 1). Tanto para ET_0PM como para ET_0HG se realizaron cálculos de los valores medios anuales, obtenidos como la sumatoria de los valores medios diarios mensuales multiplicado por el número de días del mes respectivo (N_i , $i=1, \dots, 12$).

$$ET_0XX_{anual} = \sum_{i=1}^{12} ET_0XX_m(i) * N_i \quad (\text{Ec. 21})$$

Donde XX se refiere a PM o HG, según corresponda, y el subíndice m se usa en esta ecuación para significar que se utilizan los valores medios diarios mensuales.

II.4 Calibración local de la ecuación de Hargreaves

Es habitual ajustar la ecuación de HG mediante valores de ET_0 diarios y mensuales calculados con la ecuación ET_0PM (e.g. Vanderlinden y otros 2004; Gavilán y otros 2006; Mendicino y Senatore 2013; Martí y otros 2016). El proceso de calibración da lugar a valores ajustados del coeficiente de Hargreaves, permitiendo representar mejor las características de cada zona. La metodología de cálculo fue la linealización de la ecuación 3 para luego obtener los coeficientes de ajuste por mínimos cuadrados. En este trabajo se calibró dicho coeficiente a partir de valores diarios de ET_0 estimados por PM: ET_0PM (Ec. 7) y por HG: ET_0HG (Ec.3). Cabe aclarar que el coeficiente original de Hargreaves es 0,0023, los coeficientes anuales obtenidos se nombraron como " Ca " y los mensuales como " $C_{m,j}$ ".

II.4.1. Obtención de un coeficiente anual (Ca)

Se realizó una calibración del método de Hargreaves mediante un coeficiente de ajuste anual (Ca), para cada estación (ET_0HG_a), a partir de los valores diarios calculados de ET_0PM y $ET_0HG/0,0023$ en el periodo 2008-2011. El ajuste se llevó a cabo mediante el método de cuadrados mínimos, con una recta de regresión forzada al origen:

$$y = Ca * x \quad (\text{Ec.22})$$

donde la variable " y " representa los valores diarios de ET_0PM entre 2008 y 2011, y " x " representa los valores diarios del cociente $ET_0HG/0,0023$ en el mismo período, y para cada estación meteorológica.

El valor de Ca obtenido para cada estación meteorológica sustituye a 0,0023 en la Ec.3, quedando:

$$ET_0HG_a = Ca R_a (T_{med} + 17,78)(T_{max} - T_{min})^{0,5} \quad (\text{Ec. 23})$$

ET_0HG_a está expresado en mm día^{-1} .

II.4.2 Obtención de coeficientes para cada mes del año ($C_{m,j}$)

A partir de los valores diarios para cada mes expresados en mm día^{-1} de ET_0PM y ET_0HG , se calcularon coeficientes de ajustes mensuales ($C_{m,j}$) también mediante una regresión lineal forzada al origen:

$$y = C_{m,j} * x \quad (\text{Ec. 24})$$

donde la variable “y” representa los valores diarios de $ET_0PM_{m,j}$ entre 2008 y 2011, y “x” representa los valores diarios del cociente $ET_0HG_{m,j}/0,0023$ para el mes “j” del período mencionado y para cada estación meteorológica.

Estos coeficientes de ajuste (uno por mes) se denominarán $C_{m,j}$, donde $j = 1, 2, \dots, 12$ es el nº de mes (1 = enero).

Entonces sustituyendo la Ec. 26 en la Ec. 3, queda:

$$ET_0HG_{m,j} = C_{m,j} R_a (T_{medm,j} + 17,78) (T_{maxm,j} - T_{minm,j})^{0,5} \quad (\text{Ec. 25})$$

$ET_0HG_{m,j}$ está expresada en mm día^{-1} y el subíndice j en las variables indica que son los valores diarios correspondientes al mes “j”.

II.5 Análisis de sensibilidad a distintas variables ambientales

Con el fin de encontrar una o más variables que ayuden a explicar la variabilidad del coeficiente de ajuste anual de HG (Ca) entre las estaciones y lograr un ajuste regional del mismo, se llevó a cabo un análisis de sensibilidad del mismo a distintas variables ambientales por medio de regresiones lineales. Las variables estudiadas, a partir de sus valores o de promedios anuales, fueron: latitud, altura de la estación, T_{max} , T_{min} , T_{med} , presión, V_2 , Ra , Rn , HR , $DT=(T_{max}-T_{min})$ y DT/T_{med} . Se calculó una matriz de correlaciones entre estas variables y el coeficiente anual (Ca) por estación para visualizar cuáles tienen un peso significativo en la explicación de la varianza del coeficiente con un nivel de significancia del 95%.

II.6 Estudio de la distribución de viento

El viento es una variable que interviene en el proceso de evapotranspiración. Constituye, junto con el contenido de humedad del aire, el término aerodinámico de la ecuación de PM. Como esta

ecuación fue desarrollada para condiciones de cultivo de referencia sin limitaciones de agua, a medida que la velocidad del viento es mayor la tasa de evapotranspiración aumenta. La ecuación original de HG tiende a subestimar la ET_0 con valores de viento intensos (Allen y otros, 1998; Gavilán y otros, 2005). Para conocer cómo es este comportamiento, se estudió la variabilidad de la intensidad del viento en la región a partir de la distribución de frecuencias de la velocidad del viento a 2m de altura.

Para esto, se recurrió a la función distribución de probabilidad de Weibull, siendo la función que mejor se ajusta a la distribución de intensidades de velocidad de viento (Roberts y Prado, 2011).

La función de densidad de probabilidades está dada por:

$$f(v) = \left(\frac{k}{c}\right)\left(\frac{v}{c}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{v}{c}\right)^k\right] \quad (\text{Ec. 26})$$

Y la función de distribución acumulada o de probabilidades es:

$$F(v) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{v}{c}\right)^k\right] \quad (\text{Ec. 27})$$

Siendo v la velocidad del viento (m s^{-1}), c el parámetro de escala (m s^{-1}) y k , el parámetro de forma (adimensional).

La función de densidad de probabilidad de Weibull es una función definida para variables positivas y caracterizada por los parámetros de escala y de forma. El primero define la amplitud del rango en el cual se distribuye la variable intensidad del viento. A medida que se incrementa el valor de este coeficiente, dejando constante el parámetro de forma, la función de distribución de densidad se estira a lo largo del eje de las abscisas. Como el área bajo la curva de distribución es constante e igual a 1, eso quiere decir que a medida que este parámetro crece decrece el valor del pico de la distribución. Por otra parte, el parámetro de forma, también llamado pendiente, representa la pendiente de la línea de la función de distribución en un gráfico de probabilidades (representado en escala logarítmica). Para aplicaciones en viento, este parámetro es siempre mayor a 1, e indica si los valores se distribuyen de forma cercana o alejados de la media. Cabe mencionar que en esta distribución la media puede estar muy alejada de la moda o la mediana (Bhattacharya, 2011).

Para cada estación y para cada mes se calcularon los parámetros de la distribución de Weibull por el método de cuadrados mínimos.

II.7 Validación

II.7.1 Validación de las calibraciones

Para validar los ajustes realizados, se comparó la performance de las ecuaciones calibradas utilizando la serie de datos 2012-2014, no usados para la calibración.

Se evaluó estadísticamente el ajuste de la ecuación de HG original y sus calibraciones, tomándolos como valores predichos de ET_0 y a los calculados a partir de la ecuación ET_0PM , como los observados. Los estadísticos e índices utilizados para estudiar la respuesta de la ecuación de HG calibrada en comparación a la estimación sugerida por la ET_0PM fueron los que se definen en el siguiente inciso.

II.8 Estadísticos

Los estadísticos utilizados para medir la eficiencia de los modelos desarrollados según corresponda en cada caso fueron los siguientes (Willmott, 1982): el coeficiente de determinación, R^2 ; el error de sesgo medio, MBE; el error cuadrático medio, RMSE y el error absoluto, AE:

$$R^2 = \frac{\sigma^2_{xy}}{\sigma^2_x \sigma^2_y} \quad (\text{Ec. 28})$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (y_t - x_t)^2}{n}} \quad (\text{Ec. 29})$$

$$MBE = \frac{\sum_{t=1}^n (y_t - x_t)}{n} \quad (\text{Ec. 30})$$

$$AE = \frac{\sum_{t=1}^n |y_t - x_t|}{n} \quad (\text{Ec. 31})$$

Donde “ n ” es el número de datos; “ y ” el valor esperado de ET_0 (ET_0HG , ET_0HG_o o $ET_0HG_{m,i}$); “ x ” el valor observado de ET_0 (ET_0PM); “ σ_{xy} ” es la covarianza de x e y ; “ σ_x ” es la desviación típica de x y “ σ_y ” la desviación típica de y .

R^2 (adimensional) es una medida estadística de cuán bueno es el ajuste de la línea de regresión entre las dos variables, indicando cuánto de la varianza de los valores observados de ET_0 logra explicar el modelo para el cálculo de los valores estimados. Un valor igual a 1 indica un ajuste perfecto entre los valores esperados y observados de ET_0 . El valor de RMSE (mm día^{-1}) aporta información acerca de la bondad de la estimación, comparando dato a dato la desviación real entre los valores estimados y los observados. A su vez representa el desvío estándar de los residuos suponiendo que estos tienen una distribución normal con media nula. Cuanto menor es el valor de RMSE mejor es la bondad del modelo, ya que los errores se distribuyen cerca de la

media “cero”. En cuanto al valor de MBE (mm día^{-1}), si es positivo indica una sobrestimación del modelo mientras que si es negativo representa una subestimación. El AE (mm día^{-1}) da un valor absoluto de error y es una medida de la bondad del modelo. Al igual que para el resto de los errores, cuanto menores son los valores, mejores son las estimaciones (Almorox, 2012).

II.9 Aplicación al riego

II.9.1 Encuesta a usuarios

Propiciando la investigación sustentada en las necesidades de los usuarios, inquietud planteada en el capítulo introductorio, se llevó a cabo una encuesta orientada a recabar información acerca de las necesidades de información de evapotranspiración de referencia en el Oasis Norte de Mendoza, de manera tal que sustente la aplicabilidad que tendrá a futuro la investigación de este trabajo. La encuesta, llevada a cabo entre mayo y junio de 2016 se diagramó para que los usuarios respondieran sobre algunas problemáticas específicas a saber:

- La importancia asignada al agua para la producción.
- La escasez del recurso en los últimos años en la zona y las acciones llevadas a cabo en este contexto.
- Fuentes y usos de la información meteorológica a nivel de finca.

La distribución de la encuesta entre los usuarios se hizo de dos formas: online, a través de los formularios de Google, y en formato papel, según disponibilidad de los encuestados. Éstos fueron asesores (de terceros o propietarios) y usuarios del agua de riego, pertenecientes al Oasis Norte de Mendoza. El muestreo fue no probabilístico, de manera de obtener estimaciones que orienten sobre el estado del uso de la información meteorológica y la necesidad del servicio en la zona. Buscó principalmente identificar información útil que permita un análisis cuantitativo para conocer y entender algunos problemas específicos a los que se enfrentan cotidianamente los productores. Contó con una estructura sencilla, en su mayoría con opciones múltiples y escalas para categorizar las respuestas. También se permitió, en varias ocasiones, exponer alternativas, agregando puntos no contemplados y un espacio de sugerencias, dando mayor flexibilidad y apertura para una mejor comprensión de las respuestas.

En cuanto a la estructura, la encuesta tuvo una primera parte de preguntas personales y de la propiedad: edad del encuestado, grado de formación, función que desempeñaba; características de la explotación (superficie cultivada, cultivos, fuente de agua de riego, tipo de riego, entre otras), como base para integrar mejor los resultados. Por otra parte, se indagó sobre el impacto

de distintas variables en los costos de producción incluyendo aquellas relacionadas con el uso del agua como derecho de riego y energía, la importancia asignada al agua en la producción agropecuaria, percepción que se tiene de la escasez y medidas tomadas al respecto. Además, se preguntó sobre el uso de la información meteorológica propia y de estaciones meteorológicas estatales (SMN y DACC) y su utilidad en el manejo del riego en la explotación. Se recabó información sobre el conocimiento que el encuestado tenía de la cantidad de agua necesaria para los cultivos por ciclo y si el regante estaría interesado en una herramienta que le permita calcularla de manera más eficiente.

Finalmente, un apartado hizo referencia al uso de la evapotranspiración del cultivo de referencia, su cálculo y a la utilización de algún balance hídrico para el manejo del riego.

II.9.2 Programación del riego

Como se menciona en los objetivos de la tesis, se pretende conocer el impacto de la calibración de la ecuación de HG en las estimaciones de riego en el Oasis Norte de Mendoza. Para esto, se elaboró una programación del riego similar a la que podrá encontrarse el usuario accediendo a las páginas web de las Asociaciones de Regantes del Oasis (en Mendoza se las identifica como Inspecciones de Cauce y las mismas se agrupan en Asociación de Inspecciones de Cauce). En ella se utilizaron las ecuaciones calibradas para el cálculo de la ET_0 a partir de información observada de temperatura del aire (máxima, media y mínima). Se escogió a la vid como cultivo “testigo” para simular la programación del riego en el Oasis. Mendoza es la provincia que registra la mayor superficie cultivada de vid del país (155901 ha), un 71% del total del país. Especialmente se cultivan variedades aptas para la elaboración de vinos y mostos (INV, 2018).

La programación consistió básicamente en un balance de agua sencillo (adaptado de Allen y *otros*, 1998), para que pueda ser utilizado con entrada de información básica y disponible. Lo cual, si bien tiene sus limitaciones en cuanto a la incorporación de todos los procesos físicos ocurridos en el suelo, es una aproximación recomendada sobre todo en una región donde se evidencia la falta de programación debido sobre todo a la baja importancia asignada al recurso hídrico en los costos de producción (ver sección III. 5.1).

Como todo balance tiene entradas y salidas del sistema. Siendo las entradas del sistema: la precipitación, el riego y el ascenso capilar; y las salidas: la evapotranspiración real del cultivo (ET_c), el escurrimiento y la percolación profunda. Se calculó la precipitación efectiva (Pe), es decir, el agua de precipitación realmente útil a las plantas a partir de una ecuación recomendada para

zonas áridas (Chambouleyron, 2005); por lo cual, se excluyeron del balance los términos de escorrentía y percolación profunda. El ascenso capilar fue considerado nulo debido al nivel de la capa freática³ y también fue excluido para simplificar el balance. Quedando como entrada del sistema la precipitación efectiva y el riego; y como salida la ET_c . La ET_c expresa el consumo de agua por el cultivo que se desarrolla bajo condiciones de cultivo estándar (Allen y *otros*, 1998), calculada a partir de la ET_0 y el coeficiente de cultivo (K_c), también utilizado por Burt (2012) para riego en vid:

$$ET_c = ET_0 * K_c \quad (\text{Ec. 32})$$

El valor de K_c es calculado a partir de los días del ciclo. Los valores de referencia fueron extraídos de Allen y *otros* (1998).

A los fines prácticos, para la modelización del balance, se asume que, tras la entrada de agua al sistema, esta puede ser almacenada en la zona radicular hasta que se alcance la capacidad de campo. Aunque el contenido de humedad pudiera estar temporalmente por encima de la capacidad de campo, después de una lluvia intensa o riego (Allen y *otros*, 1998). A partir de esto se define la Humedad Disponible (HD) o agua útil como la cantidad de agua del suelo que teóricamente está a disposición para las plantas. Es la diferencia entre el límite superior (capacidad de campo) e inferior (punto de marchitez permanente) de humedad, cuyo valor es diferente para cada suelo dependiendo básicamente de su textura y estructura, teniendo en cuenta la profundidad de raíces. En este caso se utilizaron valores citados para la zona (Vallone, 1998). Como resultado de la evapotranspiración del cultivo, el contenido de humedad comienza a disminuir gradualmente por lo que el agotamiento del agua en la zona radicular empieza a aumentar. Este agotamiento puede verse como déficit de agua que debe ser suplido por medio del riego para satisfacer las demandas del cultivo. Ya que, si no se presenta otro evento de humedecimiento, el contenido de humedad alcanzará gradualmente su mínimo valor (punto de marchitez permanente). No obstante, existe un nivel de humedad entre el límite superior y el inferior a partir del cual las raíces encuentran mayor dificultad para extraer el agua y se produce una disminución en la transpiración, lo que suele traer consigo pérdidas de producción (Flexas, Bota, Loreto, Cornic y Sharkey, 2004; Chaves, Flexas y Pinheiro, 2009; Lucero, Di Filippo, Vila y Vernier, 2017). Entonces, a los fines del riego y para evitar pérdidas en la producción del cultivo, se aconseja regar cuando se ha consumido una fracción del total de agua disponible (p) (Allen y *otros*, 1998). Esta fracción “ p ” representa el Nivel de Agotamiento Permisible (NAP) y es la

³ En FAO 56 (Allen y *otros*, 1998) se asume normalmente que el valor del ascenso capilar es igual a cero cuando el nivel freático se encuentra a más de 1 m por debajo de la zona radicular.

cantidad de agua que el cultivo puede extraer del total del agua retenida en el suelo –en la zona radical- para que la producción sea máxima. Este término es similar al término Agotamiento Máximo Permisible (AMP) o umbral de riego introducido por Merriam 1966 (citado en Allen y *otros*, 1998) y (Slatyer, 1967) respectivamente, y utilizado en trabajos más recientes (Capurro, Barreta, García, Sawchik y Puppo, 2017; Sellés Van Schouwen y *otros*, 2012). Sin embargo, los valores del AMP están influenciados por las prácticas de manejo y factores económicos, además de los factores físicos que influyen el valor de “p”. En general, el valor de $AMP < NAP$ cuando se quiere evitar riesgos o imprevistos y $AMP > NAP$ cuando se utiliza intencionalmente el estrés hídrico como práctica de manejo del agua del suelo (Allen y *otros*, 1998). Cabe aclarar que no es totalmente correcto el expresar la tolerancia de los cultivos al estrés hídrico como una función de “p”. En realidad, la tasa de extracción del agua por parte de las raíces está influenciada más directamente por el nivel de energía potencial del agua del suelo (potencial matricial del suelo y la conductividad hidráulica asociada), que, por el contenido de agua, pero esto requiere de mediciones y no es tenido en cuenta para el calendario de riego sencillo elegido.

Para la vid, Allen y *otros*, (1998) establecen un valor de $p = 0,45$ para una ET_c de 5 mm día^{-1} , indicando que este valor es variable y se incrementa con los valores de reducción de ET_c de 5 mm día^{-1} . En el Oasis Norte de Mendoza los valores medios mensuales de ET_c se aproximan a 4 mm día^{-1} en los meses de máximo consumo (Vallone, 1998; Pérez Peña, 2000). No obstante, en el caso de variedades de vid tintas con destino a vinificación, donde la calidad viene dada entre otras cosas por los metabolitos secundarios generados por los niveles de estrés alcanzados por la planta, este valor resulta muy bajo y la calidad del vino se ve reducida. Burt (2012) menciona que los productores de uva disminuyen el consumo de agua para lograr cierta calidad en los vinos vía estrés. Por ello para estos casos (vides tintas para vinificar), es aconsejable un valor de p modificado = $0,60$ que genera cierto estrés en el cultivo (medible como potencial hídrico en la planta) (Vallone, 1998), produciendo racimos con tamaños de bayas más reducidas, mayor proporción de hollejo respecto a pulpa, lo que redundaría en un mejor color y calidad del vino (Acevedo-Opazo y *otros*, 2010; Santesteban y *otros*, 2011; Lanari y *otros*, 2014). Los vinos con mayor precio en el mercado derivan de producciones de uva con tamaños pequeños (o controlados, dentro de cierto rango) de bayas (Burt, 2012). Además de una mejor calidad del vino, se logra: disminuir costos (energía y agua), controlar el exceso de crecimiento vegetativo, disminuir el riesgo de enfermedades, reducir riesgos ambientales (por excesiva percolación) y disminuir la pérdida de fertilizantes (Matthews y Anderson, 1988; Pérez Peña 2000; Burt, 2012)

Por ello, luego de las aclaraciones realizadas, para simular el riego por medio de una programación, se supone:

- Cultivo de vid en espaldero ya establecido, con profundidad de raíces de 1 metro.
- El ciclo del cultivo es de 210 días, comenzando el 1ro de octubre.
- Suelo con una humedad disponible por metro de profundidad ((capacidad de campo – punto de marchitez permanente) volumétrica por metro): 150 mm/m.
- Fracción fácilmente disponible modificada= 0,6 (60%). Es decir que de los 150 mm disponibles por metro (prof. de raíces) se permite que el cultivo consuma (agote) la humedad hasta los 90 mm (150 *0,6).
- Comienzo del calendario cuando se llega a capacidad de campo, sin déficit.
- A partir de allí el agua comienza a ser consumida por la demanda del cultivo: $ET_c = ET_0 * K_c$. En caso de que se produzcan precipitaciones, la P_e será descontada a las demandas (ET_c).
- La reserva del agua en el suelo se irá agotando a medida que aumente el consumo hasta llegar al NAP, donde se debe regar.

