

Capítulo 1

TOPOCLIMATOLOGÍA DEL SECANO DE LA REGIÓN DE O'HIGGINS

Autor:

Dr. Luis Morales S.
Profesor
Depto. Ciencias Ambientales y Rec.
Naturales Renovables
Facultad de Ciencias Agronómicas
Universidad de Chile



1.1 CLIMATOLOGIA DEL SECANO

En los últimos años ha adquirido un interés relevante la elaboración de políticas públicas que permitan generar un desarrollo económico y social, asociado fundamentalmente a incrementar la capacidad competitiva a nivel regional y/o territorial. Esta se ha basado en el conocimiento científico que se ha generado producto de múltiples iniciativas y la financiación de proyectos aplicados a la solución de problemas regionales, entre ellos los asociados con la agricultura. Es conocido por todos el esfuerzo que han realizado los diferentes gobiernos para apoyar la investigación en riesgos climáticos y cambio climático, con el objetivo de determinar los impactos que estos provocan, pero además usar este conocimiento para ayudar en adaptar la agricultura a los tiempos que vienen. Es conocido que la agricultura depende fuertemente de las condiciones climatológicas del territorio donde se encuentra, principalmente porque condiciona los cultivos que allí se pueden desarrollar. Por lo tanto, el conocimiento del clima de una localidad permitiría conocer los potenciales reales que ésta posee y así contribuir a una planificación territorial efectiva. El objetivo de este capítulo es conocer el clima del secano de la Región de O'Higgins y así acercarnos a las potencialidades y riesgos que éste nos ofrece.

1.2 ANTECEDENTES CLIMÁTICOS Y AGROCLIMÁTICOS

El clima de una localidad se encuentra condicionado por el comportamiento de las variables meteorológicas de precipitación, humedad relativa, temperatura, radiación solar, velocidad del viento y presión atmosférica, como variables fundamentales denominadas elementos del clima. Sin embargo existen características y condiciones locales que pueden modificar estos elementos, que son los llamados factores del clima. Entre ellos podemos citar la latitud, la distancia a la costa, Anticiclón del Pacífico, corrientes oceánicas (corriente de Humboldt), distancia a la Cordillera de los Andes, la altitud, exposición y pendiente del terreno, entre otras.

Para definir el clima de un lugar existen varios métodos, fundamentalmente basados en las precipitaciones y temperaturas como valores medios mensuales históricos. La Organización Meteorológica Mundial (OMM) recomienda que para conocer el clima de un lugar es necesario contar con 30 años de datos. Vladímir Koeppen propuso una clasificación climática basada en las variaciones de temperatura y humedad como las medias de los meses extremos (cálido y frío). Este método sigue unas reglas bien definidas para asignar uno de los tipos de clima, subgrupos y subdivisiones, los que finalmente conforman un código que asigna de forma única un clima a una localidad. En base a este concepto, el clima corresponde a zonas homogéneas por temperatura y precipitación, la cual territorialmente se encuentra definida en forma única para un período de tiempo dado.

Desde el punto de vista anterior, la Región del Libertador Bernardo O'Higgins posee un Clima "Templado Cálido con Lluvias Invernales", o también llamado Mediterráneo, sin embargo la fisiografía genera tres tipologías al interior de la región, asociada a la zona costera, valle central y Cordillera de Los Andes. Según varios autores, esta región presenta tres franjas climáticas en dirección mar-cordillera (Oeste-Este), configurándose tres tipologías, sin embargo en el sector del secano solamente se observan dos tipologías, las cuales son (a) Clima templado cálido con estación seca prolongada y gran nubosidad y (b) Clima templado cálido con lluvias Invernales y estación seca prolongada (Dirección Meteorológica de Chile). La Figura 1 muestra los diagramas ombrotérmicos de varias localidades en un transecto oeste-este en la región.

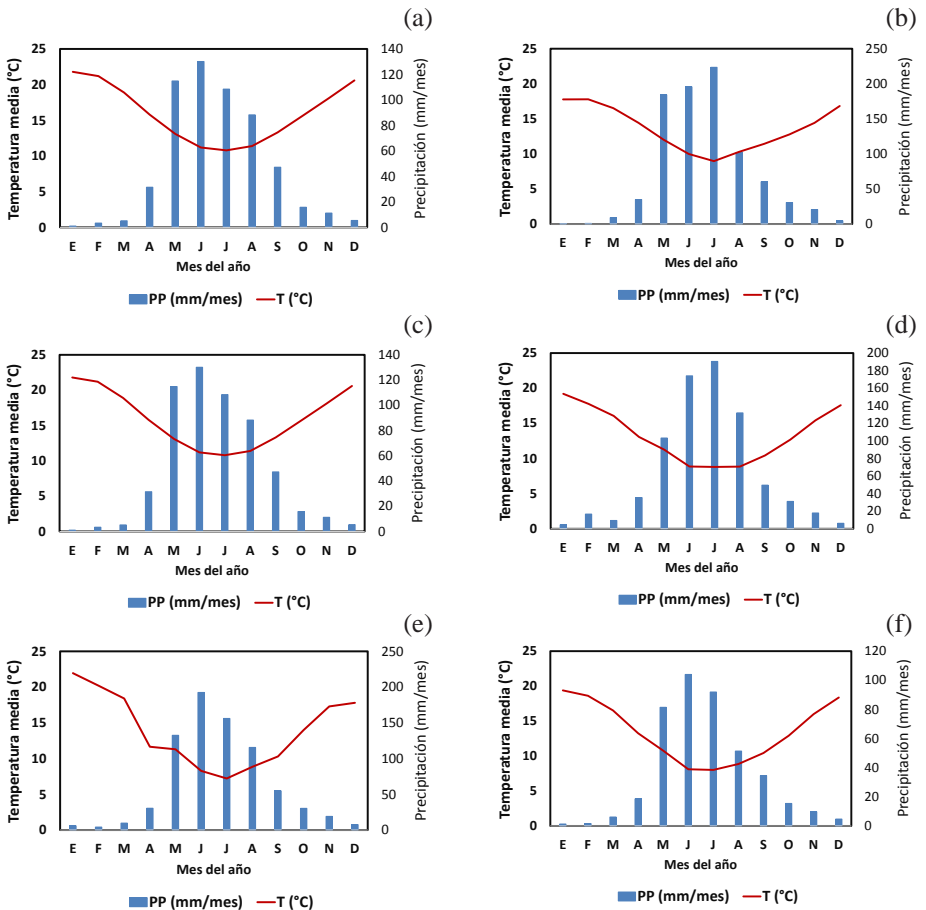


Figura 1. Diagramas ombrotérmicos para las localidades de (a) Pichilemu, (b) Hidango, (c) Pumanque, (d) Santa Cruz, (e) San Fernando y (f) Rancagua.

a.- Clima templado cálido con estación seca prolongada (7 a 8 meses) y gran nubosidad (Csb_n): Este clima se encuentra asociado fundamentalmente al sector costero regional, cuyo límite se puede demarcar entre las planicies litorales y la ladera occidental de la cordillera de la Costa. Sus características son la concentración invernal de las precipitaciones (Aproximadamente el 80%) y una gran nubosidad modelada por su cercanía al Océano Pacífico, en especial por el efecto de la corriente de Humboldt. Su precipitación es de origen frontal, varía entre los 500 mm anuales en el norte y del orden de los 800 mm en el sur, concentrándose entre los meses de mayo a agosto. En relación a su temperatura, esta se ve moderada por la nubosidad, por lo que su amplitud térmica diaria y anual es moderada, tomado un valor medio de 7 °C. Se observan valores medios para el mes cálido entre los 17 y 22 °C, en cambio para el mes más frío del orden de los 9.7°C. Las diferencias promedio de temperaturas entre el mes más cálido y el más frío son del orden de 8 °C en la costa, las cuales aumentan hacia el interior.