Siguiendo este mecanismo se obtienen las láminas netas de agua a aplicar hasta fines del ciclo del cultivo (Fig. 4). Debido a la incapacidad por parte de los agricultores y más aún para el caso de “riego por escurrimiento superficial” de aplicar exactamente la lámina neta, ya que se producen pérdidas en las diferentes etapas del riego, el agricultor debe aplicar una lámina mayor. Esta cantidad se calcula en base a la eficiencia de aplicación. La Eficiencia de aplicación (E_a) es la relación entre el agua que realmente queda almacenada en la zona de raíces del cultivo y el agua total aplicada con el riego (Burt y *otros*, 1997; Morábito y *otros*, 2007; Burt, 2012), por cuanto: lámina bruta = lámina neta o consumida por el cultivo / eficiencia de aplicación. Morábito y *otros* (2007) determinaron una eficiencia de aplicación actual del 59% para la zona de regadío del Río Mendoza, este valor surgió de 101 evaluaciones de riego por escurrimiento superficial, en propiedades agrícolas de la zona.

Se debe remarcar que este balance sencillo, pretende ser un primer paso para mejorar las prácticas de riego parcelario, pudiendo ser utilizado por cualquier productor o técnico, con el objeto de estimar la lámina de agua a utilizar. Esto debe ser corroborado con mediciones de humedad de suelo y en planta (potencial hídrico foliar), para un mejor ajuste.

A partir de estos procedimientos, se realizó la programación del riego para las temporadas 2012-2013 y 2013-2014 (octubre-abril) y para las localidades del Oasis mencionadas en este trabajo. Las simulaciones fueron realizadas estimando ET_0PM y ET_0HG original y sus calibraciones (Ec.3, 7, 23, 25). Se evaluó con cada una de ellas el número de riegos necesarios y la lámina de agua a aplicar, para estimar finalmente la lámina total de riego durante el ciclo del cultivo.

Se realizó una comparación entre las láminas de riego aplicadas en ensayos controlados por medio de riego por superficie (RS) (surco) sin estrés hídrico (SE) (Hernández, Morábito y Salatino, 2013) y las láminas de riego estimadas a partir del calendario de riego según las ecuaciones ET_0PM , Hargreaves sin corregir (ET_0HG) y Hargreaves corregidas (ET_0HGa , ET_0HGm,j). También se compararon las láminas estimadas con las láminas de riego aplicadas por los productores de la zona (Rs Ev). Esa información fue obtenida a partir de trabajos de investigación basados en evaluaciones de riego realizadas a productores de la zona (Chambouleyron, Morábito, Zulueta, Salatino y Fornero, 1985). Esto permitió estimar la diferencia en porcentaje entre la cantidad de agua aplicada por los productores con respecto a la necesaria según calendario de riego.

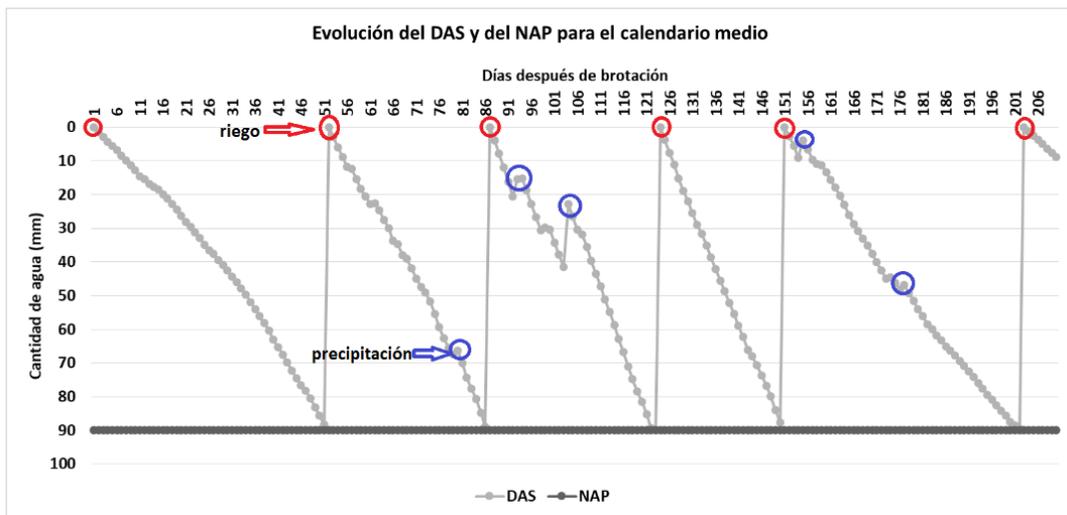


Figura 4: Evolución del déficit de agua en el suelo (DAS) y del nivel de agotamiento permisible (NAP). Se marcan en rojo los momentos de riego y en azul los eventos de precipitación.

III. Resultados

III.1 Datos meteorológicos medidos y estimados

III.1.1 Control de calidad de la información meteorológica

La aplicación de controles de calidad en los datos de las estaciones de la DACC reveló la existencia de errores y datos potencialmente inadecuados para el cálculo de ET_0 , esto también fue reportado por (Estévez, García-Marín, Morábito y Cavagnaro, 2016). Los técnicos usuarios de dicha información también han detectado falencias en la información meteorológica recibida, en cuanto a su calidad y disponibilidad (Aguilera y Morábito, 2016).

Luego de que los datos de las estaciones de la DACC pasaran por las pruebas de control de calidad, se encontró que R_s fue la variable que presentó mayor porcentaje de datos marcados con algún tipo de problema. Esto también fue reportado por Estévez y otros (2016). Es por ello que se procedió a realizar la estimación de esta variable de entrada para el cálculo de la ET_{0PM} (sección II.2.2). En el caso de datos de las otras variables evaluadas que no superaron las pruebas, el relleno de las mismas se realizó siguiendo lo recomendado en el capítulo 3 de la nota técnica de FAO56 (Allen y otros, 1998). En la Tabla 1 del Anexo B, se muestran los porcentajes de datos marcados por variable y prueba de control aplicada para cada estación de estudio.

III.1.2 Estimaciones de la R_s para las estaciones de la DACC

La constante K_f promedio obtenida de las calibraciones de la fórmula de estimación de la R_s a partir de diferencias de temperaturas (Ec. 6) fue de **0,16 °C^{-0,5}**. Este valor coincide con los valores recomendados por Allen y otros (1998) para zonas interiores. La evaluación de este modelo, utilizando el valor de K_f estimado arrojó un RMSE de 3,26 MJ m⁻² día⁻¹. El MBE fue de -0,42 a 0,60 MJ m⁻² día⁻¹ (Tabla 5). Estos errores son similares a los presentados por Estévez y otros (2016) para la misma zona y por Bojanowski y otros (2013) en Europa. Los valores de R_s diarios de cada mes obtenidos para el Oasis fueron similares a los que figuran en el Atlas de Energía Solar de La República Argentina en la misma zona (Grossi Gallegos y Righini, 2007).

Tabla 5: Valores de RMSE, MBE y AE en MJ m⁻² día⁻¹ para las estaciones utilizadas para calibrar la ecuación 6.

Estación	RMSE	MBE	AE
Jun	3,28	0,14	2,32
Cha	3,33	0,60	2,36

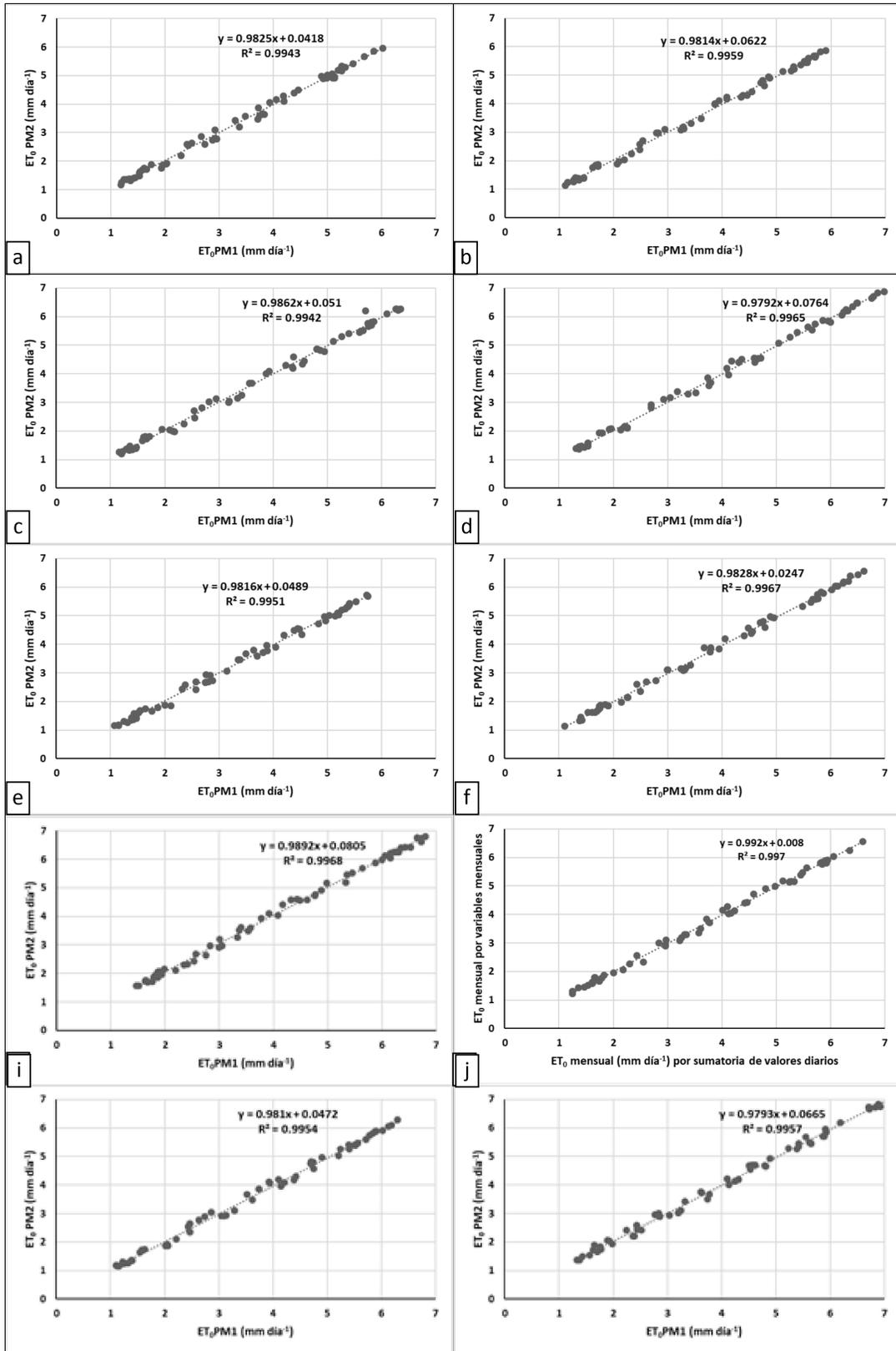
Maero	3,50	-0,42	2,62
ElMar	3,07	-0,07	2,33
Rus	3,13	0,53	2,31

III.1.3 Comparación del cálculo de la ET_0 a escala mensual

La comparación entre el cálculo de la ET_0 media diaria mensual a partir del promedio de ET_0 diarias del mes (ET_0PM1) y la calculada a partir del valor medio diario mensual de las variables implicadas en la fórmula de PM (ET_0PM2) arrojó valores de R^2 , MBE, RMSE y AE (Tabla 6) que indican que ambas metodologías ofrecen resultados muy similares. El promedio de R^2 entre las estaciones es muy cercano a la unidad, mientras que los errores oscilan entre 0,11 a 0,13 $mm\ día^{-1}$ para RMSE, entre -0,04 y 0,04 $mm\ día^{-1}$ para MBE y entre 0,08 y 0,11 $mm\ día^{-1}$ para AE. Tal como Allen y otros (1998) sugieren, no hay diferencias significativas entre el cálculo de la ET_0 mensual como el promedio de ET_0 diarias y la calculada a partir del valor medio diario mensual de las variables implicadas en la fórmula de PM. Esto mismo no pudo comprobarse para una zona de páramo andino del Ecuador donde Córdova, Carrillo y Céleri (2013) observaron una diferencia promedio del 14% entre los dos cálculos, no aconsejando la estimación con variables mensuales. Entonces, para este trabajo, en caso de días sin datos de ET_0 debido a falta de variables diarias para su cálculo, se ha utilizado para el cálculo mensual, la fórmula de PM con los valores medios diarios mensuales de las variables. En la Figura 5 se observa la dispersión de los valores calculados por ambas metodologías en las estaciones del Oasis.

Tabla 6: Valores de R^2 , RMSE ($mm\ día^{-1}$), MBE ($mm\ día^{-1}$), AE ($mm\ día^{-1}$) entre las dos metodologías de cálculo de la ET_0 media diaria mensual

Estación	R^2	RMSE	MBE	AE
Cha	0,99	0,12	-0,02	0,10
ElMar	1,00	0,11	0,00	0,09
Joc	1,00	0,11	0,04	0,09
Jun	1,00	0,11	-0,01	0,09
LasCat	0,99	0,13	0,00	0,11
LasVio	1,00	0,12	-0,01	0,10
LosCam	1,00	0,12	-0,02	0,11
Maero	1,00	0,12	-0,02	0,10
Mobs	1,00	0,11	-0,01	0,10
Per	1,00	0,11	-0,04	0,10
Rus	1,00	0,09	-0,02	0,08
3P	1,00	0,12	-0,02	0,10



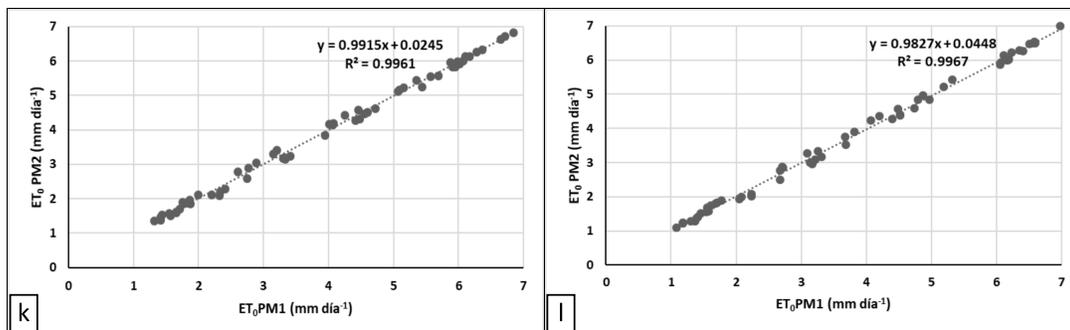


Figura 5: ET_0 diarios mensuales calculados a partir del promedio de valores diarios de ET_0 (ET_0PM1) versus valores de ET_0 aplicando la fórmula de PM con valores medios mensuales de las variables que intervienen (ET_0PM2), para las estaciones a) Cha; b) ElMar, c) LasCat, d) LasVio, e) Mobs, f) Per, g) Joc, h) Rus, i) LosCam, j) 3P, k) Jun, l) Maero.

III.2 Valores de ET_0 para el Oasis Norte de Mendoza

III.2.1 Valores anuales de ET_0PM

Los valores anuales de ET_0PM registrados en el Oasis Norte de Mendoza se presentan en la Figura 6. Se observa un aumento de ET_0 hacia el norte, en coincidencia con la zona más árida de la provincia. El promedio de precipitación anual para el periodo de estudio en la estación de Jocolí, al norte del oasis, fue de 139 mm año^{-1} ; mientras que en LasCat, sureste del oasis, fue de 293 mm año^{-1} . En ambos casos y para todo el oasis las precipitaciones no llegan a compensar al forzante atmosférico, expresadas a partir del valor de ET_0PM (Figura 7).

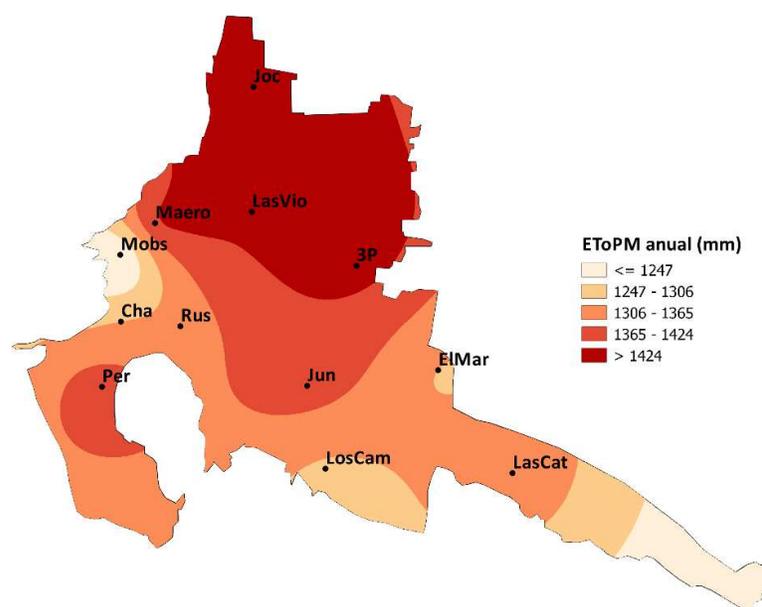


Figura 6: Valores anuales de ET_0PM ($mm\ año^{-1}$) para el Oasis Norte de Mendoza (Interpolación por el método "Multivariate b-spline interpolation" en QGIS).

III.2.2 Valores mensuales de ET_0PM

En cuanto a los valores mensuales, la máxima ET_0 se presenta en los meses de verano con un promedio para todas las localidades de $191,7$ y máxima de $207,7\ mm\ mes^{-1}$ en Las Violetas y Tres Porteñas en diciembre. El valor mínimo se registra en el mes de junio con un promedio de $41,5$ y mínimo de $36\ mm\ mes^{-1}$ para Los Campamentos, Chacras de Coria y El Mercado. Estos valores muestran una importante amplitud entre los valores mensuales de ET_0 , siendo algo menores a los observados en una región árida de Irán por Sabziparvar y Tabari (2010), donde el máximo es de 250 y el mínimo de $80\ mm\ mes^{-1}$. En la Tabla 7 se observan los valores promedios, máximos y mínimos de ET_0 mensuales para las estaciones del Oasis en el periodo 2008-2014. En la tabla 8 se presentan los valores medios diarios por mes para el oasis. En la Figura 7 se presenta la marcha anual de los valores de ET_0PM y precipitación mensual para Joc, Jun, Maero, LasCat, LasVio, Mobs, Per y 3P. En todas las localidades se observó un déficit hídrico expresado a partir de la diferencia negativa entre precipitación y ET_0 , mostrando la aridez de esta zona. Esta diferencia entre el agua que aportan las precipitaciones y el forzante atmosférico es aún mayor en los meses de octubre a abril, meses en los cuales se desarrolla la vid, cultivo con mayor superficie implantada en la provincia $155901\ ha$ (INV, 2018). Esto refleja la necesidad de suplir este déficit a través del riego.

Tabla 7: ET_0 mensual promedio (Prom.), máxima (máx.) y mínima (mín.) en $mm\ mes^{-1}$ del conjunto de las estaciones consideradas en el Oasis Norte de Mendoza en el periodo 2008-2014.

Mes	ene	feb	mar	abr	may	jun	Jul	ago	sep	Oct	Nov	dic
Prom.	189,3	141,1	122,3	82,6	53,9	41,5	48,4	73,4	101,1	144,0	174,9	191,7
máx.	207,7	154,0	133,3	93,0	62,0	51,0	58,9	83,7	114,0	155,0	189,0	210,8
mín.	164,3	126,0	108,5	75,0	46,5	36,0	43,4	65,1	87,0	124,0	153,0	167,4

Tabla 8: ET_0 diaria promedio (Prom.) y desviación estándar (desv.) en $mm\ día^{-1}$ del conjunto de las estaciones consideradas en el Oasis Norte de Mendoza en el periodo 2008-2014.

Mes	ene	feb	mar	abr	may	jun	Jul	ago	sep	Oct	Nov	dic
Prom.	6,1	5,0	3,9	2,7	1,7	1,4	1,5	2,4	3,4	4,6	5,8	6,1
desv.	0,47	0,30	0,21	0,17	0,14	0,16	0,17	0,18	0,27	0,33	0,42	0,41

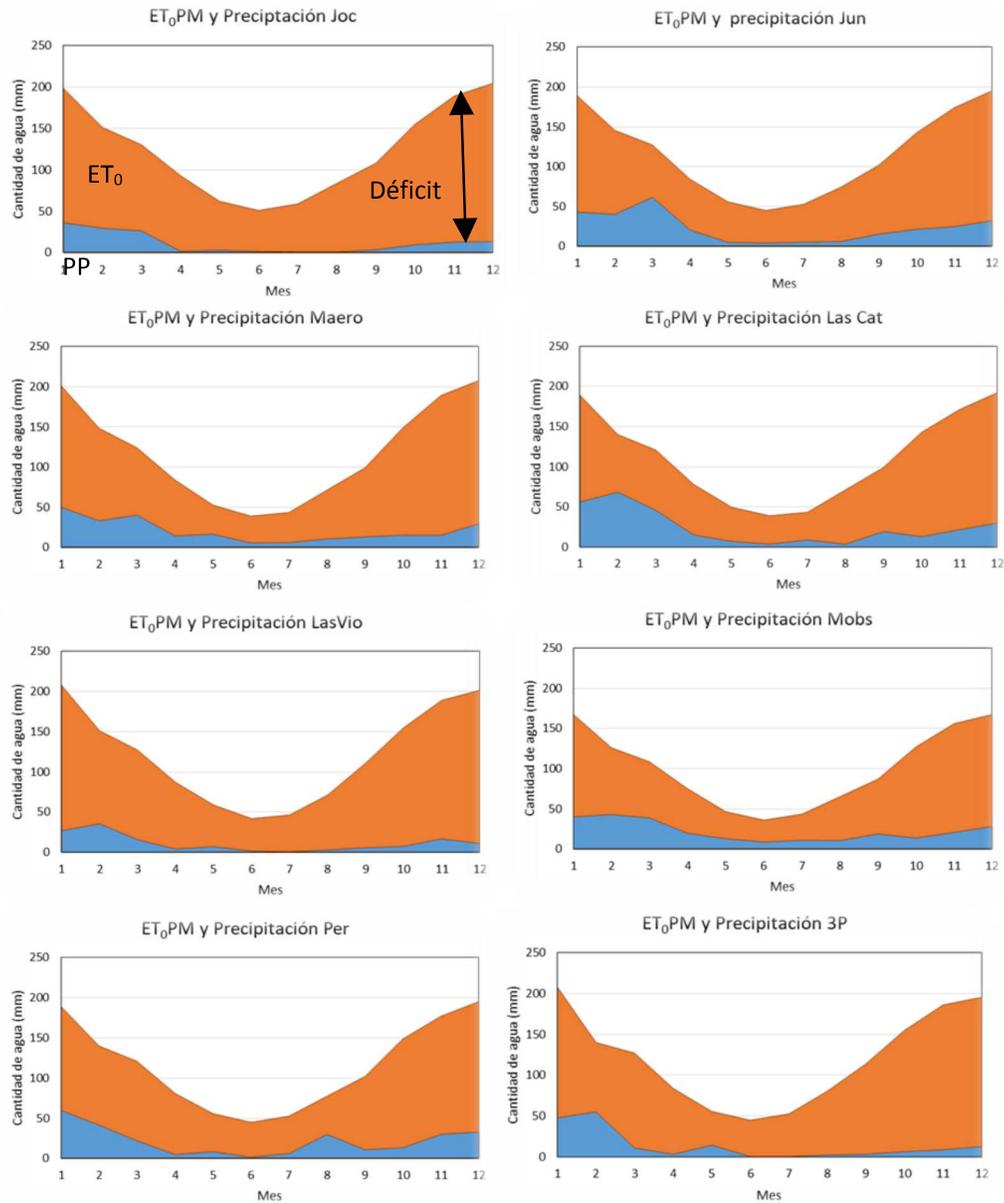


Figura 7: Marcha mensual de ET_0PM y precipitación PP (azul) mensual en milímetros para las estaciones de Joc, Jun, Maero, LasCat, LasVio, Mobs, Per y 3P. El área en color naranja indica el déficit de agua estimado entre el forzante atmosférico y la precipitación (sin tener en cuenta la cantidad de agua remanente que pueda quedar producto del riego).

La comparación entre los valores mensuales de ET_0 promedio entre localidades mostró que los mayores desvíos se presentan en los meses de verano (Figura 8). En verano se desarrollan la mayor parte de los cultivos de la región donde la correcta asignación del agua de riego resulta de valiosa importancia.

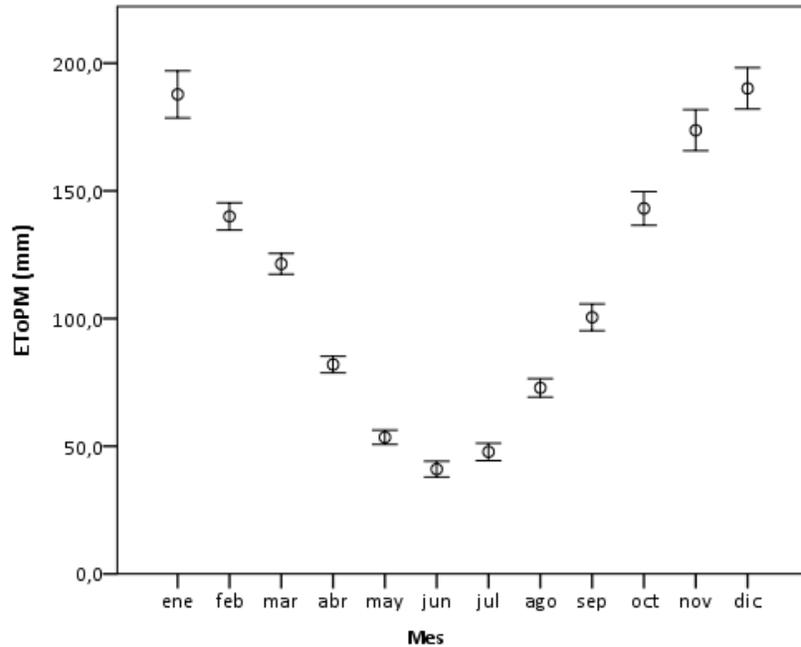


Figura 8: Valores medios mensuales de ET₀PM para las estaciones del Oasis Norte de Mendoza, el círculo indica la media y las barras los valores extremos.

III.2.2 Valores anuales de ET₀ por Hargreaves original (ET₀HG)

En cuanto a la ET₀ calculada por ET₀HG, para el Oasis Norte de Mendoza, los valores (mm) anuales por estación se muestran en la Figura 9. La estación de LasCat presenta el valor máximo (1588,22 mm) y Mendoza Obs. el mínimo (1355,3 mm), siendo el promedio de todas las estaciones de 1495,1 mm.

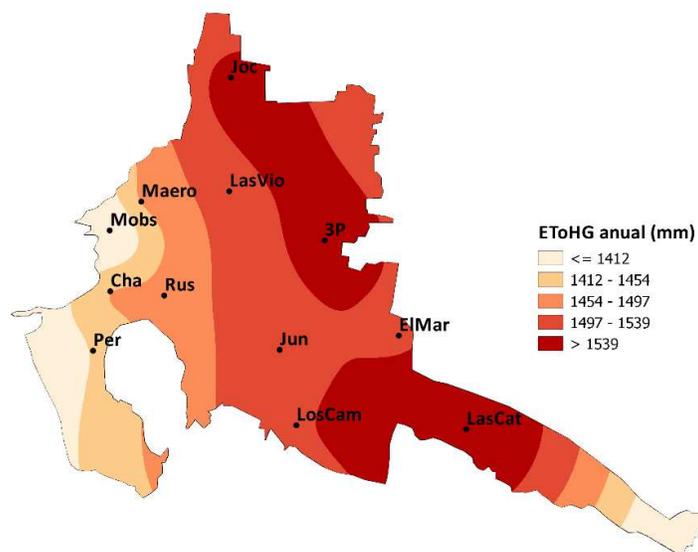


Figura 9: Valores anuales de ET₀HG (mm año⁻¹) para el Oasis Norte de Mendoza (Interpolación por el método "Multivariate b-spline interpolation" en QGIS)

Al comparar estos valores anuales obtenidos por ET_0 HG con los de ET_0 PM por estación, se encontró que ET_0 HG supera los valores de ET_0 PM en todas las estaciones, siendo máxima la diferencia entre las dos metodologías para la estación de Las Catitas (252 mm año^{-1}) y mínima para Perdriel (30 mm año^{-1}) (Figura 10).

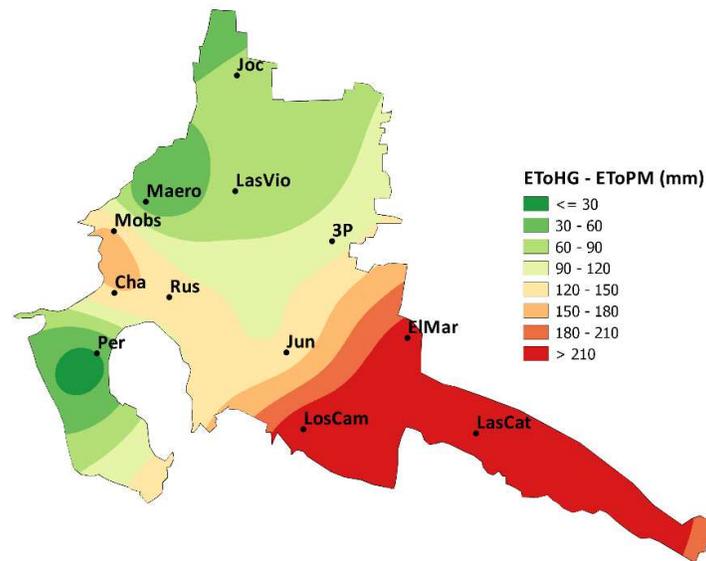


Figura 10: Diferencia en los valores de la ET_0 anual (mm) por HG y PM para el Oasis Norte de Mendoza. (Interpolación por el método "Multivariate b-spline interpolation" en QGIS)

Los resultados de la comparación estadística entre ET_0 PM y ET_0 HG diaria se muestran en la Tabla 9. El coeficiente de determinación, R^2 , fue mayor a 0,80 para todas las estaciones con un promedio de 0,91. Considerando todas las estaciones, RMSE varió entre 1,034 y 0,49 mm día^{-1} , con un promedio de $0,80 \pm 0,18 \text{ mm día}^{-1}$, MBE entre 0,698 y 0,077 mm día^{-1} con un promedio de $0,41 \pm 0,23 \text{ mm día}^{-1}$ y AE entre 0,802 y 0,375 mm día^{-1} con un promedio de $0,63 \pm 0,14 \text{ mm día}^{-1}$. Los valores positivos de MBE indican que ET_0 HG sobrestima a ET_0 PM en todas las estaciones. Estos resultados son similares a los de Gavilán y otros (2006) que obtienen cuando calibran la ecuación de HG para zonas interiores de una región semiárida de España, lo que manifiesta la necesidad de calibraciones locales de esta ecuación.

Tabla 9: Resultados estadísticos entre los valores diarios de ET_0 con Penman-Monteith (ET_0 PM) y Hargreaves original (ET_0 HG)

Estación	R^2	RMSE	MBE	AE
Cha	0,88	1,034	0,686	0,802

ElMar	0,97	0,738	0,619	0,633
Joc	0,80	0,998	0,173	0,716
Jun	0,88	0,898	0,460	0,656
LasCat	0,98	0,830	0,698	0,712
LasVio	0,96	0,494	0,189	0,375
LosCam	0,98	0,811	0,686	0,704
Maero	0,84	0,903	0,130	0,695
Mobs	0,91	0,698	0,411	0,570
Per	0,94	0,485	0,077	0,376
Rus	0,94	0,706	0,427	0,536
3P	0,83	0,980	0,379	0,801
Promedio	0,91 ± 0,06	0,80 ± 0,18	0,41 ± 0,23	0,63 ± 0,14

III.3 Calibración del coeficiente de Hargreaves

III.3.1 Calibración local mediante coeficiente de ajuste anual

Los coeficientes anuales obtenidos para todas las estaciones del Oasis Norte de Mendoza fueron menores que el coeficiente original de HG (Figura 11). Esto coincide con lo observado en otros estudios realizados en zonas áridas o semiáridas (Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004; Vanderlinden y *otros*, 2004 y Gavilán y *otros*, 2006). *Ca* varió de 0,0019 (Cha, LosCam, LasCat) a 0,0022 (Joc, LasVio, Maero, Per, 3P) con un promedio de 0,0021 (Figura 11). Martínez-Cob y Terrero-Juste (2004) proponen un coeficiente de 0,0020 para regiones semiáridas no ventosas de España. Vanderlinden y *otros* (2004) obtienen un coeficiente de ajuste anual promedio de 0,0022 para zonas interiores.

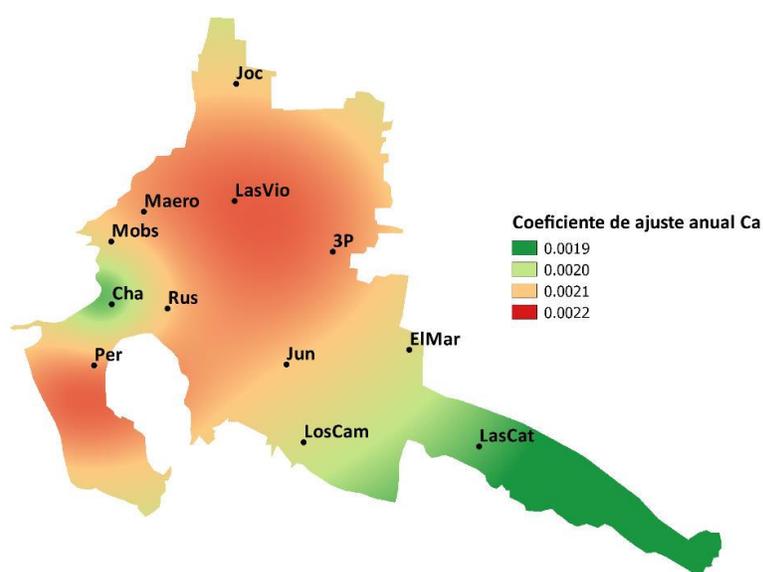


Figura 11: Campos del coeficiente de ajuste anual de Hargreaves (Ca) calibrados para el Oasis Norte de Mendoza (Interpolación por el método “Multivariate b-spline interpolation” en QGIS).

III. 3.1.1 Validación del uso de un coeficiente anual

El coeficiente de determinación (R^2) entre $ET_0HG\alpha$ con ET_0PM a escala diaria fue muy similar al obtenido con HG original (Tabla 10). RMSE varió entre 0,96 y 0,26 con un promedio de $0,57 \pm 0,24$ mm día⁻¹, MBE entre 0,17 y -0,03 con un promedio de $0,04 \pm 0,07$ mm día⁻¹ y AE entre 0,69 a 0,21 con un promedio de $0,42 \pm 0,18$ mm día⁻¹. Los valores de MBE cercanos a cero demuestran que el uso de ecuaciones calibradas con un coeficiente anual disminuye la sobrestimación producida por HG original en el cálculo de la ET_0 diaria. Esta situación se observó en todas las estaciones.

Tabla 10: Resultados estadísticos entre los valores diarios de ET_0 con Penman-Monteith (ET_0PM) y Hargreaves calibrada con un coeficiente anual ($ET_0HG\alpha$).

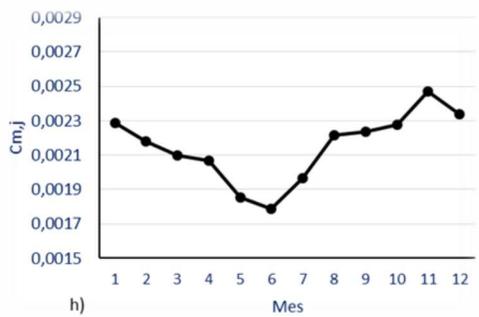
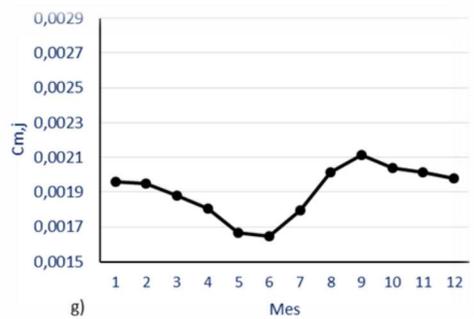
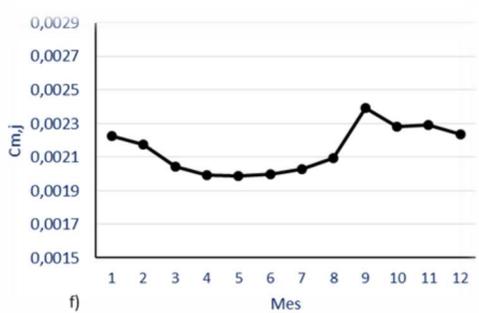
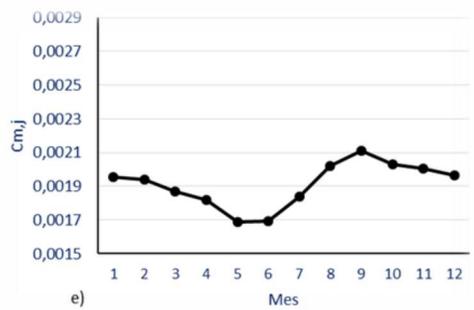
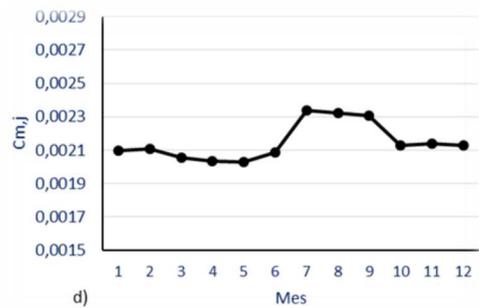
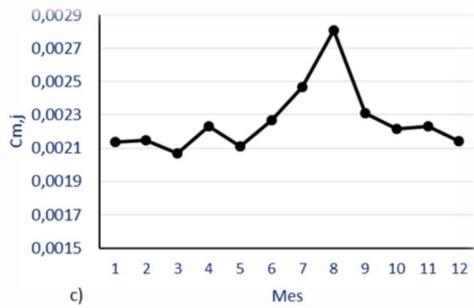
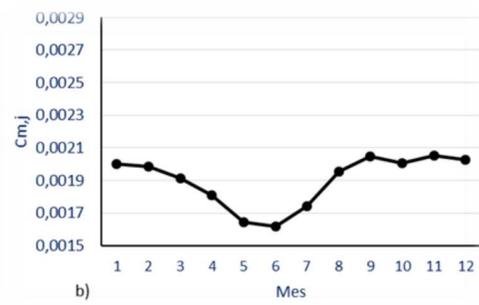
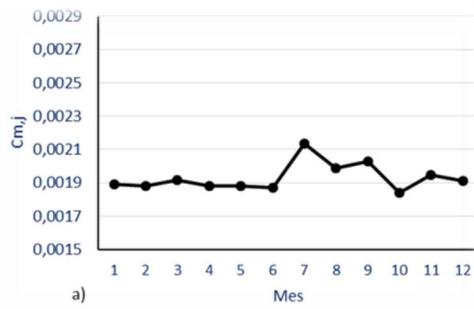
$ET_0HG\alpha$	R^2	RMSE	MBE	AE
Cha	0,88	0,624	0,024	0,448
ElMar	0,97	0,314	-0,030	0,247
Joc	0,80	0,959	0,011	0,673
Jun	0,88	0,720	0,166	0,512
LasCat	0,98	0,300	0,019	0,229
LasVio	0,96	0,448	-0,024	0,310
LosCam	0,98	0,260	0,032	0,206
Maero	0,84	0,895	-0,015	0,662
Mobs	0,91	0,497	-0,004	0,369
Per	0,94	0,469	-0,007	0,353
Rus	0,94	0,501	0,126	0,358
3P	0,83	0,885	0,143	0,688

Promedio	0,91 ± 0,06	0,57 ± 0,24	0,04 ± 0,07	0,42 ± 0,18
-----------------	-------------	-------------	-------------	-------------

III.3.2. Calibración local mediante coeficientes de ajuste mensuales

Los $C_{m,j}$ obtenidos para la mayoría de las estaciones disminuyeron en los meses de otoño y aumentaron hacia fines de invierno principio de primavera. Este fenómeno coincidió con los meses típicos en los que se desarrolla viento Zonda⁴ (Norte, 2015). En general los $C_{m,j}$, también fueron menores al original de HG (0,0023) a excepción de las estaciones de Joc, Per y 3P en que se superó, en mayor magnitud hacia los meses de finales de invierno. En la Figura 12 se muestra la marcha anual de los coeficientes mensuales para todas las estaciones de estudio.