b.- Clima templado cálido con lluvias invernales y estación seca prolongada (Csb₁): Este tipo de clima caracteriza fundamentalmente la zona del valle longitudinal o depresión intermedia. En esta área se observan veranos cálidos y secos e inviernos lluviosos, frescos y húmedos. La precipitación media anual aumenta de norte a sur, variando desde los 450 mm en el norte hasta los 900 mm hacia el sur, concentrándose preferentemente en invierno. La cordillera de la costa limita la influencia costera, observándose menor nubosidad que en la costa. Se observan valores medios para el mes cálido entre los 18 y 22 °C, en cambio para el mes más frío del orden de los 9.6°C. La temperatura registra una diferencia entre el mes más cálido y el más frío que varía entre los 10 y 13°C.

El concepto de agroclima lo podemos asociar con el concepto de clima, descrito anteriormente, con la diferencia fundamental en el número de variables a utilizar para definirlo espacialmente. La información básica se basa también en información proveniente de estaciones meteorológicas, sin embargo a estas se suman otras variables derivadas de interés agronómico, como días grado y horas de frío. En la literatura encontramos muchos métodos de zonificación agroclimática, incluso algunos aplicados en Chile. Para describir en forma genérica el agroclima del secano de la Región de O'Higgins, haremos uso del Mapa Agroclimático de Chile (Novoa et al., 1989). Esta cartografía fue desarrollada basándose en el método propuesto por Papadakis (1970), por ser la que incluía factores esenciales para el desarrollo de los cultivos, como la severidad estival e invernal. Posteriormente se realizaron análisis estadísticos y espaciales de los datos climatológicos y se obtuvo una cartografía básica que caracteriza agroclimáticamente el territorio nacional. La Figura 2 muestra los agroclimas del Secano de la Región de O'Higgins: Constitución, Hidango, Pumanque y Talca, los cuales se describen a continuación basados en los antecedentes proporcionados por Novoa et al. (1989) y otras fuentes más actuales (Santibáñez y Uribe, 1993; Del Pozo y Del Canto, 1999; Uribe et al., 2012).

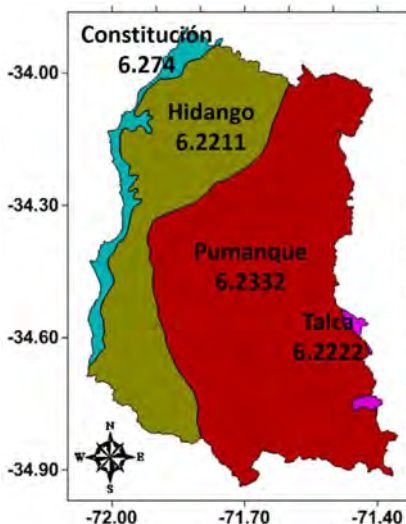


Figura 2. Agroclimas definidos por Novoa et al. (1989) para la zona del Secano de la Región de O'Higgins.

1.- Constitución (6.274): Este agroclima se encuentra ubicado en la franja costera de la Región, pero su ancho es variable en el sentido norte-sur. La precipitación anual es del orden de los 897 mm siendo el mes más lluvioso junio, con una humedad relativa media anual del orden del 73%. La evapotranspiración anual es de 1.134 mm, con un valor promedio para el mes más cálido (enero) de 6,2 mm/día, en cambio en el mes más frío (julio) es del orden de 1 mm/día. La temperatura media anual es del orden de los 14°C, con una temperatura máxima del mes más cálido de 24°C y una mínima media del mes más frío de 6°C. La suma térmica sobre el umbral de 10°C o días-grado anuales en base 10°C es del orden de los 1500 días-grado, en cambio el número de horas de frío sobre 7°C o simplemente horas de frío para el período abril a noviembre, en base 7°C, es del orden de 610. El período libre de heladas se encuentra entre septiembre a mayo, totalizando 9 meses.

2.- Hidango (6.2211): Este agroclima se ubica cercano a la franja costera (Agroclima 6.274) y recorre paralelo al agroclima anterior de norte a sur el secano costero (Figura 2). La precipitación anual es de 897 mm siendo el mes más lluvioso junio, con una humedad relativa media anual del orden del 71%. La evapotranspiración de enero en promedio es de 6,1 mm/día, en cambio en el mes más frío es del orden de 1 mm/día, siendo el valor anual alrededor de 1000 mm. La temperatura media anual es del orden de los 13,6°C, con una temperatura máxima del mes más cálido de 24,7°C y una mínima media del mes más frío de 5,4°C. La suma térmica o días-grado anuales en base

10°C es del orden de los 1328 días-grado, en cambio las horas de frío anuales en base 7°C entre los meses de marzo a diciembre son del orden de 581. El período libre de heladas se encuentra entre octubre a mayo, totalizando 8 meses.

3.- Pumanque (6.2332): Este agroclima se encuentra a continuación del 6.2211, en una franja paralela al agroclima anterior de norte a sur el secano costero (figura 2). El régimen hídrico se caracteriza por una precipitación anual de 623 mm (de acuerdo a los resultados de este proyecto) siendo el mes más lluvioso junio, con una humedad relativa media anual del orden del 70%. La evapotranspiración de enero en promedio es de 6,3 mm/día, en cambio en el mes más frío es menor de 1 mm/día, totalizando anualmente aproximadamente 1200 mm. La temperatura media anual es del orden de los 14,9°C, con una temperatura máxima del mes más cálido de 27,7°C y una mínima media del mes más frío de 5,8°C. La suma térmica o días-grado anuales en base 10°C es del orden de los 1800 días-grado, en cambio las horas de frío entre marzo y noviembre en base 7°C es del orden de 660. El período libre de heladas se encuentra entre septiembre a junio, totalizando 10 meses.

4.- Talca (6.2222): Este agroclima se encuentra a continuación del 6.2332, que se inicia en la Región de O'Higgins y continúa hacia el sur, Región del Maule, por el valle central. Este agroclima solamente se encuentra en lugares muy específicos al interior del secano, lo que se observa en la figura 2. El régimen hídrico se caracteriza por una precipitación anual de 735 mm siendo el mes más lluvioso junio, con una humedad relativa media anual del orden del 69%. La evapotranspiración de enero en promedio es de 6,4 mm/día, en cambio en el mes más frío es menor de 1 mm/día, sumando anualmente del orden de 1300 mm. La temperatura media anual es del orden de los 14,9°C, con una temperatura máxima del mes más cálido de 30,8°C y una mínima media del mes más frío de 3,8°C. La suma térmica o días-grado anuales en base 10°C es del orden de los 1854 días-grado, en cambio las horas de frío anuales en base 7°C es del orden de 1300. El período libre de heladas es entre octubre y abril, totalizando 7 meses.