⁴ Viento cálido y seco que sopla a sotavento de Los Andes en Argentina.



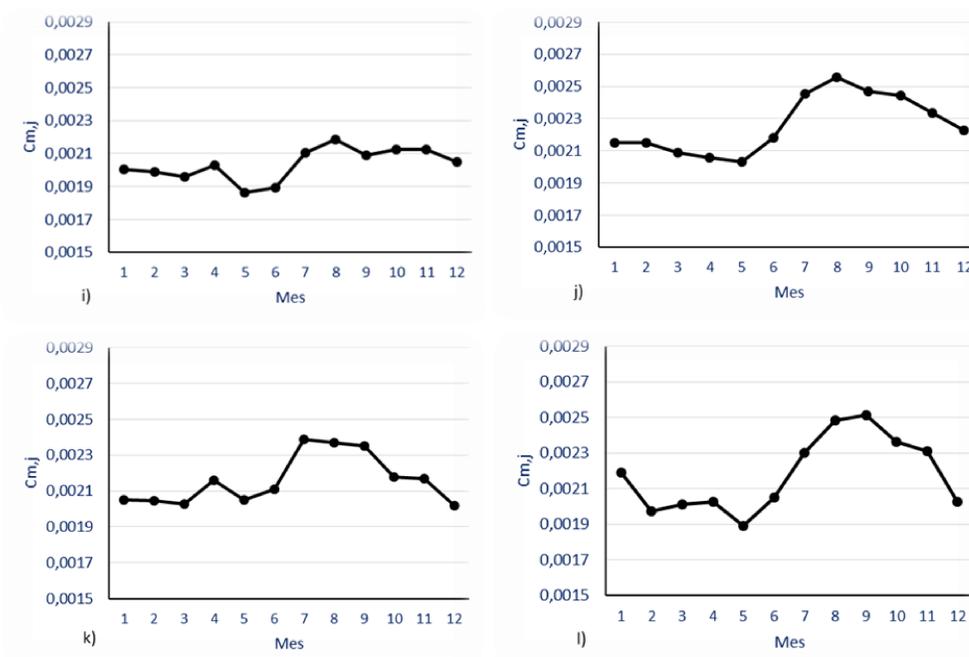


Figura 12: Evolución de los coeficientes mensuales de HG ($C_{m,j}$) en las estaciones analizadas. A) Cha, b) ElMar, c) LasCat, d) LasVio, e) Mobs, f) Per, g) Joc, h) Rus, i) LosCam, j) 3P, k) Jun, l) Maero

III.3.2.1 Validación del uso de coeficientes mensuales.

El uso de coeficientes mensuales mejoró los ajustes con respecto a HG original y disminuyó en un pequeño porcentaje los errores con respecto a la calibración con un coeficiente anual (Tabla 11).

Tabla 11: Resultados estadísticos entre los valores diarios de ET_0 con Penman-Monteith (ET_0PM) y Hargreaves calibrada con coeficientes mensuales ($ET_0HG_{m,j}$). Datos período 2012-2014.

Estación	R^2	RMSE	MBE	AE
Cha	0,87	0,622	0,026	0,447
ElMar	0,98	0,274	-0,023	0,186
Joc	0,80	0,942	0,022	0,646
Jun	0,88	0,700	0,168	0,495
LasCat	0,98	0,267	0,025	0,187
LasVio	0,96	0,408	-0,023	0,268
LosCam	0,98	0,255	0,033	0,189
Maero	0,85	0,882	-0,007	0,635
Mobs	0,92	0,483	-0,003	0,355
Per	0,95	0,442	-0,004	0,316
Rus	0,94	0,470	0,126	0,326
3P	0,83	0,882	0,141	0,677
Promedio	$0,91 \pm 0,06$	$0,55 \pm 0,25$	$0,04 \pm 0,07$	$0,39 \pm 0,18$

Para las estaciones en que el ajuste mensual fue mejor (representadas en la Fig. 13 con la estación de ElMar), la calibración produjo mejoras sustanciales lo que puede observarse en la marcha de la variable que sigue el valor tomado como patrón (ET_0PM) tanto en fase como en amplitud. Se logró disminuir la sobrestimación que se producía en mayor medida en la estación de crecimiento y desarrollo de los principales cultivos de la zona (meses cálidos), la sobreestimación fue menor en los meses de reposo del cultivo de la vid en la zona. Esta situación también fue reportada por Feng y otros, 2017.

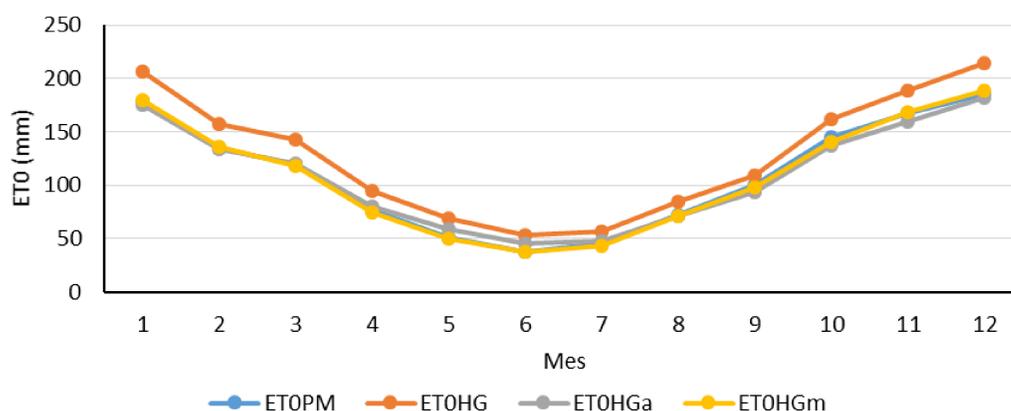


Fig. 13: Marcha de los valores mensuales de ET_0 en $mm\ mes^{-1}$ para la estación de ElMar en el periodo de validación 2012-2014.

III.4 Análisis de sensibilidad a distintas variables ambientales

Al analizar las correlaciones entre las distintas variables ambientales estudiadas y el coeficiente de ajuste anual, se encontró que aquellas que mejor explican la variabilidad de ET_0 (R^2) con una significancia de 95% son V_2 , HR y Ra , siendo la primera la mejor con un 64 % de varianza explicada (Tabla 12). Martínez-Cob y Tejero-Juste (2004) para una región semiárida del sur de España, utilizaron la velocidad del viento media anual como parámetro de definición de grupos de calibración de la ecuación de ET_0HG y aconsejaron no calibrar cuando la velocidad del viento es cercana o superior a $2\ m\ s^{-1}$, debido al buen comportamiento de ET_0HG con respecto a ET_0PM . También aconsejaron utilizar un coeficiente de 0,0020 en lugar de 0,0023 para ubicaciones no ventosas, donde ET_0HG sobrestima a ET_0PM con un error medio del 14 al 20%. Para este oasis de Mendoza, el valor promedio del Ca para las localidades con V_2 débiles también es 0,0020 (Figura 14). La velocidad del viento media anual a 2 m es baja, menor a $1,5\ m\ s^{-1}$, en todas las estaciones y el mejor comportamiento de ET_0HG se presentó en las estaciones con intensidades de viento cercanas a ese valor. En el resto de las estaciones (con velocidades menores), la sobreestimación con respecto a ET_0PM resultó mayor. En la Figura 15 se observa la relación inversa entre la

velocidad del viento y el MBE de ET_0HG con respecto a ET_0PM ; a mayor velocidad del viento, aproximándose a $1,5 \text{ m s}^{-1}$, disminuyó el MBE, lo que indica una menor sobreestimación de ET_0HG . Gavilán y otros (2006) también encontraron en zonas interiores de España, que ET_0HG sobrestima a ET_0PM , afirmando que V_2 y DT influyen en la exactitud de la ecuación de HG, dividiendo zonas de sobre-estimación y sub-estimación en base a la combinación de estas dos variables. Las zonas con V_2 menor a $1,5 \text{ m s}^{-1}$ y DT mayor a 12°C sobrestimaban el valor de ET_0 diario calculado con ET_0HG y aconsejaban utilizar un coeficiente de 0,0021 para mejorar las estimaciones. Esta es la situación que se presentó en este oasis en el que la amplitud térmica anual es aún mayor ($DT > 15^\circ\text{C}$) para todas las localidades, debido a su condición desértica y de continentalidad. Volviendo a la Figura 14, puede observarse el ajuste entre los valores medios anuales de velocidad del viento (m s^{-1}) y Ca de las estaciones de estudio. La estación de Chacras de Coria es la que se mostró más alejada de la curva de ajuste. Sin tener en cuenta esta estación para el ajuste se mejoró el R^2 de 0,64 a 0,88. Chacras de Coria presenta los mayores valores de humedad relativa, 60% promedio anual. La diferencia en el contenido de humedad del aire puede influir en la variación de los valores de ET_0 tal como lo expresan Allen y otros (1998) donde compara el efecto de la velocidad del viento sobre la evapotranspiración en condiciones atmosféricas secas y caliente comparadas con condiciones húmedas y templadas, resultando la variación en los valores de ET_0 mayor en el segundo caso.

Maestre-Valero y otros (2013), encontraron que el rango térmico es la variable mejor correlacionada con la variabilidad espacial del coeficiente en la cuenca del Río Segura (sudeste de España). Esa regionalización incluyó zonas costeras y zonas interiores, donde los coeficientes ajustados obtenidos tienen valores diferentes según estén más cercanos a la costa (valores mayores) o en el interior (valores menores). Como ya se mencionó Gavilán y otros (2006), también en una región que abarcaba zonas costeras y de interior, utilizaron el DT como variable para regionalizar. El Oasis Norte de Mendoza, se encuentra en una zona continental, sin influencia directa del mar, de gran amplitud térmica en toda su extensión. A diferencia de estos trabajos donde se regionaliza el coeficiente con el rango de temperatura, en todo el territorio del Oasis esta variable resulta muy homogénea, impidiendo utilizarla para separar regiones y mejorar los ajustes presentados.

Tabla 12: Coeficiente de determinación para la regresión lineal entre C_a (adimensional) y las variables ambientales consideradas y su significancia.

Estaciones	R ²	p-valor
<i>latitud</i>	0,35	0,0448
<i>altura</i>	0,00	0,8919
<i>Tmax</i>	0,00	0,8823
<i>Tmin</i>	0,04	0,5126
<i>Tmed</i>	0,00	0,9614
<i>Presión</i>	0,00	0,9083
<i>HR</i>	0,38	0,0374
<i>V₂</i>	0,64	0,0018
<i>Ra</i>	0,33	0,0463
<i>Rn</i>	0,25	0,0947
<i>DT</i>	0,04	0,5110
<i>DT/T</i>	0,02	0,5173

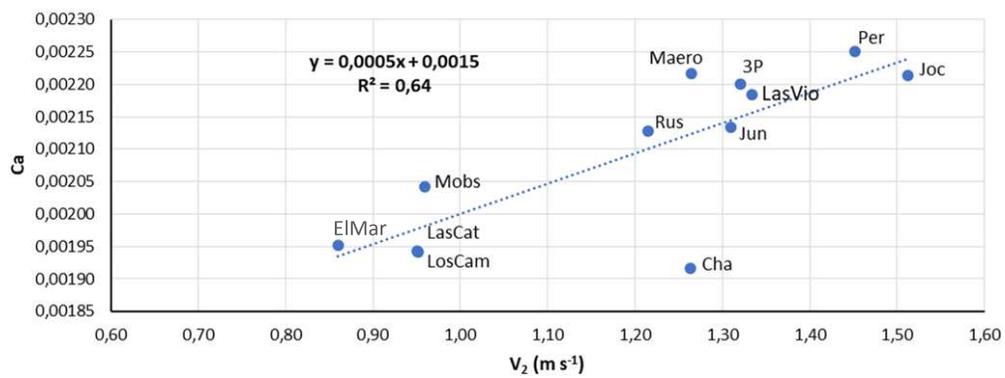


Figura 14: Dispersión entre valores de V_2 (m s^{-1}), y C_a (adimensional) de la ecuación de ET_0HG_a .

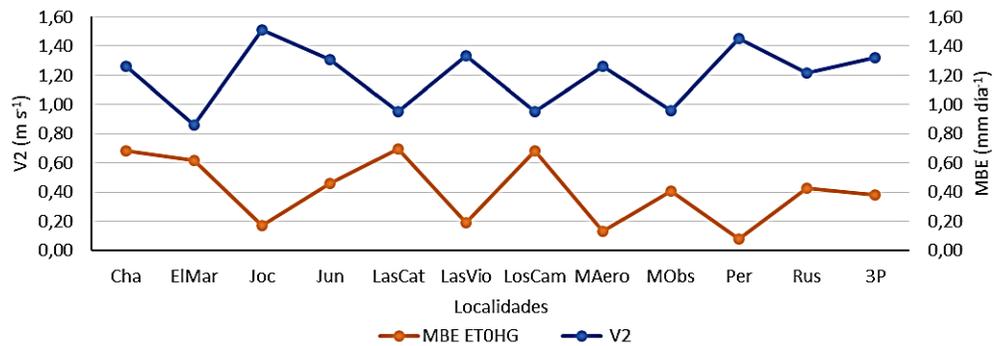
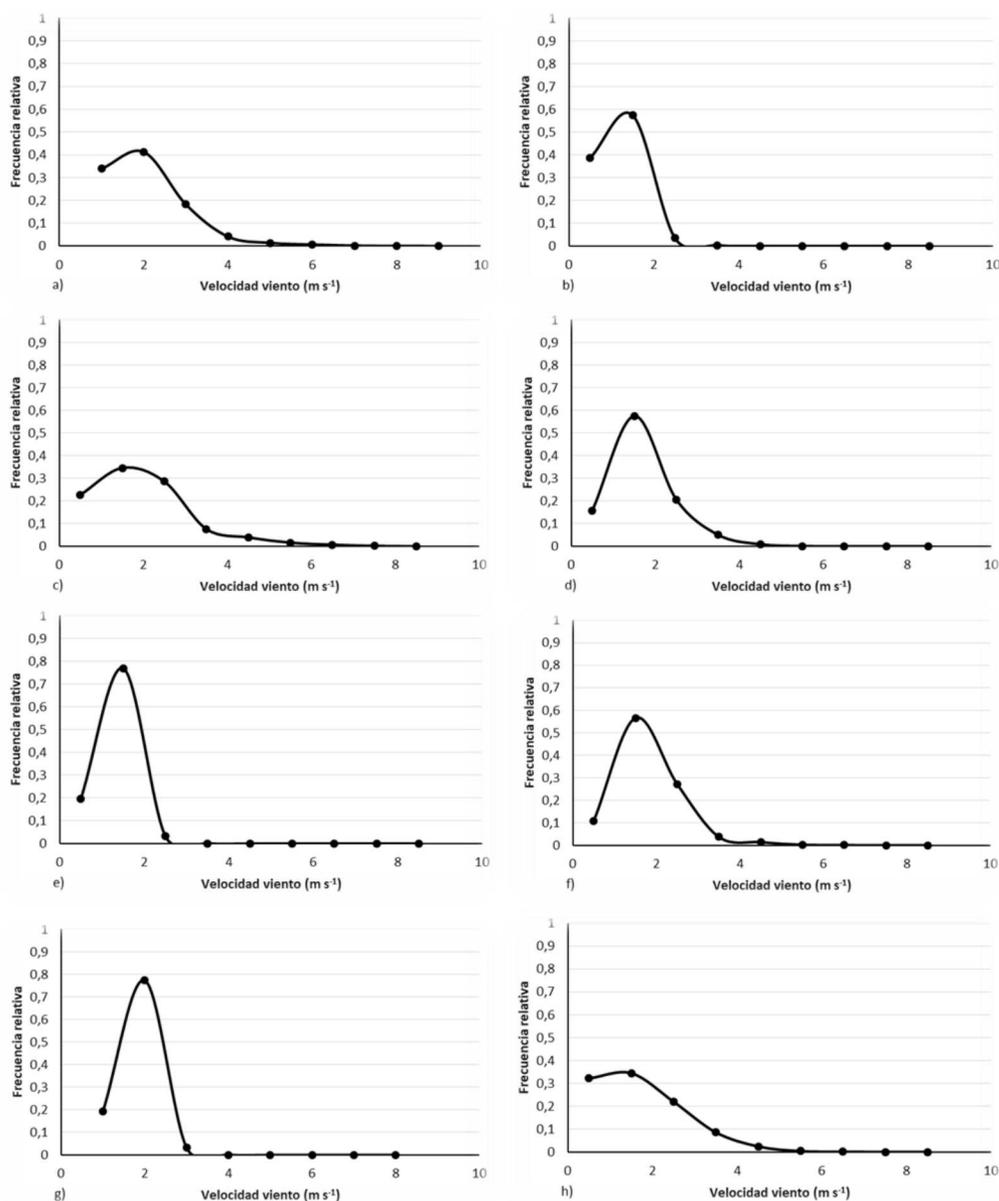


Fig 15: Relación entre la velocidad del viento a 2 m (V_2) en m s^{-1} y el MBE de ET_0HG .

III.4.1 Características de viento en las estaciones

Como puede observarse en la Figura 16, en el Oasis Norte de Mendoza predominan frecuencias de velocidad de viento bajas, menores a 2 m s^{-1} , con distribuciones que muestran largas colas hacia la derecha.

El promedio anual de velocidad de viento en las localidades de estudio, es similar a las reportadas por Ortiz Maldonado (2001) para ese sector de la provincia, registrándose velocidades mayores en la zona cordillerana, aumentando de $2,8$ a $5,6 \text{ m s}^{-1}$ promedio anuales hacia el oeste.



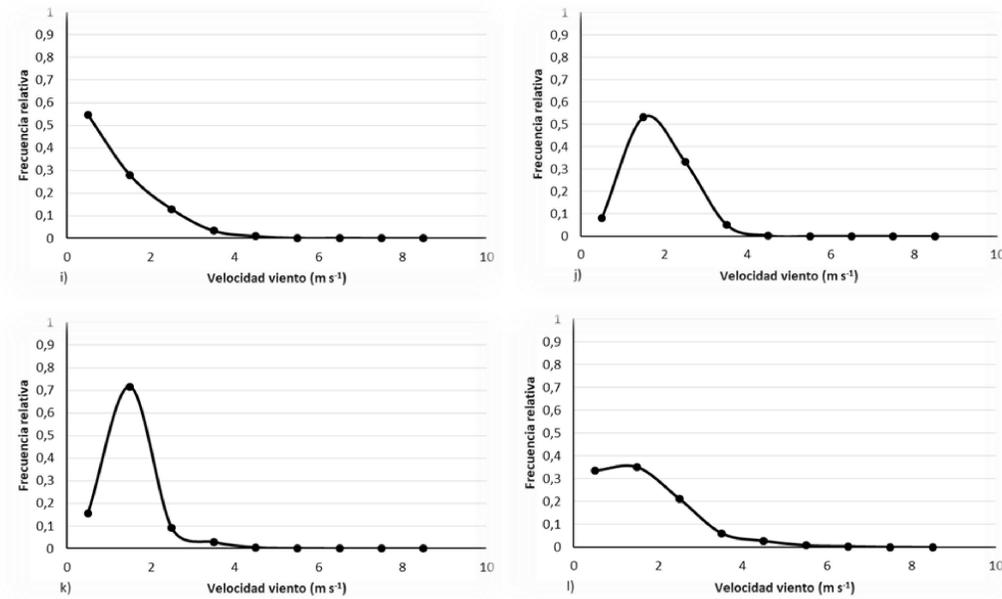


Figura 16: Curvas de distribución de frecuencia relativas de la velocidad del viento diaria (m s^{-1}) a 2 m de altura para el periodo de estudio en a)Cha; b) ElMar; c) Joc; d) Jun; e) LasCat; f) LasVio; g) LosCam; h) Maero; i) Mobs; j) Per; k) Rus; l) 3P.

Parámetros anuales de Weibull

La tabla 13 muestra los resultados obtenidos de los parámetros anuales de Weibull para las distintas estaciones analizadas.

Tabla 13: Parámetros anuales de Weibull para las estaciones analizadas

Pará/estac	Cha	Joc	Per	Jun	ElMar	LasCat	LasVio	LosCam	Maero	Mobs	Rus	SM	3P
K	1,4	1,5	2,1	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,4	1,2	1,8	1,5	1,3
C	1,6	1,9	2,0	1,7	1,0	1,2	1,8	1,2	1,5	1,0	1,5	1,9	1,5

El ajuste de la distribución de intensidades de velocidad del viento utilizando una función de Weibull resultó satisfactorio. Los valores de los coeficientes de escala “c” oscilaron entre 1,0 y 2,0 (Tabla 13). Estos valores indican que las intensidades de viento son generalmente débiles y la moda se ubica relativamente alejada del valor medio o sea los valores bajos de velocidad del viento se distribuyen relativamente dispersos alrededor de la media. Por otra parte, los coeficientes de forma anuales “k” para las estaciones oscilaron entre 1,2 y 2,1 (Tabla 13), indicando que los picos de la distribución son relativamente altos, con distribuciones sesgadas.

Estos resultados, indican que estadísticamente el viento en las estaciones es generalmente débil con cierta persistencia en los valores modales y pocos valores intensos. Se observa que las estaciones más occidentales tienen un comportamiento diferencial respecto de las ubicadas al este. Estos resultados muestran la heterogeneidad de esta variable dentro del Oasis, discutido en el inciso III.4.

III.5 Aplicación al riego

III.5.1 Encuesta a usuarios

Las encuestas fueron respondidas por 42 personas entre los que se contó con técnicos, asesores de propiedades agrícolas en el Oasis Norte de Mendoza y usuarios del agua de riego. Se presenta a continuación un resumen de los resultados de la encuesta.

Resumen de la información recabada:

- **Información personal y de la propiedad:**
 - Edad promedio de los encuestados es de 43 años.
 - Cultivo predominante: vid (79%).
 - Fuente de agua de riego:

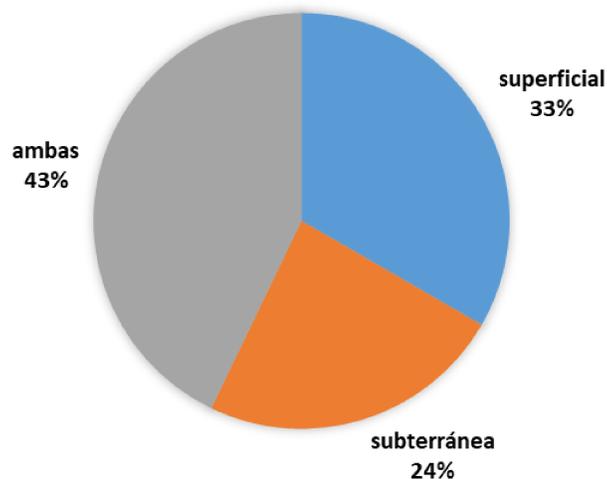


Figura 17: Fuentes de agua de riego utilizada por los encuestados (%)

- **Percepción de la escasez de agua**

El 79% ha notado diferencias en la cantidad de agua entregada y/o extraída en los últimos años. Esto lo vivenciaron con turnos de entrega más espaciados y menor caudal.

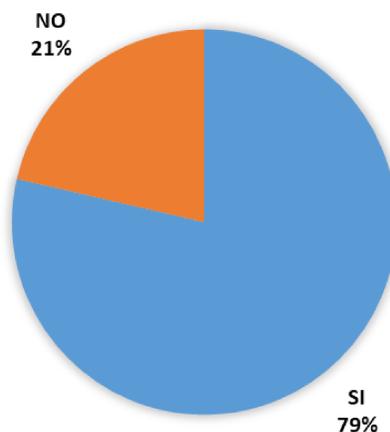


Figura 18: Percepción de la escasez de agua en % de personas que notaron o no diferencias en la cantidad de agua entregada y/o extraída en los últimos años.

Esta percepción por parte de los encuestados se respalda en la disminución de los caudales de los ríos en los últimos años. Información ampliamente conocida por la población, publicada por medios masivos de comunicación locales (diarios, radio, televisión) debido a la dependencia del agua de la provincia. En las Figuras 2 y 3 del Anexo D puede observarse la disminución de los caudales medios diarios de los ríos Mendoza y Tunuyán en los últimos años.

La FAO en el “Análisis del impacto de los proyectos de riego ejecutados en Mendoza como medidas de adaptación a los efectos del cambio climático” en el marco del proyecto UTF/ARG/017/ARG (FAO, 2013b) realizó entrevistas en las que se destaca que la crisis hídrica afecta el suministro de agua al productor con derecho de riego superficial (disminución en la entrega de caudales de agua y espaciamiento entre turnos más extensos) y al productor sin derecho de riego superficial pero con derecho de agua subterránea lo afecta como resultado de un aumento de las horas de bombeo para alcanzar los requerimientos hídricos de sus cultivos. El regante que registra derecho de riego destaca que las obras de infraestructura de riego han contribuido a la regularidad en la entrega de agua, ya que previamente a la obra, la entrega de agua se podía definir como irregular. La situación descrita ha cooperado a mejorar la eficiencia intra-finca, pudiendo dividir la propiedad en sectores y alternar riegos, toda vez que la regularidad en la entrega del agua permite estimar los turnos necesarios para completar el riego de toda la unidad.

El DGI en los últimos años ha incrementado el ritmo de ejecución de obras de infraestructura, mejorando la eficiencia de conducción de canales y las condiciones para una correcta distribución. Se ha advertido en muchos casos que no hay correspondencia entre las obras realizadas y el manejo del agua; y en consecuencia no se producen los aumentos esperados de eficiencia de los sistemas proyectados y ejecutados (Schilardi y otros, 2017).

Acciones llevadas a cabo para ahorrar agua de riego

Las respuestas más frecuentes sobre las mejoras fueron las siguientes:

1. Mejorar la programación del riego

2. Nivelar el terreno

3. Mejorar infraestructura interna de compuertas

4. Cambiar método de riego

Todos los encuestados que utilizan agua subterránea respondieron que mejoraron la programación del riego. En el informe mencionado de la FAO (2013b), el regante expone la necesidad de utilizar sistema de riego presurizado como paliativo a las potenciales recurrencias de crisis hídrica, como así también minimizar los problemas de bombeo; más cantidad de horas de bombeo y obtención de menor caudal.

Sumado a estas acciones expuestas por los entrevistados, a consecuencia de la percepción de escasez discutida en el punto anterior, están las obras realizadas por el DGI en materia de infraestructura. Los agricultores postulan que las obras de infraestructura de riego han introducido ajustes metodológicos en la limpieza de canales y un incremento de áreas irrigadas. Técnicos y autoridades de Inspecciones de Cauce argumentan que la implementación de obras de riego (primordialmente impermeabilización de canales) posibilitó una mejor administración del recurso hídrico con efectos directos en la amortiguación de las potenciales variaciones de caudales en los ríos (emergencia hídrica) como resultado de alteraciones climáticas (FAO, 2013b).

- **Variables que influyen en los costos de producción**

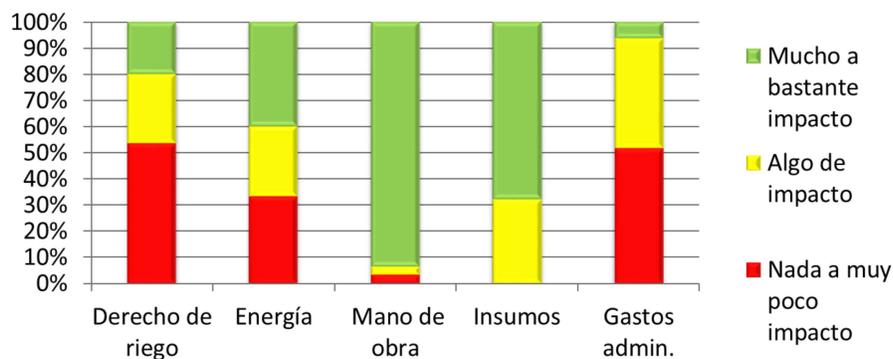


Figura 19: Impacto sobre los costos de producción de derecho de riego, energía, mano de obra, insumos y gastos administrativos.

Los gastos en mano de obra constituyen los de mayor impacto en los costos de producción. La agricultura de tipo intensiva desarrollada en la zona requiere gran cantidad de mano de obra si se compara con la actividad agrícola de la zona pampeana donde se desarrollan los cultivos extensivos. La viticultura, principal actividad agrícola de Mendoza, es una actividad primaria intensiva en mano de obra, a lo cual se suma una marcada estacionalidad en los ciclos de producción y contratación de personal. La poda, y especialmente la cosecha, son las principales labores culturales y las más intensivas en mano de obra. Según estimaciones realizadas para modelos productivos en la provincia de Mendoza- Alturria 2012 (citado en Bertranou y otros, 2014)- los costos de mano de obra relacionados con actividades básicas se aproximan al 40% del costo operativo; y los costos de cosecha en particular se aproximan al 20% del costo operativo total de producción.

En cuanto al derecho de agua de riego, este tiene poco impacto en los costos de producción. Esto también es reportado por Assan (2013), donde en un cultivo de melón en la Rioja, Argentina, observa la baja incidencia que el agua -como factor de producción- tiene sobre los costos totales. La escasa incidencia del costo del agua no genera incentivos para procurar mejorar la eficiencia en el uso del agua por parte de los productores.

Si bien la información meteorológica ha tenido bajo impacto en el ahorro de energía en los encuestados, hay que tener en cuenta que la mayoría riega a partir de agua superficial (de turno) y los que poseen ambas fuentes de agua, sólo utilizan la subterránea en casos extremos. El informe de la FAO (2013b) resalta la preocupación del regante sin derecho de riego por los aumentos progresivos de sus consumos de energía eléctrica para mantener sus cultivos en condiciones y evitar bajos rendimientos. El incremento en la extracción de agua vía pozo (perforación de agua subterránea) equivale a que el caudal bombeado es menor para un

determinado periodo de tiempo, existiendo además una inadecuada explotación del recurso hídrico subterráneo por desconocimiento de las características hidráulicas de los acuíferos.

También es importante tener en cuenta que desde la fecha de la realización de la encuesta (mediados de 2016) hasta enero de 2018, se han sucedido aumentos en la tarifa eléctrica, así como en el canon de riego. En enero de 2017 el agua para riego ya era un 18% más cara que en 2016 (Flores Isuani, 2017).

Assan (2013), frente a un escenario de escasez hídrica, resalta que resulta indispensable promover el mejor aprovechamiento del recurso, por un lado, a través de la intervención de los organismos públicos en materia de incentivo a la inversión mediante políticas de fomento a la incorporación tecnológica. En este sentido, la valoración económica del agua ahorrada por el cambio tecnológico o bien mediante la valoración por los distintos usos alternativos, puede resultar una herramienta útil para definir cuándo, cuánto y cómo implementarlas. O bien, deberá incrementar el precio del agua de riego significativamente para que tenga impacto en el costo de producción y de ese modo incentivar el ahorro.

- **Conocimiento y uso de la información de estaciones meteorológicas dependientes del gobierno:**

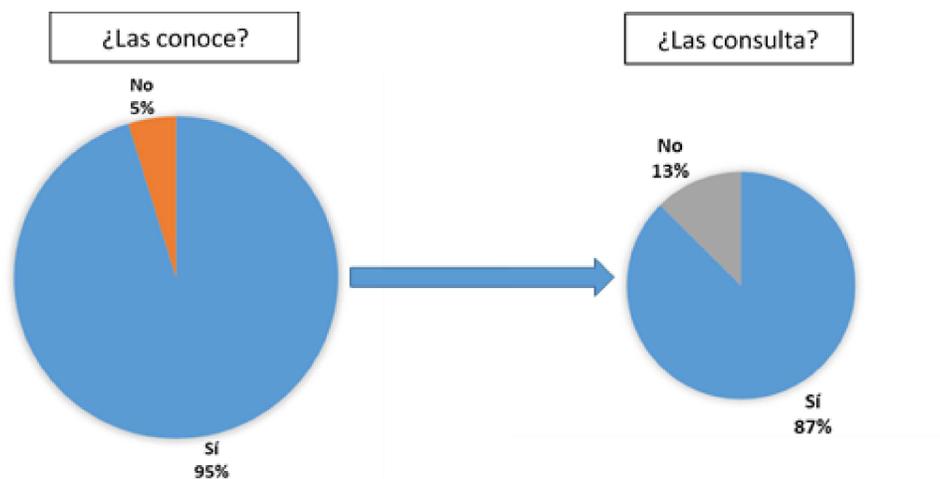


Figura 20: Conocimiento de la información de meteorológica pública (%) y su consulta (%).

Falencias encontradas en la información meteorológica para que le sea de mayor utilidad:

- Disponibilidad
- Calidad de los datos
- Zonificación

Existe un conocimiento por parte de los regantes de las fuentes de información meteorológicas públicas. Si bien la mayoría las consulta, encontraron falencias en cuanto a la disponibilidad de la información (series históricas en general), calidad de los datos y zonificación de los productos. Un porcentaje menor expresó también que faltaría contar con el dato de ET_0 . Esto también fue expresado en los resultados de una encuesta realizada a productores, empresas y bolsas de cereales de la provincia de Buenos Aires (Argentina), por la Facultad de Agronomía de la Universidad de Buenos Aires- FAUBA- (Fernandez Long, comunicación personal, 12 de octubre de 2016).

En España, estas problemáticas, entre otras, también fueron detectadas por usuarios en una encuesta realizada sobre la reputación de la Agencia Estatal de Meteorología AEMET (CIS, 2018).

- **Utilidad de la información Meteorológica**

La mayor utilidad que los encuestados le dan a la información meteorológica es en la planificación del control de plagas y enfermedades, seguido por la planificación de labores culturales y el control de heladas. En la encuesta realizada por la FAUBA, lo que más consultan es las precipitaciones y el pronóstico, datos utilizados en la planificación.

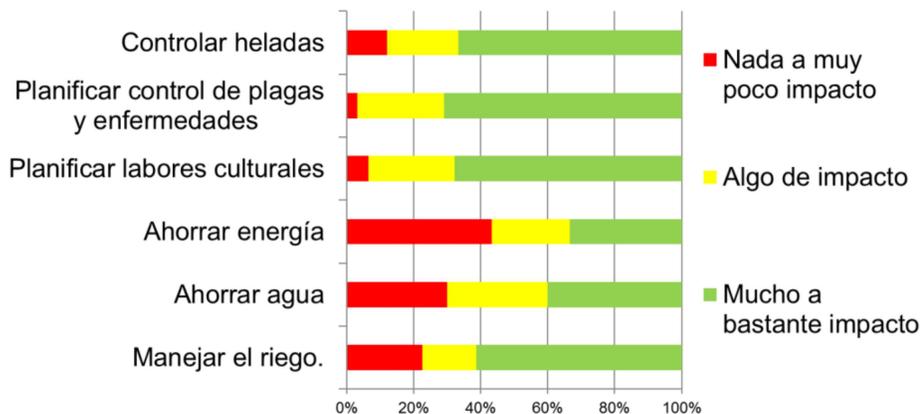


Figura 21: Grado de impacto del uso de la información meteorológica

- **Conocimiento de la cantidad de agua que necesitan los cultivos en un ciclo/año**

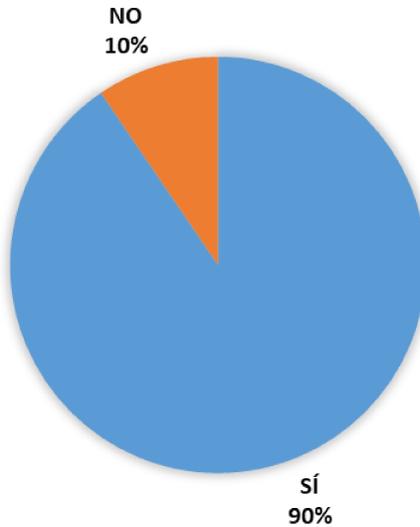


Figura 22: Conocimiento de la cantidad de agua requerida por los cultivos (%).

¿Utilizaría una herramienta que le permita calcularla en forma más precisa?

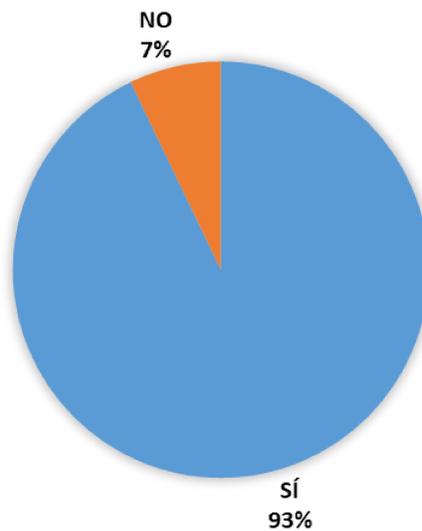


Figura 23: Porcentaje de respuestas positivas y negativas al uso de herramientas que permitan mejorar el cálculo del agua de riego.

La mayor parte de los regantes manifestaron conocer la cantidad de agua requerida por sus cultivos en un ciclo. Sin embargo, utilizarían una herramienta que les permita calcularla en forma más precisa. Es decir, que de estar disponible un servicio que les permita hacer un mejor cálculo para programar el riego lo utilizarían. Las Asociaciones de Regantes se autofinancian con el pago del canon de riego y constituyen un lugar de encuentro y de consulta entre los técnicos y

agricultores. Los calendarios de riego podrían ser implementados desde estas Asociaciones con el objeto de incentivar el ahorro de agua resultando de fácil acceso al productor. Las Asociaciones fueron consultadas verbalmente sobre la posibilidad de actualizar sus páginas web e incluir servicios de programación del riego, respondiendo en forma positiva.

III.5.2 Programa de riego

En la Figura 24 se muestran las láminas de riego aplicadas en ensayos controlados de vid realizados en Mendoza por medio de riego por superficie (RS) sin estrés hídrico (RS SE). La producción alcanzada fue de 16,3 Ton/ha (Hernandez y *otros*, 2013). Se incluyen también las láminas de riego obtenidas a partir del calendario de riego según las ecuaciones de ET_0PM , ET_0HG , ET_0HG_a y ET_0HG_m y por último las láminas de riego aplicadas por los productores de la zona (Chambouleyron y *otros*, 1985).

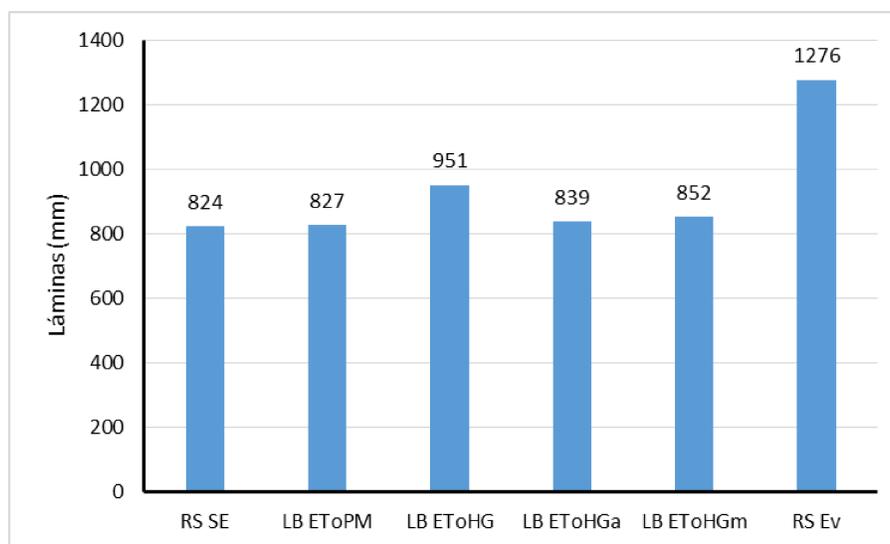


Figura 24: Comparación de las láminas de riego superficial aplicadas en ensayos experimentales sin estrés hídrico (RS SE); laminas brutas (LB) teóricas de riego según ET_0 obtenido por ET_0PM , ET_0HG , ET_0HG_a y ET_0HG_m y lámina bruta aplicada por los productores (RS Ev).