1.2 TOPOCLIMATOLOGÍA DEL SECANO

La elaboración de la cartografía digital, se realizó mediante la utilización de un modelo estadístico que muestra las relaciones topoclimáticas de las variables termopluriométricas. Para el cálculo de la distribución espacial de una determinada variable meteorológica, se consideró que ésta se encuentra condicionada por la topografía y el estado de superficie de la zona. La hipótesis fundamental es que cualquier variable meteorológica puede ser expresada como una combinación de variables ambientales. Esta hipótesis permite la construcción de modelos topoclimáticos que pueden cuantificar la variación espacial de una variable climatológica, lo que comúnmente es llamado topoclimatología.

Los procesos de obtención de cartografías climáticas se ven condicionados por la disponibilidad y calidad de datos, los cuales provienen principalmente de estaciones meteorológicas ubicadas en un punto en el espacio. Dada la importancia de contar con dichos datos para la elaboración de estudios en un determinado territorio y considerando las limitaciones asociadas con la falta de una buena cobertura de estaciones meteorológicas y el carácter continuo de la distribución de las variables climáticas se hace necesaria la generación de modelos de estimación de información climática. Estos modelos son útiles para estimar espacialmente el fenómeno de inestabilidad paramétrica continua (Draper y Smith, 1981). Para el caso de datos ambientales las regresiones globales se utilizan para describir mediante una ecuación única el comportamiento espacial de una variable; sin embargo, los coeficientes de esta ecuación varían espacialmente (Morales, 1997, Morales et al. 2007, Morales et al. 2010). Esta búsqueda es realizada mediante una metodología denominada mínimos cuadrados ponderados; siendo estos pesos ponderadores de una función de la distancia entre cada punto y el resto (Berry y Feldman, 1985; Fotheringham et al. 2000). En base a lo anterior, la modelación de las distintas variables climáticas puede ser realizada mediante la aplicación de un modelo matemático descrito por la Ecuación 1:

$$y_i = a_0(u_i, v_i) + \sum_k a_k(u_i, v_i) x_{ik} + \varepsilon_i \quad (1)$$

Donde; (u_i, v_i) indica las coordenadas del punto i th en el espacio, y_i es el valor de la variable dependiente, x_{ik} es una variable independiente descriptora en el punto i , $a_k(u_i, v_i)$ es un parámetro de la regresión en cada punto de la variable independiente y ε_i es el error en el punto i .

Desde el punto de vista práctico, mientras un punto esté más lejano a i , menos influencia estadística tendrá sobre la relación numérica final (Morales et al., 2007). Es importante mencionar que las variables descriptoras x_{ik} pueden ser derivadas de interacciones o potencias de las variables fundamentales (Morales et al, 2006). A partir de estos modelos espaciales fundamentales se pueden derivar parámetros bioclimáticos agrupados en cuanto a su carácter hídrico, térmico o energético. El método anterior fue aplicado a series de tiempo de variables climatológicas de las localidades de la Región, centrado en el período 1950 a 1990, considerando un número mínimo de 10 años de datos en la estación para calcular los promedios.

1.2.1 Precipitación anual

Los patrones de variabilidad espacial de precipitación se muestran en la Figura 3, los cuales concuerdan con las descripciones de los distritos agroclimáticos de Novoa et al. (1989). Dicho patrón presenta un marcado aumento de la precipitación de norte a sur, en sentido de la entrada de los sistemas frontales a la región. En el área del litoral

se muestra la misma tendencia, mostrando una variación aproximadamente desde los 500 mm a cerca de los 700 mm. La tendencia observada de la precipitación anual es aumentar desde mar a cordillera, hecho que se observa notablemente en la zona sur este del secano de la región, llegando a montos del orden de los 800 mm en promedio. A nivel regional, la precipitación tiende a aumentar de norte a sur, mientras que hacia la Cordillera de los Andes los valores van desde los 900 hasta los 1400 mm.

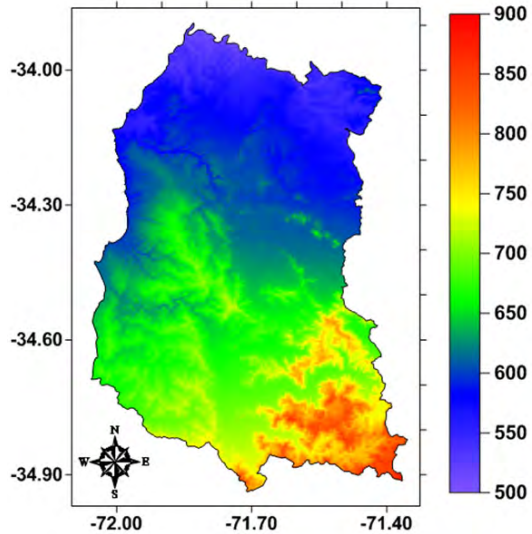


Figura 3. Precipitación media anual [mm] para la zona del Secano de la Región de O'Higgins.

1.2.2 Temperatura

La Figura 4 muestra las cartas de temperaturas mínimas y máximas medias para los meses de enero y julio. Al respecto, se observa un patrón espacial típico de esta latitud, esto es el campo térmico dependiente de la distancia al litoral y la altura. En relación a la temperatura media mínima mensual, se observan islas de calor asociadas a valles y topografía en el mes de enero (Figura 4a), cuyas temperaturas alcanzan entre los 9°C y los 13°C. Las temperaturas más altas se observan en sectores de valles y se incrementan alejándose de la costa, en cambio las más bajas en los sectores más altos. Por otra parte, en el mes de Julio (Figura 4c) la temperatura máxima alcanza entre los 12 °C a los 16°C, en un patrón asociado a la distancia al litoral y la altitud. Los valles muestran temperaturas más bajas, con valores que oscilan entre los 4°C y 5°C.

Para la temperatura media mensual máxima en el mes de Enero (Figura 4b) se observa claramente la influencia oceánica, manteniendo una temperatura media máxima de entre 24°C a los 31°C en el transepto desde costa hacia el interior. Son los valles los que muestran las más altas temperaturas, oscilando entre los 27 a 31°C. El efecto de

la altitud se observa más claramente en la Cordillera de los Andes, sin embargo en la zona sur-este del secano se puede observar este mismo efecto, el descenso de la temperatura con la altura. La temperatura media mensual máxima del mes de Julio (Figura 4d) muestra una distribución espacial más homogénea, con un gradiente de temperatura que disminuye de norte a sur. Las temperaturas más altas se producen hacia el noroeste de la región, con valores que oscilan alrededor de los 16°C. Hacia el este las temperaturas disminuyen por efecto de la altitud, alcanzando temperaturas entre los 12°C y los 14°C. Hacia el sur los valores disminuyen por efecto de la latitud, observándose un gradiente menos pronunciado que el producido por la altitud.

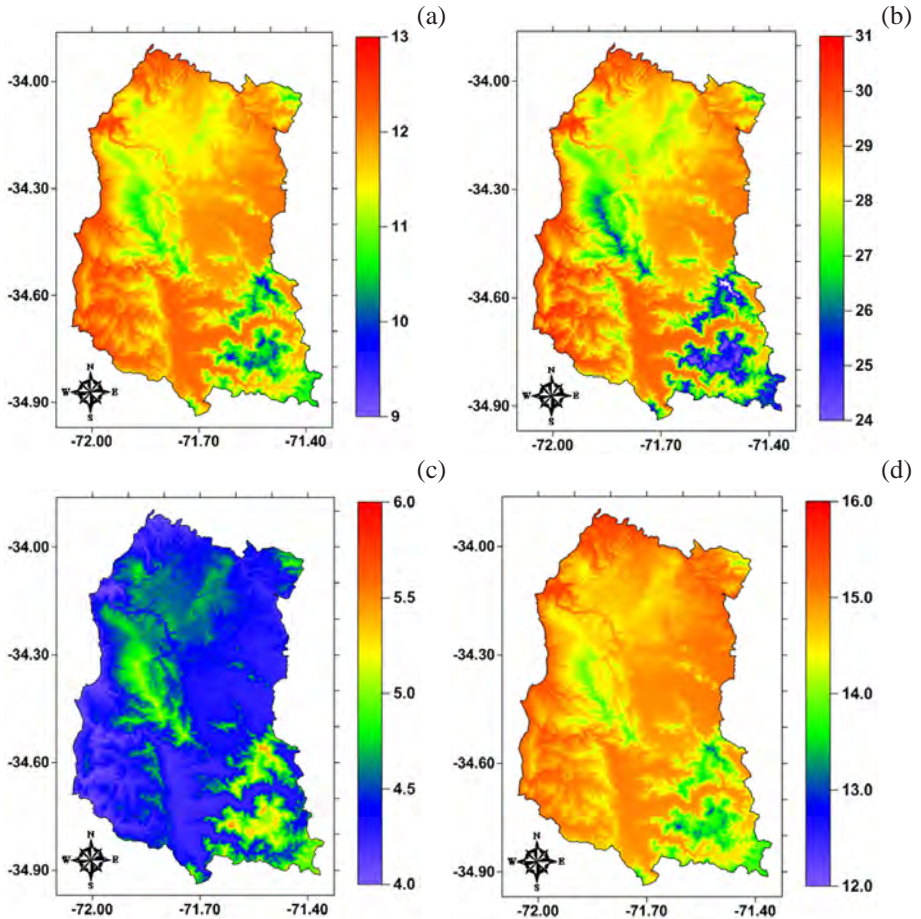


Figura 4. Temperaturas extremas medias [°C] del mes más cálido (enero) y del más frío (julio): (a) Mínima de enero, (b) Máxima de enero, (c) Mínima de julio y (d) Máxima de julio en la zona del secano de la Región del Libertador Bernardo O'Higgins.

Días grado y Horas de frío

La acumulación de calor por sobre 10°C se ha usado tradicionalmente como un índice de disponibilidad térmica para el desarrollo de las plantas. En otras palabras esta acumulación de calor o termoperiodo es la suma de calor por sobre el umbral o base (ej. 10°C) para alcanzar un determinado estado fenológico y se expresa como días-grado (DG). El DG es la temperatura media menos la base, lo que es válido solamente si la distribución diaria de la temperatura es sinusoidal. Actualmente existen diversos métodos para el cálculo de los DG anuales destacándose los propuesto por Hajek y Gutiérrez (1979), Arnold (1959), Ometto (1981) y Snyder (1985). En el presente estudio se aplicó el método de Arnold (1959), principalmente debido a que demanda un reducido número de variables de entrada (Ecuación 2).

$$GD = \sum_{i=1}^{12} (T - T_B) \cdot N_m \quad (2)$$

Donde T corresponde a la temperatura media diaria (°C), T_B es la temperatura umbral (10°C) y N_m al número de días del mes.

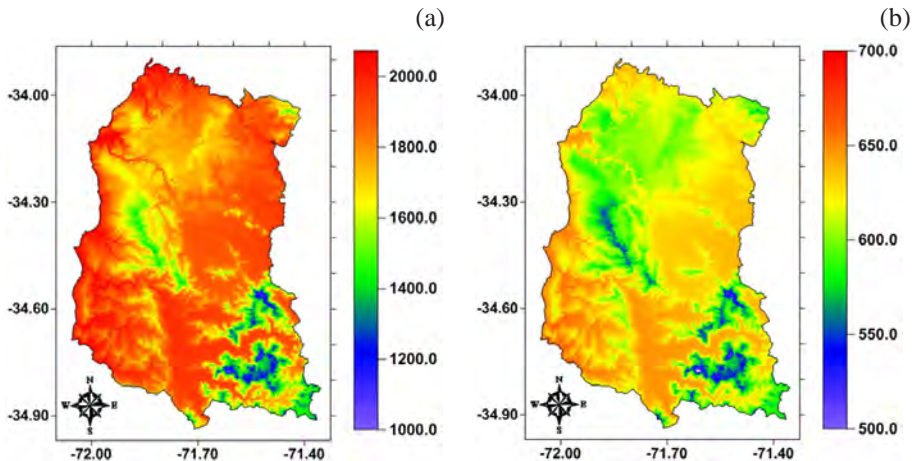


Figura 5. (a) Días-grado anuales en base 10°C y (b) Horas de frío anuales en base 7°C.

La cartografía de disponibilidad de frío invernal para su uso en la planificación agrícola ha sido un objetivo de importancia en investigación en agrometeorología tanto a nivel internacional como nacional (Luedeling et al. 2009). Tradicionalmente, las necesidades de frío invernal han sido estimadas a partir del concepto de horas frío (HF),

definiéndose éstas como el número de horas que pasa la planta, durante el periodo de reposo invernal, a temperaturas inferiores a un umbral dado. La literatura muestra que esta temperatura umbral estaría comprendida entre 4 y 12 °C, siendo frecuente que esta temperatura umbral se fije en 7°C (Melgarejo, 1996).

Varios modelos han sido desarrollados para el cálculo y estimación de HF, entre ellos el método para determinar el requerimiento de frío para frutales caducifolios propuestos por Weinberger (1950). Este método se basa en que las yemas deben permanecer un número de horas mínimas bajo una temperatura crítica (< 7 y $> 0^{\circ}\text{C}$) durante el período invernal (HF) para brotar adecuadamente en la primavera. De esta forma se han definido, de manera arbitraria y no por eso menos extendida, especies de bajo (< 500 HF) y de alto requerimiento de frío (> 1000 HF) (Tao, 2005). Esta nomenclatura y concepto de HF es la más utilizada en Chile, debido a su facilidad de cálculo ya que supone que sólo las bajas temperaturas dentro del rango definido determinan el frío acumulado. Sin embargo, el concepto de HF no se ajusta totalmente a las observaciones experimentales, ya que existen numerosos casos en la literatura en que para una misma variedad se han reportado distintos requerimientos de frío, dependiendo de la localidad (Powell, 1986). Las diferencias que se observan en la acumulación de HF en diferentes lugares puede deberse a dos tipos de factores: 1) la definición imprecisa del período en el cual se contabilizan las HF, y 2) no se considera el efecto que pueden ejercer las altas temperaturas invernales sobre la acumulación del frío invernal.

Un aspecto importante es el momento cuando iniciar el conteo y el término de las HF. Gil-Albert (1989), propone que una fecha de inicio del conteo es el estado fenológico de caída de hojas, sin embargo, se sabe que en ese momento la planta ya puede estar en reposo, por lo tanto acumulando frío. Para el caso del término del conteo, a pesar de que la determinación de esta fecha también puede conducirnos a un cierto error, el mismo autor propone que este sea cuando la planta ha cubierto sus necesidades de frío invernal. Se ha observado que en la mayoría de las investigaciones estas precauciones no se consideran y el momento de inicio del recuento de las HF se determina en forma arbitraria. El término del periodo generalmente se define como el momento de inicio de la brotación, produciendo divergencias en los resultados y una gran confusión conceptual (Allan, 2004).