Se observa que las láminas de riego calculadas con el calendario de riego (que asume una eficiencia de aplicación del 60%) a partir de ET_0 obtenidas por ET_0PM , ET_0HG_a y ET_0HG_m son muy similares y próximas a la lámina del ensayo experimental (sin estrés hídrico). ET_0HG genera una sobre estimación de la lámina de riego del 15%. Todas las láminas obtenidas son menores que la lámina total de riego por superficie aplicada por los productores de la zona.

Para el caso de riego por superficie se concluye que el uso del calendario de riego utilizando la ET_0HGa permitiría reducir la lámina de agua aplicada en un 52% $((1276 \text{ mm} - 839 \text{ mm}) / 839 \text{ mm})$.

Este valor surge de:

- Lámina aplicada por los productores: 1276 mm,
- Lámina aplicada a partir del calendario de riego con el uso de la ET_0 calibrada con coeficiente anual: 839 mm.
- Diferencia: $1276 - 839 = 437$ mm, que representa un 52% de más respecto a lo que se aplicaría usando el calendario, $437/839 = 0,52$ (52%).

IV. Conclusiones y recomendaciones

De acuerdo con su formulación original, la ecuación de Hargreaves (Ec. 3) ofrece sobreestimaciones sistemáticas y considerables en el cálculo ET_0 en el Oasis Norte de Mendoza. En este trabajo se ha logrado calibrar la ecuación de manera satisfactoria. El cálculo de la ET_0 a partir de dicha ecuación a escala diaria, mejora con el uso de los coeficientes anuales y mensuales obtenidos. Debido a la buena performance de los coeficientes anuales de ajuste y la pequeña mejora con el uso de coeficientes mensuales presentada en general en todas las localidades se aconseja utilizar un único coeficiente para todo el año por estación tanto para cálculos diarios como mensuales de ET_0 .

La calibración local se puede usar en Mendoza como un método válido para determinar necesidades hídricas de los cultivos a escala diaria y mensual sólo con datos de temperatura.

Con respecto a la regionalización de la ecuación de Hargreaves en el Oasis Norte de Mendoza, la variabilidad de los patrones ambientales dada la homogeneidad de la zona, son escasas. Esto impidió explicar la variabilidad espacial del coeficiente de ajuste anual Ca como una función de las variables que están fácilmente disponibles en la región. La principal variable explicativa ha sido la velocidad del viento ($R^2 = 0,64$), que es de poca utilidad ya que esta información no está disponible en la mayoría de las estaciones (razón por la cual son necesarios métodos alternativos al FAO Penman-Monteith, como se propone aquí). A futuro sería recomendable sostener mediciones adecuadas de la intensidad del viento en distintos lugares del Oasis para obtener una calibración regionalizada del coeficiente del Hargreaves considerando las intensidades de viento.

Los regantes encuestados en su mayoría se han visto afectados por la escasez hídrica en los últimos años y han tomado algunas medidas de manejo al respecto. Recurren a la información climática para la toma de decisiones incluyendo las relacionadas al manejo del riego y están interesados en una herramienta que les permita calcular de manera más eficiente las necesidades hídricas de sus cultivos. La falta de disponibilidad y calidad manifestada por los encuestados sobre la información que consultan, así como la necesidad de su zonificación debe tenerse en cuenta para los servicios climáticos que se implementen. En base a esto, la utilización del dato de ET_0 diaria calculado con las ecuaciones ajustadas obtenidas en este trabajo como dato de entrada para un calendario de riego lograría reducir los volúmenes de agua aplicada en riego por surco.

V. Anexos

A- Variables meteorológicas incluidas en la base de datos del Centro Regional del Clima para el Sur de América del Sur (CRC-SAS) y las familias de controles de calidad que se aplican para cada una.

Tabla 1: controles de calidad y las variables meteorológicas a las cuales se aplica cada control la base de datos del CRC-SAS.

Controles	<i>Tmax</i>	<i>Tmin</i>	<i>Tmed</i>	<i>Td</i>	<i>P</i>	<i>P.mar</i>	<i>Pp</i>	<i>HR</i>	<i>n</i>	<i>Nub</i>	<i>Vmax.d</i>	<i>Vmax.f</i>	<i>Vz</i>
Rango fijo	x	X	x	x	x	x	x	x	x	X	x	x	x
Rango variable	x	X	x	x	x	x	x	x	x				
Continuidad temporal	x	X	x	x	x	x	x	x	x	X	x	x	x
Consistencia entre variables	x	X	x	x	x	x	x		x	X	x	x	x
Consistencia espacial	x	X	x	x			x						

Referencias:

Tmax: Temperatura máxima diaria (°C)

Tmin: Temperatura mínima diaria (°C)

Tmed: Temperatura media diaria (°C)

Td: Temperatura de rocío (°C)

P: Presión atmosférica al nivel de la estación (hPa)

P.mar: Presión atmosférica reducida a nivel del mar (hPa)

Pp: Precipitación acumulada (mm)

HR: Humedad relative (%)

n: Heliofanía (horas)

Nub: Cobertura nubosa (octavos)

Vmax.d: Dirección del viento máximo diario ($m s^{-1}$)

Vmax.f: Velocidad del viento máximo diario ($m s^{-1}$)

Vz: Velocidad media del viento ($m s^{-1}$)

Tabla 1: Porcentaje de valores marcados tras los procedimientos de control de calidad de las variables meteorológicas de las estaciones de la DACC.

Estación	T					Rs			HR				V				
	Faltante	rango	escalona	cons int	persis	Faltante	rango	persis	Faltante	rango	cons int	persis	Faltante	rango	escalona	cons int	persis
Joc	2,40	0,12	0,40	0,16	0,04	89,54	11,94	11,82	2,40	0,00	0,04	0,64	2,97	20,32	0,00	1,00	1,04
LasVio	5,49	0,29	0,70	0,62	0,04	91,87	11,88	11,14	5,61	0,04	0,37	0,29	5,65	61,63	0,17	48,27	45,96
Per	2,32	0,32	0,16	0,20	0,08	2,32	99,96	98,68	2,32	0,00	0,04	0,16	7,97	2,56	0,08	0,92	1,16
Rus	1,63	0,04	1,35	0,12	0,20	1,63	1,31	0,00	1,63	0,00	0,00	0,24	6,24	43,02	0,00	28,31	29,46
3P	11,81	0,09	0,26	0,61	0,04	20,47	54,22	53,66	11,21	0,00	0,26	0,13	14,06	21,51	0,09	12,77	12,07
Jun	0,39	0,00	0,04	0,08	0,12	0,35	1,81	0,00	0,35	0,00	0,04	0,24	0,35	5,81	0,00	3,49	3,85
LasCat	1,95	0,32	0,64	0,20	0,08	1,67	31,44	0,00	1,47	0,00	0,12	0,24	6,83	18,90	0,00	14,25	15,72
LosCam	0,08	0,04	0,12	0,00	0,08	21,14	78,31	33,67	0,08	0,00	1,41	10,96	0,08	34,96	0,00	9,40	14,64
ElMar	6,77	1,76	0,00	37,43	35,55	5,44	1,41	0,00	6,34	0,00	0,00	0,00	2,11	0,55	2,11	0,00	0,35

C- Desde los conceptos de evaporación a la fórmula de Evapotranspiración de referencia propuesta por FAO56

McMahon, Finlayson y Peel, (2016) publican un interesante artículo donde recopilan los desarrollos históricos de modelos para estimar evaporación. En el resumen que:

- Aristóteles y Descartes fueron los primeros en hacer contribuciones tempranas para entender la evaporación.
- A Perrault (1674) se le atribuye haber realizado la primera medición experimental de la evaporación, aunque en realidad lo que midió fue la sublimación registrando la pérdida de peso de un bloque de hielo a través del tiempo.
- En 1686, Halley llevó a cabo la primera medición directa de la evaporación del agua líquida.
- Luego de un conjunto detallado de experimentos, Dalton en 1802 publicó un ensayo que describe la relación entre la evaporación de una superficie libre de agua, el déficit de presión de vapor y la velocidad del viento, que es el precursor de la ecuación de transferencia de masa para estimar la evaporación de agua abierta.
- En 1921, Cummings propuso una ecuación de balance de energía aproximado considerando una superficie extensa, que en 1948 Penman combinó con una ecuación de transferencia de masa basada en el trabajo de Dalton. La formulación combinada dio origen a la ecuación de Penman.
- Una entrada clave fue la relación de Bowen publicada en 1926.
- Después de Penman, el siguiente desarrollo importante fue de Monteith en 1965. Él modificó la ecuación de Penman para una sola hoja para tratar con una cobertura vegetal que condujo al modelo Penman-Monteith y es la base del modelo del cultivo de referencia FAO56.

Desde Penman (1948)

La formulación de Penman (1948) para el cálculo de la evapotranspiración está basada en la combinación del balance de energía y una formulación aerodinámica para explicar la transferencia turbulenta del vapor de agua.

$$\lambda E = \frac{[\Delta(R_n - G) + (\gamma \lambda E_a)]}{(\Delta + \gamma)} \quad \text{Ec. C1}$$

donde λE es el flujo de calor latente evaporativo en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, λ es el calor latente de vaporización en MJ kg^{-1} ($\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ a una temperatura de 20°C y tomada como constante

para la mayoría de los propósitos), Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de equilibrio entre las fases líquidas y gaseosa del agua pura (de_s/dT), donde e_s es la presión de vapor de equilibrio del agua pura en kPa y T es la temperatura en °C. Las funciones que describen la variabilidad de la presión de vapor de equilibrio del agua no cambian al poner vapor de agua en mezcla con aire seco y por lo tanto la función Δ no cambia. R_n es el flujo neto de radiación en MJ m⁻² día⁻¹, G es el flujo de calor sensible en el suelo en MJ m⁻² día⁻¹. La constante psicrométrica γ en kPa °C⁻¹ tiene un valor aproximado a nivel del mar 0,066 kPa °C⁻¹, ya que es proporcional a la presión barométrica mientras que aproximadamente a 1.000 m sobre el nivel del mar, γ es aproximadamente de 0,059 kPa °C⁻¹. E_a es el flujo de transporte de vapor aerodinámico en mm día⁻¹ (1,0 mm día⁻¹ \approx 1,0 kg m⁻² día⁻¹), que está basado en una expresión de Dalton para la evaporación de agua de una superficie libre y mide el forzante evaporativo de la atmósfera por efecto del movimiento. El valor de Δ se puede aproximar por el cociente $(e_s^o - e_s) / (T_s - T_a)$, donde e_s^o (kPa) es la presión de vapor de equilibrio a la temperatura T_s (°C) de una superficie, T_a y e_s representan la temperatura y presión de vapor de vapor de equilibrio del aire a cierta altura de referencia sobre la superficie considerada.

El método de Penman (1948) constituye la primera expresión de base física del proceso de evapotranspiración. Está fundado en el cálculo previo de la evaporación potencial de una cubierta de agua libre forzada por las condiciones atmosféricas imperantes, el cual es transformado luego en evapotranspiración potencial de una superficie cubierta con vegetación con el uso de un coeficiente de reducción, variable y obtenido empíricamente (Sánchez Martínez y Carvacho Bart, 2001) que depende de la intensidad del viento a una determinada altura sobre el nivel del suelo, basado en la propuesta empírica de Dalton, 1802 (citado en Penman, 1947).

Penman (1948) definió de forma empírica la función E_a como:

$$E_a = W_f(e_s^o - e_a) \quad \text{Ec.C2}$$

donde E_a queda expresado en mm día⁻¹, W_f se denomina función de viento en mm día⁻¹ kPa⁻¹, y e_a es la presión de vapor del aire expresada en kPa. La función de viento, W_f , se expresa típicamente como una función lineal de la velocidad del viento [por ejemplo, $a + b V_z$, donde V_z es la velocidad del viento en m s⁻¹ medido a una altura de referencia z sobre el nivel del suelo.

Penman definió E como la contribución de la evaporación de agua en una superficie abierta. Expresó la evaporación de un suelo desnudo y húmedo o la evaporación de la vegetación corta, como fracciones de evaporación de agua libre (E_a). Estimó R_n utilizando el albedo (reflectancia de

irradiación de onda corta) y la emisividad (factor de emisión de radiación de onda larga) para el agua en la Ec. C1. Derivó y usó las funciones de W_f para una superficie de agua en una superficie abierta. Las fracciones de evaporación que midió variaron de aproximadamente 0,5-0,6 en invierno a cerca de 0,8-1,0 en verano. Las mismas fracciones de evaporación en pasto corto fueron ligeramente mayores que los valores medidos para suelo desnudo con un nivel freático cerca de la superficie (120 a 400 mm debajo de la superficie del suelo).

Howell y Evett (2004), cita que posteriormente Penman (1963), determinó que el "proceso de dos etapas" utilizando el enfoque de la fracción de evaporación de agua libre no era necesario y calculó la "evaporación potencial" (ET_0) de una superficie natural utilizando W_f , R_n y G para esa superficie. Él definió la evaporación potencial como la evaporación de "un cultivo verde fresco, del mismo color que la hierba, sombreando completamente el suelo, de altura bastante uniforme y nunca falto de agua" en 1956.

La ecuación de Penman-Monteith para una superficie extensa sin limitaciones de agua

En 1965, Monteith propuso y desarrolló una mejora a la propuesta de Penman, dando lugar al modelo combinado conocido como ecuación de Penman-Monteith. Este modelo (Monteith 1965, 1981) introduce 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 sin limitaciones de agua para la evaporación, 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 en principio es extensa. El flujo de calor latente (λET) se puede expresar en función de la diferencia de presión de vapor de la superficie y el aire, y su correspondiente resistencia:

$$H = \frac{\rho_a c_p (T_s - T_a)}{r_a} \quad \text{Ec. (C3a y C3b)}$$

$$\lambda ET = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{(e_s^0 - e_a)}{r_w}$$

Donde H es el flujo de calor sensible intercambiado entre la superficie evaporante y la atmósfera, r_a y r_w son respectivamente las resistencias a la transferencia de calor sensible y vapor de agua en el aire desde la superficie sin limitaciones de agua para la evaporación; ρ_a es la densidad del aire en kg m^{-3} y c_p es calor específico del aire seco ($\sim 1.005 \times 10^3 \text{ MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$). En esta formulación se considera que la presión de vapor sobre la superficie es la de equilibrio. Si se reescribe la diferencia entre presiones de vapor y se usa la definición de Δ , se obtiene:

$$e_s^0 - e_a = e_s^0 - e_s + e_s - e_a = \Delta(T_s - T_a) + (e_s - e_a) \quad \text{Ec. C4}$$

Donde e_s es la presión de vapor de equilibrio a la temperatura T_a . Se puede reescribir la ecuación (C3b) como:

$$\lambda ET = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{\Delta(T_s - T_a)}{r_w} + \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{(e_s - e_a)}{r_w} \quad \text{Ec. C5}$$

Combinando la ecuación (C5) con la ecuación (C3a) y considerando la ecuación de balance de energía para una superficie extensa ($R_n = H + \lambda ET + G$) se puede expresar:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma r_w / r_a} \quad \text{Ec. C6}$$

Que es el modelo conocido como Penman-Monteith para una superficie extensa sin limitaciones de agua para la evaporación. El parámetro r_a es usualmente denominado resistencia aerodinámica, ya que se considera que la resistencia al transporte de vapor de agua en la capa límite de la superficie considerada es igual a la resistencia para transportar calor sensible dentro de la misma capa límite.

La modificación de la ecuación de Penman-Monteith para una cobertura vegetal

Si se considera que la superficie evaporante es una hoja extensa, la resistencia al proceso de evaporación se puede representar en dos etapas: el primero está dado por la resistencia al transporte aerodinámico del vapor de agua desde un nivel ficticio hacia la atmósfera que circunda la superficie vegetal (r_b) y la segunda etapa está dada por la resistencia al transporte del vapor de agua desde la cobertura vegetal hasta ese nivel ficticio considerado, denominada generalmente como resistencia de la cobertura (r_c). Como se trata de un proceso a continuación del otro, las resistencias se tratan como un circuito en serie. En ese caso:

$$r_w = r_b + r_c \quad \text{Ec. C7}$$

Generalmente se considera que el nivel ficticio mencionado es aquel dado por el nivel del sumidero de cantidad de movimiento en una cobertura vegetal, considerando válidos los perfiles de variables atmosféricas representadas por la Teoría de la Semejanza de Monin-Obukhov para la capa de superficie (Stull, 1988), $[d+z_o]$. El parámetro d es espesor de desplazamiento donde se ubica el sumidero de cantidad de movimiento y z_o es el parámetro de rugosidad, que indica un nivel de referencia donde la velocidad del viento se anula. Si se considera una cobertura vegetal

densa y uniforme, r_c depende primordialmente de la resistencia estomática de las hojas de la cobertura, pero si ésta no es densa o si está mojada, parte de esa resistencia estará explicada por procesos evaporativos del suelo o del agua depositada en la vegetación, y en ese caso se suele hablar de una resistencia superficial conjunta (r_s). Si se considera que $r_b = r_a$, entonces la ecuación C6 se puede reescribir como:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho_a c_p (e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad \text{Ec. C8}$$

Que es la ecuación de Penman-Monteith para una cobertura vegetal, extensa y sin limitaciones de agua.

Otras modificaciones

El término evaporativo aerodinámico, E_a , de Penman fue expresado por varios autores: Businger, (1956); Penman y Long (1960); van Bavel (1966) (citado por Howell y Evett, 2004) con distintas formulaciones usando una ecuación teórica de perfil de viento bajo condiciones neutrales de estabilidad (adiabáticas) para definir la resistencia aerodinámica de la superficie, que describe la resistencia del aire en la parte inmediatamente superior a la vegetación para transferir calor y depende de las condiciones turbulentas del flujo sobre la cobertura vegetal.

El término E_a queda redefinido para un período de 24 hs como:

$$E_a = \frac{\rho_a \varepsilon / p (e_s - e_a) 86400}{r_a} \quad \text{Ec. C9}$$

donde ε es el cociente entre las masas molares del agua y el aire seco (0,622), p es la presión barométrica en kPa, la constante "86.400" es una conversión de unidades para segundos por día, y r_a se define como:

$$r_a = \frac{\left[\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)\right]^2}{k^2 V_z} \quad \text{Ec. C10}$$

donde r_a tiene unidades de $s\ m^{-1}$, z es la altura de medición de la velocidad del viento sobre el suelo en m (típicamente 2-3 m), k es la constante de von Kármán (0,41), y V_z es la velocidad del viento en $m\ s^{-1}$ en la altura de medición z sobre el suelo. En la práctica, los valores de z_o , como se usan en Ec. C10, se han reducido artificialmente en un factor de 10 [$\sim 1/100$ de la altura del cultivo de referencia] para obtener valores razonables de E_o . Esto se debe principalmente porque en la aproximación Ec. C10 se ha considerado que el parámetro de rugosidad asociado al transporte de calor sensible es igual al de cantidad de movimiento, cuando en realidad el primero un orden de magnitud menor que el segundo. Rosenberg (1969), ha demostrado que la Ec. C9 a menudo sobreestima E_o en regímenes climáticos secos y ventosos.

Allen y otros en 1989 (citado en Allen y otros, 1998), desarrollaron ecuaciones para estimar la resistencia de la superficie (total) al flujo de agua en función de la altura del cultivo de pasto o alfalfa en términos del índice de área foliar (IAF) de cultivo estimado dado como:

$$IAF = 24 h_c \quad \text{pasto corto con } h_c < 0,15\text{m} \quad \text{Ec. C11}$$

Donde h_c es la altura del pasto en metros.

Para pasto sin cortar o alfalfa, proponen:

$$IAF = 1,5 \ln(h_c) + 5,5 \quad \text{Ec. C12}$$

Además, estimaron la resistencia superficial (vegetación + suelo) del cultivo de referencia (r_s) como:

$$r_s = \frac{100}{(0,5 IAF)} \quad \text{Ec. C13}$$

Para la altura estándar del cultivo de referencia ($h_c = 0,12$ m, pasto) y ($h_c = 0,5$ m, alfalfa), los valores de r_s resultaron $70\ s\ m^{-1}$ y $45\ s\ m^{-1}$, respectivamente.