En Chile se han desarrollado y aplicado diversos métodos para la estimación de HF, sobre todo orientados para la elaboración de una cartografía. Estos modelos se basan en relaciones estadísticas entre las HF medidas por una estación meteorológica y las temperaturas medias y/o mínimas medias mensuales. La característica en ellos es que se ajustan muy bien a la zona geográfica donde fueron creados, lo que los hace aplicables sólo a ellas. Un método usado para esta estimación se basa en la relación existente entre las HF las temperaturas extremas diarias, llamado fórmula de Crossa-Reynaud (1955).

$$n = K_{CR} \cdot 24 \cdot \frac{(T_u - T_X)}{(T_X - T_N)} \quad (3)$$

Donde n es el número diario de horas por debajo de una temperatura umbral, que comúnmente es 7°C , para un día específico, T_N y T_X es la temperatura mínima y máxima diaria respectivamente. Por otra parte K_{CR} es un coeficiente de ajuste a las condiciones locales el cual debe ser calculado para la zona geográfica en estudio a partir de registros diarios de temperaturas horarias. El valor de K_{CR} no siempre es constante, incluso en áreas pequeñas como un topoclima, por lo que se sugiere modelar su variabilidad espacial. Por ejemplo en áreas de la Región de Murcia, se han encontrado variaciones entre 0,90 y 1,9 en este coeficiente (Castillo y Castellvi, 1996; Melgarejo M., 1996; Melgarejo y Salazar, 2003). Pese a estas dificultades, este método es sencillo y fácil de aplicar, pero hay que tomar en cuenta que cuando la diferencia $(T_u - T_X)$ sea negativa, no se debe acumular horas de frío. Lo anterior se debe a que este método considera que todas las temperaturas bajo el umbral tienen el mismo efecto y las sobre este umbral ninguno.

Para realizar la estimación anual a nivel geográfico hay que simular para cada día los valores de temperatura mínima y máxima a partir de registros históricos de variables meteorológicas. La Figura 6 muestra un esquema para la estimación del número de horas diarias bajo 7°C basado en una simplificación de la curva teórica de la evolución de la temperatura media diaria. En la figura 6, la línea roja indica la temperatura umbral a partir de la cual se cuantifica el número de horas bajo ella (n), en una relación geométrica basada en la semejanza de triángulos con las temperaturas extremas, según la proposición de Crossa-Reynaud.

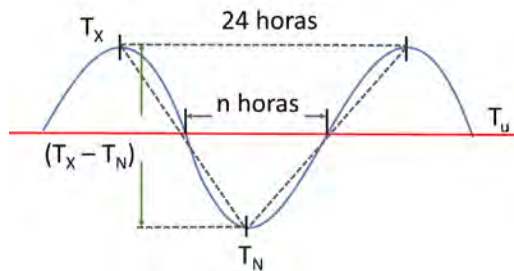


Figura 6. Esquema para la estimación del número de horas diarias bajo 7°C , según el método de Crossa-Reynaud.

La figura 5b muestra la aplicación del método de Crossa-Reynaud usando una temperatura umbral de 7°C para la zona del secano de la Región de O'Higgins. Los patrones

espaciales muestran claramente una estratificación con la topografía, específicamente la mayor acumulación se da en los valles, pero el efecto de la altitud aun no es tan marcado como hacia la zona de pre-Cordillera y Cordillera de Los Andes.

El método anterior, adolece de considerar el efecto negativo de las altas temperaturas invernales sobre la acumulación de frío, hecho que es importante en las zonas de climas subtropicales. En efecto, en estas regiones el frío acumulado estimado a partir de las HF, puede ser un mal indicador del frío efectivamente acumulado por las yemas (Byrne, 2005), al no considerar el efecto de las altas temperaturas que pueden ocurrir en invierno. Para subsanar esta deficiencia, se han desarrollado otros modelos que corrigen el efecto negativo de las altas temperaturas invernales, el cual ahora se expresa como Unidades de Frío (UF) (Richardson et al. 1974). En base al concepto anterior, se han generado los siguientes modelos para cuantificar las UF:

a.- Modelo Utah: Este modelo desarrollado por Richardson *et al.* (1974), en la Universidad de Utah (EE.UU), corrige el efecto de las altas temperaturas en invierno, de tal forma que todas las temperaturas no tienen el mismo efecto fisiológico para los frutales, lo que afecta la salida del reposo invernal. Una unidad de frío se define como la exposición de una planta a 6°C por una hora. Por lo tanto al subir o bajar la temperatura del punto óptimo, 6 °C, la contribución a las UF podría bajar o subir. Por ejemplo, una hora con temperaturas comprendidas entre 2,5 y 9,1 °C equivale a una UF, pero si las temperaturas son superiores a 16°C contrarrestan UF acumuladas. La Tabla 1 muestra en detalle la conversión de las temperaturas horarias °C a UF.

Tabla 1. Conversión de temperaturas (T) en unidades de frío (UF) para los modelos de Utah, Florida, Carolina del Norte y Dinámico.

Utah (1991)		Florida (1981)		Carolina Norte (1983)		Dinámico (1987)	
T (°C)	UF	T (°C)	UF	T (°C)	UF	T (°C)	UF
< 1,4	0,0	-1,0	0,0	-1,1	0,0	<0,0	0,20
1,5-2,4	0,5	1,8	0,5	1,6	0,5	2,0	0,30
2,5-9,1	1,0	8,0	1,0	7,2	1,0	4,0	0,65
9,2-12,4	0,5	14,0	0,5	13	0,5	6,0	0,90
12,5-15,9	0,0	17,0	0,0	16,5	0,0	8,0	1,00
16-18	-0,5	19,5	-0,5	19,0	-0,5	10,0	0,80
> 18	-1,0	21,5	-1,0	20,7	-1,0	12,0	0,40
				22,1	-1,5	14,0	0,00
				23,3	-2,0	16,0	0,00
						>20	-0,70

b.- Modelo de bajas necesidades: Este modelo fue desarrollado por Gilreath y Buchanan (1981), en la Universidad de Florida, donde los inviernos son más suaves que en Utah. El método es análogo al modelo Utah en su base conceptual, pero la máxima efectividad se obtiene para la temperatura de 8°C. La Tabla 1 muestra en detalle la conversión de las temperaturas horarias °C a UF para este método.

c.- Modelo Carolina del Norte: Este modelo fue desarrollado por Shaltout y Unrath (1983) en la Universidad del Estado de Carolina del Norte (EE.UU). Al igual que los modelos anteriores, sus bases conceptuales son similares, salvo que éste incorpora un mayor efecto negativo de las temperaturas superiores a 21°C. Este modelo considera que la máxima efectividad para la salida del reposo invernal se obtiene para la temperatura de 7,2°C. La Tabla 1 muestra en detalle la conversión de las temperaturas horarias °C a UF para el método descrito.

d.- Modelo Dinámico: Erez y Couvillon (1987) combinaron distintos ciclos de temperaturas bajas con temperaturas moderadas y establecieron este nuevo modelo, el cual considera la influencia de las temperaturas moderadas que se alternan con las bajas temperaturas durante el día. Específicamente, estos autores trabajaron sobre el ciclo diario reproduciendo artificialmente sus condiciones, estudiando el efecto de la luz, las temperaturas diurnas más altas y comparando con las temperaturas nocturnas, más bajas. Al combinar distintos ciclos de temperaturas diurnas y nocturnas desarrollaron este modelo llamado dinámico. Este modelo obtendrá teóricamente un resultado mayor que el de Utah, debido a que a los 16°C no se expresan valores negativos de UF, salvo en valores iguales o superiores a los 20 °C. Adicionalmente, este tipo de orientación metodológica fue elaborada y aplicada para el mismo objetivo por Fishman et al. (1987) en Israel. La Tabla 1 muestra en detalle la conversión de las temperaturas horarias °C a UF para el método descrito.

Heladas

En Chile, históricamente las heladas han generado importantes pérdidas en el sector productivo agrícola, sobre todo en el Valle Central del país donde hay más de un millón de hectáreas que reciben el impacto recurrente de las heladas de primavera. Los daños provocados alcanzan niveles críticos cada cierto número de años. El análisis de series de datos meteorológicos permite constatar que cada 10 o 12 años se producen heladas tardías (Septiembre-Octubre), cuyo efecto económico es crítico, pero además eventos extremos cuyo período de retorno varía entre 30 y 60 años, donde los impactos son enormes. Tenemos aun en la memoria los eventos del año 2007 y 2013, que causó graves daños en viñas, parronales y otros huertos, produciendo considerables pérdidas en la producción. Recordemos que los daños producidos por las heladas llevaron a la autoridad del momento en el 2007 a declarar Emergencia Agrícola entre

las Regiones de Atacama a Los Lagos, específicamente en las comunas mayormente afectadas. La figura 7 muestra dos imágenes de temperatura de superficie del satélite NOAA para las heladas de los días 17-08-2007 y el 14-09-2007 entre las regiones de Atacama hasta La Araucanía, Chile (Gentileza de Dr. Carlos Di Bella, INTA, Argentina). En el caso de la Región de O'Higgins, fueron 16 comunas las declaradas en Emergencia Agrícola: Las Cabras, Peumo, Quinta de Tilcoco, Malloa, Pichidegua, Rengo, San Vicente de Tagua Tagua, Lolol, Pumanque, Peralillo, Navidad, Litueche, Paredones, Pichilemu, La Estrella y Marchigüe. En esa oportunidad se cuantificó una merma de 50% en hortalizas y una pérdida total en carozos en algunos sectores.

Una de las recomendaciones frente a los eventos de las heladas, es conocer el comportamiento espacial de las temperaturas mínimas, la cual puede ser usado para una gestión y planificación de la actividad agrícola. En este sentido, es necesario contar con una estrategia de prevención en primera instancia. Es conocido que existen dos formas de mitigar el impacto de las heladas, primero los métodos pasivos, que consiste en elegir la zona de cultivo, las especies y variedades, la orientación, la poda y densidad de plantación, así como todas aquellas técnicas apropiadas para disminuir el riesgo de heladas. En segundo lugar los métodos activos, que son aquellos aplicados justo antes de la helada o durante ella. Las críticas más comunes a estos métodos son su costo generalmente elevado, el momento de puesta en marcha y de detención del sistema debe ser conocido con precisión para reducir costos. Por lo general, para evitar una helada es suficiente, en teoría, aportar a la superficie del suelo una energía complementaria igual a aquella perdida por esta superficie, que es la que provoca el enfriamiento.

Nosotros pensamos que, en primera aproximación, es posible aportar al conocimiento de la distribución espacial de las heladas mediante la cartografía topoclimática asociada a este fenómeno, por ejemplo una visión probabilística del mismo basada en la simulación dinámica de la temperatura mínima. En el ámbito de la protección contra este tipo de fenómenos, es necesario comenzar con una aproximación de un método pasivo para aportar en la reducción del impacto generado por las heladas. El régimen de heladas del valle central de Chile, genera un riesgo cuantificable en los lugares que disponen de suficiente información histórica para ello. Por ello, es posible contar con información útil para poseer una evaluación detallada del riesgo, lo que podría contribuir enormemente a orientar esta actividad económica, es decir, orientar las zonas de plantación y la elección de variedades que minimicen el riesgo. A la vez que estas permitirían trazar las estrategias de control que tengan en cuenta la variabilidad espacial en la intensidad del fenómeno.

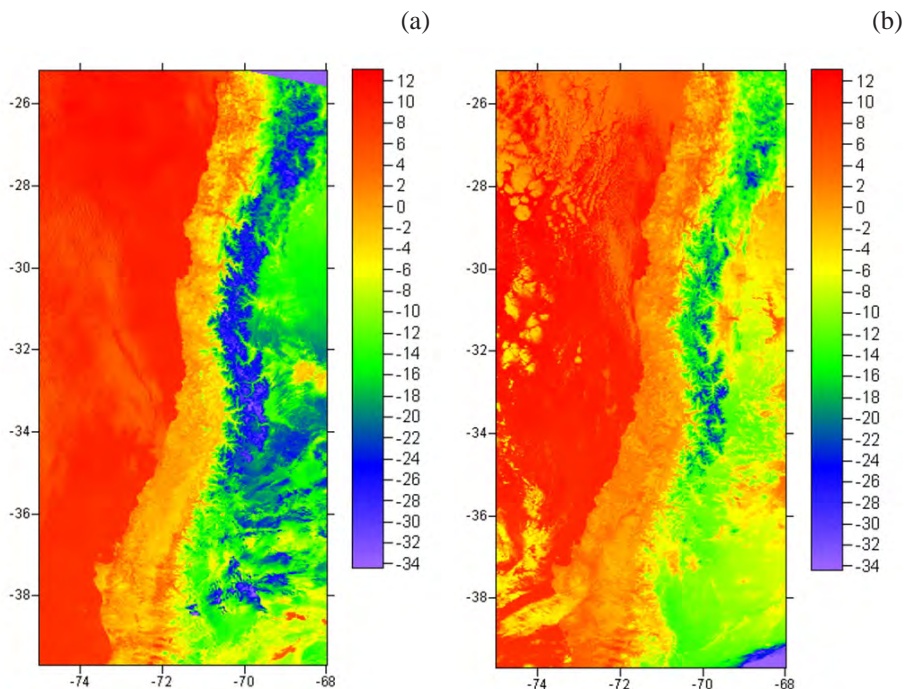


Figura 7. Imágenes térmicas del satélite NOAA-AVHRR para las heladas del (a) 17-08-2007 y el (b) 14-09-2007 entre las regiones de Atacama hasta La Araucanía, Chile (Gentileza de Dr. Carlos Di Bella, INTA, Argentina).

La figura 8 muestra las imágenes del número de heladas anuales, temperatura mínima absoluta anual, probabilidad de heladas septiembre y probabilidad de heladas octubre para la zona del secano de la Región de O'Higgins.