La ecuación de Penman-Monteith para la evapotranspiración de cultivo de referencia

La ecuación Penman-Monteith para un cultivo de referencia se puede expresar con valores diarios y considerando la transpiración del cultivo y la evaporación del suelo, como:

$$ET_0 PM = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{86.400 \rho_a C_p (e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad \text{Ec. C14}$$

De acuerdo a las condiciones de su deducción, la ecuación de Penman-Monteith representa la evapotranspiración de una sola "hoja grande" con dos parámetros, uno de los cuales está determinado por la física de la atmosfera (r_a) influenciada solo ligeramente por la arquitectura de la cobertura vegetal mientras que el otro (r_s) depende del comportamiento biológico de la superficie de la cobertura vegetal y se relaciona tanto con los parámetros específicos del cultivo (atenuación de la luz, resistencias estomáticas foliares, etc.) como con los parámetros ambientales (irradiancia, déficit de presión de vapor, etc.). Howell y Evett (2004) citan que la resistencia aerodinámica al transporte de vapor de agua se puede estimar siguiendo Allen y *otros*, (1989) y Jensen y *otros* (1990) como:

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m-d}{z_o}\right] \ln\left[\frac{z_h-d}{z_{ov}}\right]}{k^2 V_z} \quad \text{Ec. C15}$$

donde z_m es la altura de medición de la velocidad del viento en m, z_o es la longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia de cantidad de movimiento en metros, z_h es la altura de medición de la humedad relativa en metros, y z_{ov} es longitud de la rugosidad que gobierna la transferencia de calor y vapor de agua en metros. Los parámetros aerodinámicos de la cobertura vegetal se estiman de la siguiente manera:

$$d = (2/3)h_c$$

$$z_o = 0,123h_c$$

$$z_{ov} = 0,1z_o \quad \text{Ec. C16, Ec. C17 y Ec. C18}$$

Donde h_c es la altura del cultivo (las demás variables fueron definidas con anterioridad).

Allen y *otros* (1998) simplificaron la Ec. C14 modificándola para un cultivo de referencia definido en el documento FAO-56 como: "un cultivo de referencia hipotético con una altura de cultivo asumida de 0,12 m, donde la vegetación sobre a todo el suelo, una resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23". Suponiendo además una constante para λ y simplificando el término densidad del aire (ρ_a), derivaron la ecuación FAO-56 Penman-Monteith usando la resistencia superficial total fija (70 s m^{-1}) y la resistencia aerodinámica del vapor simplificada a una función inversa de la velocidad del viento ($r_a = 208 / V_2$), como:

$$ET_{oPM} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \left[\frac{900}{(T_{med} + 273)} \right] V_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34V_2)}$$

donde ET_{oPM} es la tasa hipotética de evapotranspiración del cultivo de referencia en mm día^{-1} , T_{med} es la temperatura media del aire en $^{\circ}\text{C}$, y V_2 es la velocidad del viento en m s^{-1} a 2 m sobre el suelo (HR o punto de rocío y temperatura del aire se supone que se mide a 2 m sobre el suelo, también). Los datos requeridos son la irradiancia solar diaria, la temperatura diaria máxima y mínima del aire para estimar la temperatura media diaria como el promedio de las dos, la temperatura media diaria del punto de rocío (o la HR máxima diaria y mínima), la velocidad media diaria del viento a 2 m de altura sobre el nivel del suelo y la elevación, latitud y longitud del sitio.

Para transformar el flujo de calor sensible (λET_o) a flujo de masa de vapor de agua (ET_o), se precede de la siguiente manera:

En λET_o , R_n debe ingresar en unidades de radiación neta acumulada por día, en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-2}$, unidades de energía por unidad de área por unidad de tiempo; siendo estas sus unidades.

Para transformarlas en mm día^{-1} :

$$[\lambda ET_o] = \frac{\text{MJ}}{\text{m}^2 \text{ día}} = \frac{10^6 \text{J}}{\text{m}^2 \text{ día}}$$

Dividiendo a λET_o por λ :

$$\frac{[\lambda ET_o]}{\lambda} = \frac{10^6 \text{J}}{\text{m}^2 \text{ día}} * \frac{1}{2,45 * 10^6 \frac{\text{J}}{\text{kg}_w}} = \frac{1}{2,45} \frac{\text{kg}_w}{\text{m}^2 \text{ día}}$$

Para transformar las unidades de ET_o a unidades de precipitación, se divide por la densidad del agua (ρ_0):

$$\begin{aligned} \frac{[\lambda ET_o]}{\lambda \rho_0} &= \frac{1}{2,45} \frac{\text{kg}_w}{\text{m}^2 \text{ día}} * \frac{1}{10^3 \frac{\text{kg}_w}{\text{m}^3}} = \frac{1}{2,45 * 10^3} \frac{\text{m}^3}{\text{m}^2 \text{ día}} = \frac{1}{2,45 * 10^3} \frac{\text{m}}{\text{día}} = \frac{1}{2,45 * 10^3} * \frac{10^3 \text{mm}}{\text{día}} \\ &= \frac{1}{2,45} \frac{\text{mm}}{\text{día}} = 0,408 \frac{\text{mm}}{\text{día}} \end{aligned}$$

De esta manera se transformó λET_o en ET_o , es decir, de flujo de energía en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-2}$ a flujo de masa de vapor de agua expresado en mm día^{-1} . Cabe aclarar que en la Ec. 7, el segundo término del numerador tiene incluido el cambio de unidades y por ello sólo aparece el coeficiente 0.408 en el primero.

- D- Caudales medios diarios ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) de los ríos Mendoza y Tunuyán. En cada gráfico se comparan los valores correspondientes a los últimos diez años, el promedio histórico diario del año 1990 en adelante y los valores reales del año 2017-2018.

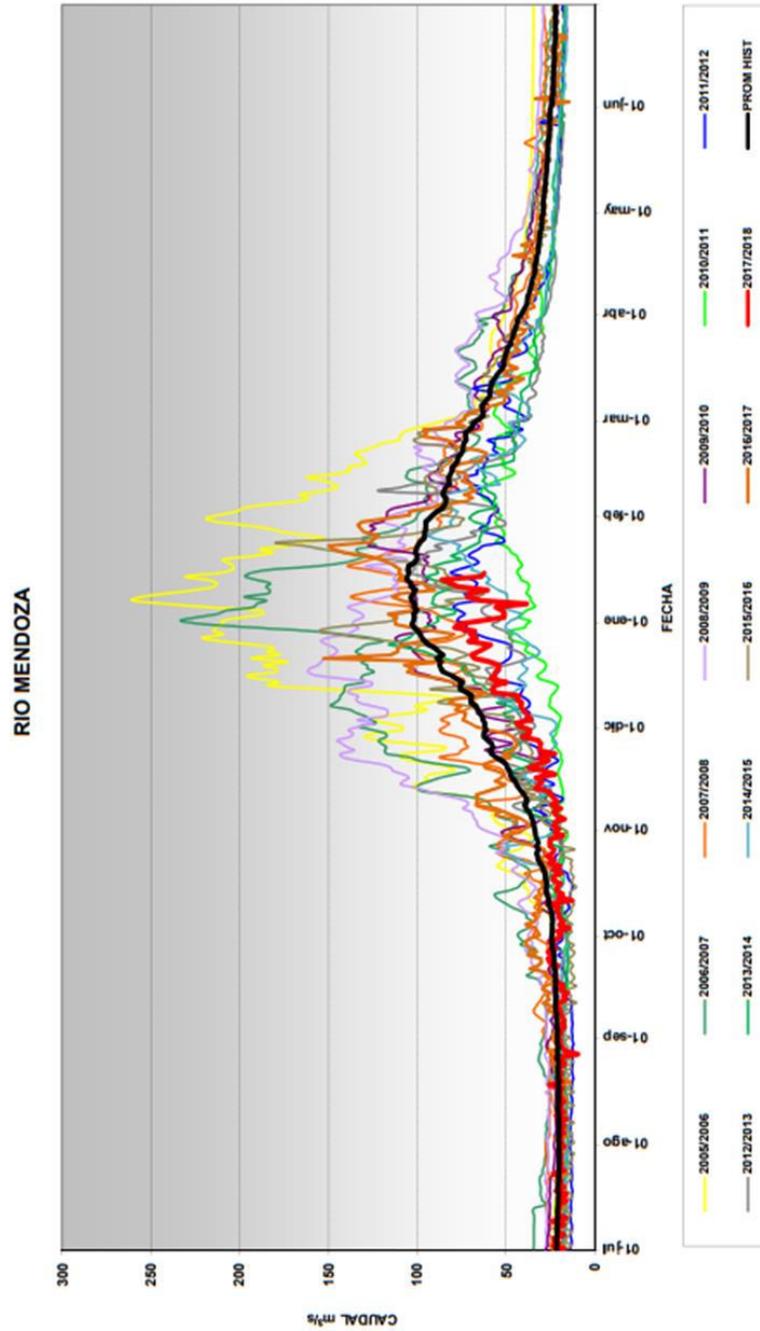


Figura 1 Anexo: Caudales medios diarios ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) para el río Mendoza.

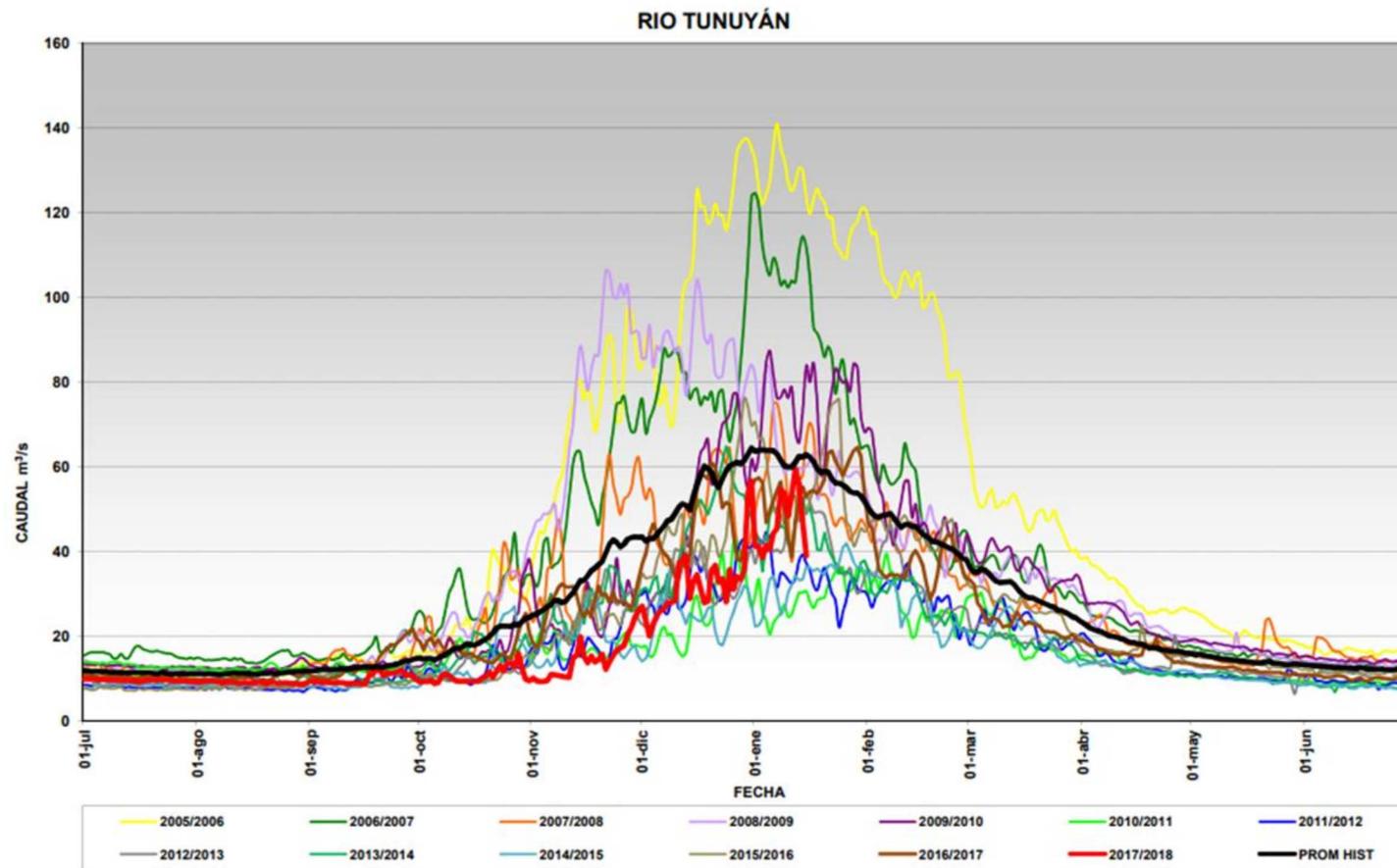


Figura 2 Anexo: Caudales medios diarios ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) para el río Tunuyán.

VI. Referencias

- Acevedo-Opazo, C., Ortega-Farías, S., y Fuentes, S. (2010). Effects of grapevine (*Vitis vinifera* L.) water status on water consumption, vegetative growth and grape quality: An irrigation scheduling application to achieve regulated deficit irrigation. *Agricultural Water Management*, 97(7), 956-964. doi:10.1016/j.agwat.2010.01.025
- Aguilera, R. B., y Morábito, J. A. (2016). Encuesta a técnicos sobre uso de la información meteorológica y manejo del riego en el oasis norte de Mendoza. *XVI Reunión Argentina de Agrometeorología y VIII Reunión Latinoamericana de Agrometeorología*, 137-138. Puerto Madryn, Argentina. ISBN 978-987-42-2098-1.
- Alduchov, O. A., y Eskridge, R. E. (1996). Improved Magnus Form Approximation of Saturation Vapor Pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 35(4), 601-609. doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0601:IMFAOS>2.0.CO;2
- Allen, R. G. (1996). Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 122(2), 97-106. doi:10.1016/j.energy.2008.09.006
- Allen, R. G., Pereira, R. S., Raes, D., y Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56*. Roma: FAO. ISBN 92-5-104219-5. Obtenido de <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>
- Allen, R. G., Smith, M., Pereira, L. S., y Perrier, A. (1994). An update for the definition of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin*, 43, 1-34.
- Almorox, J., Elisei, V., y Commegna, M. (2012). Calibración del modelo de Hargreaves para la estimación de la evapotranspiración de referencia en Coronel Dorrego, Argentina. *Revista de la Facultad de Ciencias Agrarias Universidad Nacional de Cuyo*, 44(1), 101-109. ISSN 1853-8665.
- Assan, M. (2013). Evaluación Económica del Cultivo de Melón (*Cucumis melo* L.) bajo diferentes estrategias de riego. Valor Económico del Agua de Riego. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.
- Bautista, F., Bautista, D., y Delgado-Carranza, C. (2009). Calibration of the equations of Hargreaves and Thornthwaite to estimate the potential evapotranspiration in semi-arid and subhumid tropical climates for regional applications. *Atmósfera*, 22(4), 331-3. ISSN 0187-6236.
- Berengena, J., y Gavilán, P. (2005). Reference evapotranspiration estimation in a highly advective semiarid environment. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131 (2), 147-163. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:2(147)
- Bertranou, F., González, R., y Casanova, L. (2014). *Estrategias para la formalización del empleo rural : el caso del Convenio de Corresponsabilidad Gremial en el sector vitivinícola de Mendoza*. OIT. ISSN 0187-0636. Obtenido de http://www.ilo.org/wcmsp5/groups/public/---americas/---ro-lima/---ilo-buenos_aires/documents/publication/wcms_309393.pdf

- Bhattacharya , P. (2011). Weibull Distribution for Estimating the Parameters. En P. Bhattacharya, y P. Bhattacharya (Ed.), *Wind Energy Management* (pág. 128). Croacia: InTech. doi:10.5772/18151
- Bojanowski, J. S., Donatelli, M., Skidmore, A. K., y Vrieling, A. (2013). An auto-calibration procedure for empirical solar radiation models. *Environmental modelling and software*, 49, 118-128. doi:10.1016/j.envsoft.2013.08.002
- Boninsegna, J. A., y Villalba, R. (2006). *Los escenarios de cambio climático y el impacto en los caudales. Informe. SAyDS, Fundación e Instituto Torcuato Di Tella*. Obtenido de https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-inta_documento_marco_sobre_la_oferta_hdrca_en_los_oa.pdf
- Burt. (2012). *Wine Grape Irrigation Management*. California Polytechnic State University, Irrigation Training y Research Center, San Luis Obispo. Obtenido de <http://www.itrc.org/reports/pdf/grapepoints.pdf>
- Burt, C. M., Clemmens, A. J., Strelkoff, T. S., Solomon, K. H., Bliesner, R. D., Hardy, L. A., y Eisenhauer, D. E. (1997). Irrigation performance measures: efficiency and uniformity. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123(6), 423-442. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(1997)123:6(423)
- Capurro, M. C., Barreta, A., García, C., Sawchik, J., y Puppo, L. (2017). Rendimiento de la soja en respuesta a distintas dosis y momentos de riego . *Agrociencia Uruguay*, 21(2), 65-76. ISSN 2301-1548. Obtenido de http://www.scielo.edu.uy/scielo.php?pid=S2301-15482017000200065script=sci_arttext
- Castex, V., Tejada, E. M., y Beniston, M. (2015). Water availability, use and governance in the wine producing region of Mendoza, Argentina. *Environmental Science and Policy*, 48, 1-8. doi:10.1016/j.envsci.2014.12.008
- Chambouleyron, J. (2005). *Riego y Drenaje. Técnicas para el desarrollo de una agricultura regadía*. Mendoza: EDIUNC. ISBN 950-39-0176-6.
- Chambouleyron, J., Morábito, J. A., Zulueta, J., Salatino, S., y Fornero, L. (1985). *Eficiencia de riego en vid y frutales. XII Congreso Nacional del agua*. Mendoza, Argentina.
- Chaves, M. M., Flexas, J., y Pinheiro, C. (2009). Photosynthesis under drought and salt stress: regulation mechanisms from whole plant to cell. *Annals of botany*, 103(4), 551-560. doi:10.1093/aob/mcn125
- CIS. (2018). *Centro de Investigaciones Sociológicas*. Obtenido de http://www.cis.es/cis/opencm/ES/1_encuestas/estudios/ver.jsp?estudio=12764
- Córdoba, M., Carrillo, G., y Célleri, R. (2013). Errores en la Estimación de la Evapotranspiración de Referencia de una zona de Páramo Andino debidos al uso de datos Mensuales, Diarios y Horarios. *Aqua-LAC*, 5(2), 14-22. Obtenido de <http://www.unesco.org/new/fileadmin/MULTIMEDIA/FIELD/Montevideo/pdf/AqualacV015N2-Cordova.pdf>
- CRC-SAS. (2014). *Descripción de controles de calidad de datos climáticos diarios*. Recuperado el 16 de 5 de 2018, de http://www.crc-sas.org/es/pdf/reporte_tecnico_CRC-SAS-2014-001.pdf