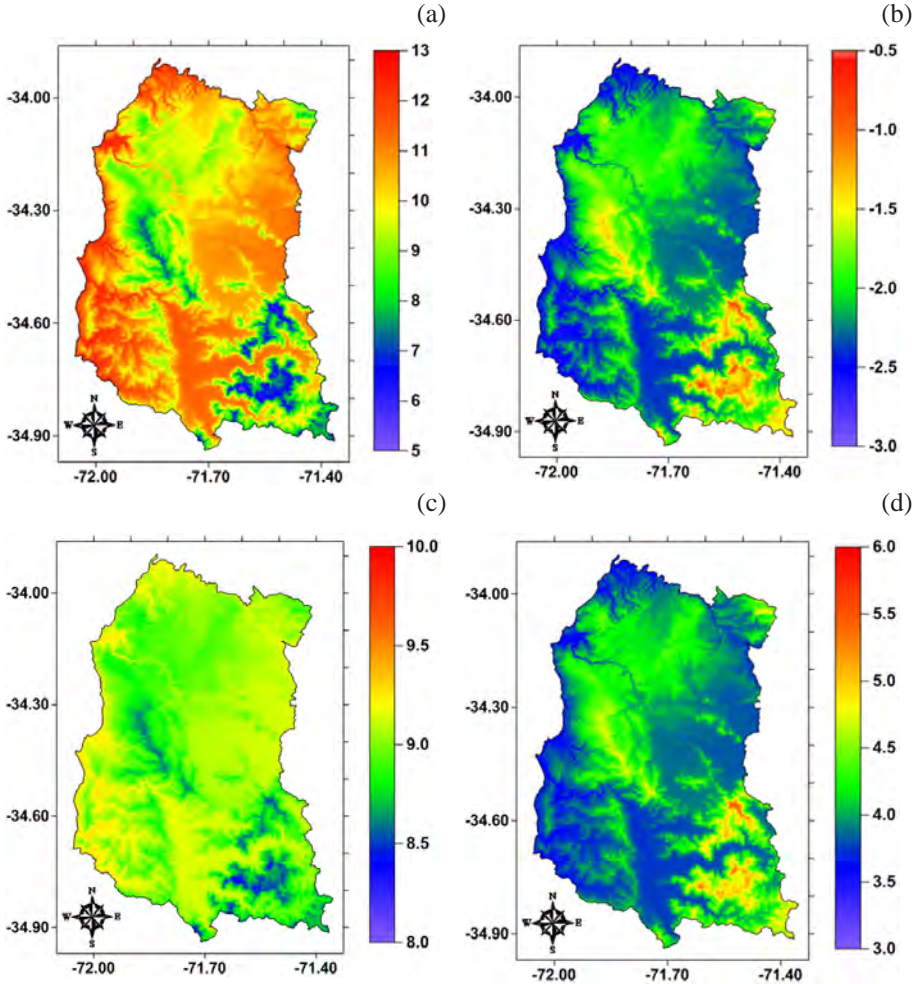


Figura 8. (a) Número de heladas anuales, (b) Temperatura mínima absoluta anual, (c) probabilidad de heladas septiembre y (d) probabilidad de heladas octubre para la zona del secano de la Región de O'Higgins.

1.2.3 Radiación Solar Global

La radiación solar global para el secano de la Región de O'Higgins fue estimada a partir de la calibración realizada a la ecuación de Hargreaves-Samani (Hargreaves, 1982, Allen et al., 1997), dada por la ecuación 4.

$$K_R(T, P) = K_{RA} \cdot \sqrt{\left(\frac{P}{P_o}\right)} \cdot \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} \quad (4)$$

Donde P es la presión atmosférica (kPa) para un lugar específico, P_o la presión atmosférica a nivel del mar (101.3 kPa) y K_{RA} es un coeficiente empírico, con valores sugeridos por la literatura de 0.17 para regiones interiores y 0.2 para zonas costeras, sin embargo es necesario calibrarlos a nivel territorial (Allen, 1997; Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1982; Mendicino and Senatore, 2013). La radiación solar extraterrestre o radiación de Angot, se estimó a nivel diario como una función de la latitud de la localidad y del día del año.

Mediante el uso de las herramientas de programación que ofrece Vba-Excel, se implementó el modelo de simulación matemático simple, para calcular la distribución espacial de la irradiación solar global media mensual sobre toda la zona del secano en formato matricial o raster (Eastman, 2006). Las matrices obtenidas para los meses de enero y julio que representan la distribución espacial de la irradiación solar global media mensual sobre la zona central de Chile, están expresados en MJ/m² día. La Figura 9 muestra la radiación solar global de enero y julio en [MJ m⁻² día⁻¹] para la zona del secano de la Región de O'Higgins.

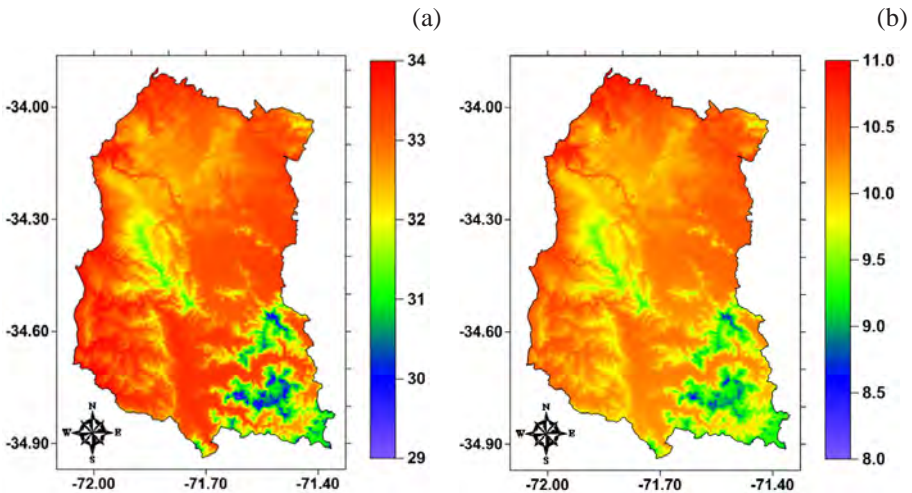


Figura 9. Radiación solar global de (a) enero y (b) julio en [MJ m⁻² día⁻¹] para la zona del secano de la Región de O'Higgins.

1.2.4 Evapotranspiración de Referencia

Para estimar la evapotranspiración de referencia (ET_o) se utilizó la ecuación de Hargreaves-Samani (Hargreaves & Samani, 1985), la cual ha sido utilizada en Chile debido a su bajo requerimiento de información meteorológica, esto es, permite el cálculo de la ET_o a partir de datos de temperatura y humedad relativa (Torres y Vásquez, 2013; Rivano y Jorge Jara, 2005; Flores y Antonioletti, 1999; Valenzuela y Ferreira 1985; Rovira, 1976; Ferreira y Valenzuela, 1975; León, 1975). El método propuesto por Hargreaves-Samani (Hargreaves & Samani, 1985) para estimar la ET_o necesita datos de temperatura y de radiación solar, medida o estimada. La expresión general es la siguiente:

$$ET_o = K_{HS} \cdot \left(\frac{R_g}{\lambda}\right) \cdot (T_a + 17.78) \quad (5)$$

Donde ET_o es la evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹), K_{HS} es un coeficiente empírico cuyo valor es 0.0135 y debe ser ajustado en cada localidad, T_a es la temperatura media diaria del aire (°C), R_g es la radiación solar global incidente (MJ m⁻² día⁻¹) y λ es el calor latente de evaporación (MJ kg⁻¹), dado por:

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \cdot T_a \quad (6)$$

Para encontrar los coeficientes K_{HS} más apropiados, se realizó una corrección comparando los valores obtenidos por Penman-Monteith y Hargreaves-Samani. La ecuación de Penman-Monteith está dada por (Allen et al., 1998)

$$ET_o = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \left(\frac{900}{T + 273}\right) \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot u_2)} \quad (7)$$

Con este procedimiento se calculó el coeficiente K_{HS} para la zona del secano de la Región de O'Higgins, encontrándose valores entre 0.01086 para zonas próximas a la costa a 0.01276, para zonas más interiores y depresión intermedia. La Figura 10 muestra la Evapotranspiración de referencia (ET_o) en [mm día⁻¹] para los meses de (a) enero y (b) julio para la zona del secano de la Región de O'Higgins.