- DGI. (2012). *Plan Agua 2020. Plan Estratégico de los Recursos hídricos de Mendoza, Juntos, Planificamos futuro*. Mendoza: Gobierno de Mendoza.
- Di Stefano, C., y Ferro, V. (1997). Estimation of evapotranspiration by Hargreaves formula and remotely sensed data in semi-arid Mediterranean areas. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 68(3), 189-199. doi:10.1006/jaer.1997.0166
- Díaz Araujo, E., y Bertranou, A. (2004). *Systemic study of water management regimes, Mendoza, Argentina*. Comité Asesor Técnico de América del Sur (SAMTAC), Asociación Mundial del Agua (GWP) . Obtenido de <http://www.eclac.cl/DRNI/proyectos/samtac/>
- Doorenbos, J., y Pruitt, W. O. (1977). *Guidelines for prediction of crop water requirements*. In: *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24, 2nd ed*. Roma: FAO. Obtenido de <http://www.fao.org/3/a-f2430e.pdf>
- Droogers, P., y Allen, R. G. (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems*, 16(1), 33-45. doi:10.1023/A:1015508322413
- Estévez, J., García-Marín, A. P., Morábito, J. A., y Cavagnaro, M. (2016). Quality assurance procedures for validating meteorological input variables of reference evapotranspiration in Mendoza province (Argentina). *Agricultural Water Management*, 172, 96-10. doi:10.1016/j.agwat.2016.04.019
- FAO. (2012). *Respuesta del rendimiento de los cultivos al agua*. Roma: FAO 2013. E-ISBN 978-92-5-308564-4. Obtenido de <http://www.fao.org/3/a-i2800s.pdf>
- FAO. (2013a). *Afrontar la escasez de agua. Un marco de acción para la Agricultura y la seguridad alimentaria*. Roma: FAO 2013. E-ISBN 978-92-5-307633-8. Obtenido de <http://www.fao.org/docrep/018/i3015s/i3015s.pdf>
- FAO. (2013b). *Análisis del impacto de los proyectos de riego ejecutados en Mendoza como medidas de adaptación a los efectos del cambio climático. Proyecto UTF/ARG/017/ARG*. Mendoza: FAO. Obtenido de http://www.fao.org/fileadmin/user_upload/rlc/utf017arg/anexosyapendices/3.RiegoComplementario/apendices/c._Impacto_de_Cambio_Clim%C3%A1tico_en_proyectos_de_Riego.pdf
- FAO. (2015). *Estudio del Potencial de Ampliación del Riego en Argentina. Proyecto UTF/ARG/017 Desarrollo Institucional para la Inversión*. Buenos Aires: FAO. E-ISBN: 978-92-5-308995-6. Obtenido de <http://www.fao.org/3/a-i5183s.pdf>
- FAO 2016. (2018). *AQUASTAT*. Recuperado el 12 de 1 de 2018, de http://www.fao.org/nr/water/aquastat/water_use/indexesp.stm
- Feng, S., Hu, Q., y Qian, Q. (2004). Quality control of daily meteorological data in China: 1951–2000: a new dataset. *International Journal of Climatology*, 24, 853–870. doi:10.1002/joc.1047
- Feng, Y., Jia, Y., Cui, N., Zhao, L., Li, C., y Gong, D. (2017). Calibration of Hargreaves model for reference evapotranspiration estimation in Sichuan basin of southwest China. *Agricultural Water Management*, 181, 1-9. doi:doi.org/10.1016/j.agwat.2016.11.010

- Fiebrich, C. A., y Crawford, K. C. (2001). The impact of unique meteorological phenomena detected by the Oklahoma Mesonet and ARS Micronet on automated quality control. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 2173–2187. doi:10.1175/1520-0477(2001)082<2173:TIOUMP>2.3.CO;2
- Flexas, J., Bota, J., Loreto, F., Cornic, G., y Sharkey, T. D. (2004). Diffusive and metabolic limitations to photosynthesis under drought and salinity in C3 plants. *Plant Biology*, 6(3), 269-279. doi:10.1055/s-2004-820867
- Flores Isuani, M. A. (27 de 01 de 2017). El agua para riego ya es un 18% más cara que en 2016. *Diario Los Andes*. Obtenido de <https://losandes.com.ar/article/el-agua-para-riego-ya-es-un-18-mas-cara-que-en-2016>
- Foken, T. (2008). *Micrometeorology*. Springer Verlag. doi:10.1007/978-3-540-74666-9
- Fontela, C., Morábito, J. A., Maffei, J., Salatino, S., Mirábile, C., y Mastrantonio, L. (2009). Riego por goteo en Mendoza, Argentina: evaluación de la uniformidad del riego y del incremento de salinidad, sodicidad e iones cloruro en el suelo. *Revista de Facultad de Ciencias Agrarias Universidad Nacional de Cuyo*, 41(1), 135-154 ISSN: 0370-4661.
- García González, M. L., Carvajal Escobar, Y., y Jiménez, H. (2007). La gestión integrada de los recursos hídricos como estrategia de adaptación al cambio climático. *Ingeniería y Competitividad*, 9(1), 19-29. Obtenido de <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=291323498002>
- Gavilán, P., Lorite, I. J., Tornero, S., y Berengena, J. (2006). Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. *Agricultural Water Management*, 188, 257–281. doi:10.1016/j.agwat.2005.05.001
- Geiger, M. L., Diabate, L. M., y Wlad, L. (2002). A web service for controlling the quality of measurements of global solar irradiation. *Solar Energy*, 73(6), 475–480. doi:10.1016/S0038-092X(02)00121-4
- Gil Guiraldo, S. (2013). Reconstrucción climática histórica y análisis evolutivo de la vulnerabilidad y adaptación a las sequías e inundaciones en la Cuenca del Segura (España) y en la Cuenca del Río Mendoza (Argentina). *Cuadernos Geográficos*, 52(2), 132-151. doi:10.30827/cuadgeo.v52i2.1515
- Gobierno de Mendoza. (2016). *Agua en Mendoza (Oferta y Demanda). Informe-Resumen*. Mendoza. Obtenido de <http://economia.mendoza.gov.ar/wp-content/uploads/sites/44/2016/09/Resumen-AGUA-23-08-A1.pdf>
- Grossi Gallegos, H., y Atienza, H. (1991). Determinación de los coeficientes de ajuste de la ecuación de regresión entre las horas de insolación y la radiación solar para diferentes zonas de Argentina y distintas épocas del año. *Actas de la V Reunión Nacional de Agrometeorología*, 57-62. Vaquerías, Córdoba.
- Grossi Gallegos, H., y Righini, R. (2007). *Atlas Solar de la República Argentina*. SECTYP. Universidad Nacional de Luján. ISBN: 978-987-9285-36-7.
- Guevara Díaz, J. M. (2013). Cuantificación del perfil del viento hasta 100 m de altura. *Terra Nueva Etapa*, 46, 81-101. ISSN: 1012-7089.

- Hargreaves, G. H. (1975). Moisture availability and crop production. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 18(5), 980-994. doi:10.13031/2013.36722
- Hargreaves, G. H., y Allen, R. G. (2003). History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129(1), 53-63. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:1(53)
- Hargreaves, G. H., y Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108(3), 225-230.
- Hargreaves, G. H., y Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99. doi:10.13031/2013.26773
- Hernández, R., Morábito, J., y Salatino, S. (2013). *The water footprint and water use efficiency in vineyards Mendoza. 5th International Conference on Life cycle assessment CILCA 2013*. Universidad Tecnológica Nacional. Mendoza, Argentina.
- Howell, T. A., y Evett, S. R. (2004). *The Penman-Monteith method. Section 3 in Evapotranspiration: Determination of Consumptive Use in Water Rights Proceedings*. Denver: USDA Agricultural Research Service.
- INDEC. (2002). *Censo Nacional Agropecuario 2002. Total del país por provincia*. Recuperado el 3 de 11 de 2017, de <http://www.indec.mecon.gov.ar>
- INV. (2018). *Instituto Nacional de Vitivinicultura*. Recuperado el 7 de 5 de 2018, de <http://www.inv.gov.ar/index.php/men-prensa/men-prensa-noticias/499-informes-actualizados-registro-de-vinedos-y-mercado-interno-2017>
- IPCC. (2001). *Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press. Obtenido de A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: <https://www.ipcc.ch/pdf/climate-changes-2001/synthesis-syr/english/front.pdf>
- Itenfisu, D., Elliott, R. L., Allen, R. G., y Walter, I. A. (2003). Comparison of reference evapotranspiration calculation as part of the ASCE standardization effort. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129 (6), 440–448. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:6(440)
- Jensen, D. T., Hargreaves, G. H., Temesgen, B., y Allen, R. G. (1997). Computation of ETo under nonideal conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123(5), 394-400. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(1997)123:5(394)
- Jonesa, H. G., y Tardieub, F. (1998). Modelling water relations of horticultural crops: a review. *Scientia Horticulturae*, 74(1), 21-46. doi:10.1016/S0304-4238(98)00081-8
- Kool, D., Agama, N., Lazarovitcha, N., Heitmanc, J. L., Sauer, T. J., y Ben-Gal, A. (2014). A review of approaches for evapotranspiration partitioning. *Agricultural and Forest Meteorology*, 184, 56–70. doi:10.1016/j.agrformet.2013.09.003
- Labbé, F., Ruelle, P., Garin, P., y Leroy, P. (2000). Modelling irrigation scheduling to analyse water management at farm level, during water shortages. *European Journal of Agronomy*, 12(1), 55-67. doi:10.1016/S1161-0301(99)00043-X

- Lanari, V., Palliotti, A., Sabbatini, P., Howell, G. S., y Silvestroni, O. (2014). Optimizing deficit irrigation strategies to manage vine performance and fruit composition of field-grown 'Sangiovese' (*Vitis vinifera* L.) grapevines. *Scientia Horticulturae*, 179, 239-247. doi:10.1016/j.scienta.2014.09.032
- Lee, K. H. (2010). Relative comparison of the local recalibration of the temperature-based equation for the Korea Peninsula. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136(9), 585-594. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000221
- Lucero, C. C., Di Filippo, M., Vila, H., y Vernier, M. (2017). Comparación de las respuestas al estrés hídrico y salino de los portainjertos de vid 1103P y 101-14Mgt, injertados con Cabernet Sauvignon. *Revista de la Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Cuyo*, 49(1), 33-43. ISSN 1853-8665.
- Maestre-Valero, J. F., Martínez, V., y González-Real, M. M. (2013). Regionalization of the Hargreaves coefficient to estimate long-term reference evapotranspiration series in SE Spain. *Spanish Journal of Agricultural Research*, 11(4), 1137-1152. doi:10.5424/sjar/2013114-3869
- Martí, P., Zarzo, M., Royuela, Á., y Turégano, J. V. (2016). *Comparación de modelos mensuales y anuales para estimar el coeficiente de Hargreaves en la Comunidad Valenciana. XXXIV Congreso Nacional de Riegos Escuela Universitaria de Inge.* Sevilla, España. doi:10.21151/CNRiegos.2016.A13
- Martí, P., Zarzo, M., Vanderlinden, K., y Girona, J. (2015). Parametric expressions for the adjusted Hargreaves coefficient in Eastern Spain. *Journal of Hydrology*, 529, 1713-1724. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.07.054
- Martínez-Cob, A., y Tejero-Juste, M. (2004). A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET0 estimation equation in semiarid regions. *Agricultural Water Management*, 64, 251-264. doi:10.1016/S0378-3774(03)00199-9
- Matthews, M. A., y Anderson, M. M. (1988). Fruit ripening in *Vitis vinifera* L.: responses to seasonal water deficits. *American Journal of Enology and viticulture*, 39(4), 313-320. Obtenido de <http://www.ajevonline.org/content/ajev/39/4/313.full.pdf>
- McMahon, T. A., Finlayson, B. L., y Peel, M. C. (2016). Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 6(3), 788-818. doi:10.1002/wat2.1172
- Meek, D. W., y Hatfield, J. L. (1994). Data quality checking for single station meteorological databases. *Agricultural and Forest Meteorology*, 69, 85-109. doi:10.1016/0168-1923(94)90083-3
- Meleh, J. J. (2016). Efecto de diferentes estrategias de riego sobre la producción de aceituna, calidad de aceite y respuestas a nivel foliar en olivo (*olea europaea* l.) cv. Picual. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.
- Mendicino, G., y Senatore, A. (2013). Regionalization of the Hargreaves Coefficient for the Assessment of Distributed Reference. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 139, 349-362. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000547

- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. *19th Symp. Soc. Exp. Bio.*, 19, 205-234. University Press. Cambridge. Obtenido de <http://www.unc.edu/courses/2007fall/geog/801/001/www/ET/Monteith65.pdf>
- Monteith, J. L. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(451), 1-27. doi:10.1002/qj.49710745102
- Morábito, J. A., Mirábile, C., y Salatino, S. (2007). Eficiencia del riego superficial, actual y potencial, en el área de regadío del río Mendoza (Argentina). *Ingeniería del agua*, 14(3), 199-214. doi:10.4995/ia.2007.2912
- Moradi, I. (2007). Quality control of global solar radiation using sunshine duration hours. *Energy*, 34, 1-6. doi:10.1016/j.energy.2008.09.006
- Moreno, D., y Baigorria Busso, E. (2013). *Análisis del Impacto de los Proyectos de Riego*. Mendoza: FAO. Obtenido de http://www.fao.org/fileadmin/user_upload/rlc/utf017arg/anexosyapendices/3.RiegoComplementario/apendices/c._Impacto_de_Cambio_Clim%C3%A1tico_en_proyectos_de_Riego.pdf
- Murray, F. W. (1966). On the computation of saturation vapor pressure. *Journal Applied Meteorology*, 6, 203-204.
- Norte, F. A. (2015). Understanding and forecasting Zonda wind (Andean foehn) in Argentina: a review. *Atmospheric and Climate Sciences*, 5, 163-193. doi:10.4236/acs.2015.53012
- Oke, T. R. (1987). *Boundary layer climates* (2da ed.). London: Routledge. ISBN 0-203-71545-4.
- OMM. (2009). *Tercera Conferencia Internacional del Clima. Boletín OMM*. Geneva: OMM. Obtenido de https://library.wmo.int/pmb_ged/bulletin_58-3_es.pdf
- OMM. (2014). *Implementation Plan of the Global Framework for Climate Services. JN14132*. Suiza: OMM. Obtenido de http://www.gfcs-climate.org/sites/default/files/Components/Observations%20and%20Monitoring/GFCS-ANNEXES-OBS-10-SEPT-2013-%2014208_e
- Ortiz Maldonado, A. (2001). *Distribución Geográfica de los Elementos Meteorológicos Principales y Adversidades de Mendoza*. Córdoba: Triunfar. ISBN: 987-9449-87-8.
- Penman, H. L. (1947). Evaporation in Nature. *Reports on Progress in Physics*, 11, 366-388.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceeding of the Royal Society*, 193(1032), 120-145. doi:10.1098/rspa.1948.0037
- Pérez Peña, J. E. (2000). Restricciones hídricas durante el desarrollo de la baya y su influencia en el crecimiento vegetativo, reproductivo, rendimiento y calidad enológica de la uva variedad cabernet sauvignon. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.
- Perry, C., Steduto, P., Allen, R. G., y Burt, C. M. (2009). Increasing productivity in irrigated agriculture: agronomic constraints and hydrological realities. *Agricultural Water Management*, 96(11), 1517-1524. doi:10.1016/j.agwat.2009.05.005

- Podestá, L. (2007). Influencia de restricciones hídricas poscosecha en el crecimiento vegetativo y reproductivo en plantaciones jóvenes de cerezo (*Prunus avium* L.). (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.
- Priestley, C. H., y Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters monitoring. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81–92. Obtenido de http://www.unc.edu/courses/2007fall/geog/801/001/www/ET/Priestley_72.pdf
- Puertas, C. M. (2009). *Efecto del riego deficitario controlado sobre el rendimiento y calidad de aceite en olivo (olea europaea l.) cv. Arbequina*. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.
- Ravazzani, G., Corbari, C., Morella, S., Gianoli, P., y Mancini, M. (2011). Modified Hargreaves-Samani equation for the assessment of reference evapotranspiration in Alpine river basins. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 138(7), 592-599. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000453
- Reek, T., Doty, S. R., y Owen, T. W. (1992). A deterministic approach to the validation of historical daily temperature and precipitation data from the Cooperative Network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(6), 753–762. doi:10.1175/1520-0477(1992)073<0753:ADATTV>2.0.CO;2
- Roberts, J. J., y Prado, P. O. (2011). *Evaluación del Potencial de Generación de Energía Eólica en el Partido de General Pueyrredon*. En *The 9th Latin-American Congress on Electricity Generation and Transmission*. Mar del Plata, Argentina.
- Robinson, P. J. (1998). Monthly variations of dew point temperature in the conterminous United States. *Int. J. Climatol.*, 18, 1539–1556. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19981130)18:14<1539::AID-JOC326>3.0.CO;2-L
- Rosenberg, N. J. (1969). Advective contribution of energy utilized in evapotranspiration by alfalfa in the East Central Great Plains (USA). *Agricultural Meteorology*, 6(3), 179-184. doi:10.1016/0002-1571(69)90003-X
- Sabziparvar, A. A., y Tabari, H. (2010). Regional estimation of reference evapotranspiration in arid and semiarid regions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136(10), 724-731. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000242
- Samani, Z. (2000). Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4), 265-267. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2000)126:4(265)
- Samani, Z., y Pessarakli, M. (1986). Estimating potential crop evapotranspiration with minimum data in Arizona. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 29(2), 522-524. doi:10.13031/2013.30184
- Sammis, T., Sharma, P., Shukla, M. K., Wang, J., y Miller, D. (2012). A water-balance drip-irrigation scheduling model. *Agricultural water management*, 103, 30-37. doi:10.1016/j.agwat.2012.06.012
- Sánchez Martínez, M. I., y Carvacho Bart, L. (2001). Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la Región del Libertador General

- Bernardo O'Higgins, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 50, 171-186.
doi:10.4067/S0718-34022011000300010
- Santesteban, L. G., Miranda, C., y Royo, J. B. (2011). Regulated deficit irrigation effects on growth, yield, grape quality and individual anthocyanin composition in *Vitis vinifera* L. cv. 'Tempranillo'. *Agricultural Water Management*, 98(7), 1171-1179.
doi:10.1016/j.agwat.2011.02.011
- Schilardi, C., Rearte, E., Martín, L., y Morábito, J. (2017). *Desempeño actual y potencial de diferentes métodos de riego en Mendoza. Riego en Mendoza. Recomendaciones para mejorar el aprovechamiento del agua de riego*. Mendoza: Lajouane S.A.
- Sellés Van Schouwen, G., Ferreyra E., R., Aspillaga N., C., y Zúñiga E., C. (2012). *Requerimientos de Riego en Uva de Mesa: Experiencias en el Valle de Aconcagua*. Boletín INIA N° 242. Santiago: INIA, FRUSAN SA, INNOVA-CORFO. Obtenido de http://platina.inia.cl/uvaconcagua/docs/pubs/INIA_B0242.pdf
- Shafer, M. A., Fiebrich, C. A., Arndt, D. S., Fredrickson, S. E., y Hughes, T. W. (2000). Quality assurance procedures in the Oklahoma Mesonet. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 474-494. doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0474:QAPITO>2.0.CO;2
- Shahidian, R., Serralheiro, P., Serrano, J., y Teixeira, J. L. (2013). Parametric calibration of the Hargreaves-Samani equation for use at new locations. *Hydrological Processes*, 27(4), 605-616. doi:10.1002/hyp.9277
- Siap+Micros. (2016). *Meteorology and Hidrology*. Recuperado el 10 de 5 de 2016, de <http://www.siapmicros.com/en/prodotti/meteorology-and-hydrology/>
- Slatyer, R. O. (1967). *Plant-water relationships*. Londres y Nueva York: Academic Press.
- Snyder, R. L., y de Melo-Abreu, J. P. (2005). *Frost protection: fundamentals, practice and economics*. Roma: FAO. Obtenido de <http://hdl.handle.net/10400.5/4727>
- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. ISBN-13: 978-90-277-27695.
- Tecmes. (2016). *Productos y Servicios. Sensores*. Recuperado el 10 de 5 de 2016, de <http://www.tecmes.com/category/productos-y-servicios/?cat=24ysubcat=98>
- Thepadia, M., y Martínez, C. J. (2011). Regional calibration of solar radiation and reference evapotranspiration estimates with minimal data in Florida. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 138(2), 111-119. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000394
- Thom, A. S. (1971). Momentum Absorption by Vegetation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 97, 414-428. doi:10.1002/qj.49709741404
- Toledo, A. (2002). El agua en México y el mundo. *Gaceta Ecológica [en línea]*, ISSN 1405-2849. Obtenido de <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=53906402>>ISSN 1405-2849
- UNCUYO. (2004). *Marco estratégico para la provincia de Mendoza. Parte I: Diagnóstico Físico y Ambiental*. Obtenido de http://www.uncuyo.edu.ar/relaciones_institucionales/upload/diagnostico-fisico-ambiental-presentacion.pdf

- UNESCO. (2010). *Atlas de Zonas Áridas de América Latina y el Caribe. Documentos Técnicos del PHI-LAC, N°25*. Montevideo: CAZALAC. Obtenido de <http://unesdoc.unesco.org/images/0021/002163/216333s.pdf>
- Vallone, R. C. (1998). *Influencia del estado hídrico sobre desarrollo, rendimiento y calidad enológica en vid. (Tesis de Maestría)*. Universidad Nacional de Cuyo. Mendoza, Argentina.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J. V., y Van Meirvenne, M. (2004). Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in southern Spain. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 130(1), 184-191. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2004)130:3(184)
- Vejen, F. J. (2002). Quality control of Meteorological Observations. *Report 8/2002 KLIMA. Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway*.
- Willmott, C. J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63(11), 1309-1313. doi:10.1175/1520-0477(1982)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2
- Wright, J. L., y Jensen, M. E. (1972). Peak water requirements of crops in southern Idaho. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 193-201. Obtenido de <https://eprints.nwisrl.ars.usda.gov/227/1/236.pdf>