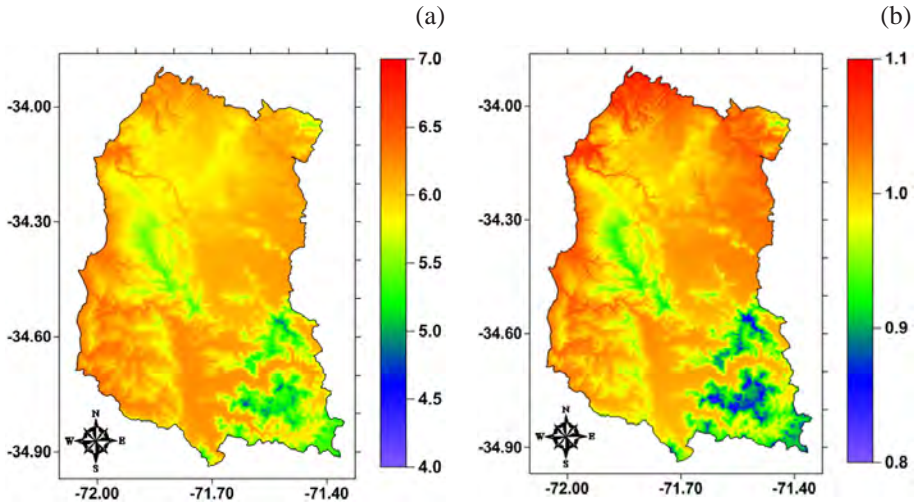


Figura 10. Evapotranspiración de referencia (ET₀) en [mm día⁻¹] para los meses de (a) enero y (b) julio para la zona del secano de la Región de O'Higgins.

1.3 REFERENCIAS

Allan, P., 2004. Winter chilling in areas with mild winters: its measurement and supplementation. *Acta Horticulturae* 662: 47-52.

Allen, R., Pereira, L., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration. FAO Drainage and Irrigation paper N° 56. Rome, Italy. 300p.

Arnold, C.Y., 1959. The determination and significance of the base temperature in a linear heat unit system. *Proceedings of the American Society for Horticultural Science* 74:430-445.

Berry, W., Feldman, S., 1985. Multiple regression in practice, quantitative applications in the social science. SAGE, London.

Byrne, D.H. 2005. Trend and progress of low chill stone fruit breeding. P. 5-12. ACIAT Technincal Report N° 61. In George, A and U. Boonprakoh (eds). Production Technologies for low-chill temperate fruits. Reports from the 2nd International Workshop, Chiang Mai, Thailand. 19-23 April 2004. Australian Centre for International Agricultural Research (ACIAR), Canberra, Australia.

Campos Aranda, Daniel F. 2005. Agroclimatología cuantitativa de cultivos. Editorial Trillas, Mexico, 320 pp.

Castillo Francisco y Castellvi Francesc. 1996. Agrometeorología. Ediciones Mundi Prensa, Madrid, España. 517 pp.

Crossa-Raynaud P. 1955. Effets des hivers doux sur le comportement arbres fruitieres a feuilles caduques. Ann. Serv. bot. et agron. Tunis 28, N° 3, 22.

Del Pozo, A., y P. del Canto. 1999. Áreas agroclimáticas y sistemas productivos de la VII y VIII regiones. Serie Quilamapu N° 113. 115 p. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Centro Regional de Investigación Quilamapu, Chillán, Chile.

Dirección meteorológica de Chile. 2001. Climatología Regional. Departamento de Climatología y Meteorología. http://164.77.222.61/climatologia/publicaciones/Climatologia_regional.pdf.

Dirección meteorológica de Chile. Climas de Chile. Departamento de Climatología y Meteorología. <http://www.meteochile.cl/climas/climas.html>.

Draper, N.R. y Smith, H. 1981. Applied regression analysis. (2nd Ed.) New York: Wiley.

Eastman J. Ronald, 2006, IDRISI Andes, Guide to GIS and Image Processing, Clark Labs, Clark University.

Erez, A. y G.A. Couvillon. Characterization of the influence of moderate temperatures on rest completion in peach. J. Amer. Soc. Hort. Sci. 112(4): 677-680.

Ferreira Saavedra, Víctor y Valenzuela A., Alejandro. 1975. Cálculo de la evapotranspiración potencial para Chile. Escuela de Agronomía, Universidad de Concepción. Chillán.

Fishman, S., Erez A., and Couvillon G.A. 1987. The temperature dependence of dormancy breaking in plants: Computer simulation of processes studied under controlled temperatures. J. Theor. Bio. 126: 309-321.

Flores S., Eusebio y Antonioletti R., Rodrigo. 1999. La evapotranspiración potencial como expresión de las necesidades de agua de los cultivos y sus métodos. Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas 1999, págs. 31-37.

Fotheringham, S., Brundson, Ch, Charlton, M., 2000. Quantitative Geography, Perspective on spatial data analysis. SAGE publications, London.

Fotheringham, S., Brundson, Ch, Charlton, M., 2002. Geographically Weighted Regression: the analysis of spatially varying relationships, WILEY, West Sussex.

Gil-Albert, F. 1989. Tratado de arboricultura frutal. Vol II: la ecología del árbol frutal. 2^{da} ed. Mundi-Prensa. Madrid, España. 236p.

Gilreath, P.R. y D.W. Buchanan. 1981. Rest prediction model for low-chilling 'Sun-gold' nectarine. J. Amer. Soc. Hort. Sci. 106(4): 426-429.

Hajek, E.R., Gutierrez, J., 1979. Periodos vegetativos en Chile: Un enfoque basado en la temperatura. Cienc. Inv. Agr. 6:21-49.

Hargreaves G.H., Allen R.G. 2003. History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 129(1): 53-63.

Hargreaves, G., Samani, Z., 1982. Estimating potential evapotranspiration. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE. 108, 225-230.

Hargreaves, G.H. 1989. Accuracy of estimated reference crop evapotranspiration. J. Irrig. Drain. Eng. 115(6), 1000-1007.

Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Eng. in Agric., 1(2): 96-99.

Iqbal, M., An Introduction to Solar Radiation, New York: Academic Press, 1983, p. 101.

León Sade, Ricardo Guillermo. 1975. Requerimientos de agua desde Los Ángeles a Puerto Montt. Tesis para optar al título de Ingeniero Agrónomo. Escuela de Agronomía, Universidad de Concepción. Chillán.

Luedeling, E., Zhang, M., McGranahan G., Leslie C. 2009. Validation of winter chill models using historic records of walnut phenology. Agricultural and Forest Meteorology 149(11): 1854-1864.

Martínez-Romero A., J.F. Ortega, J.A. de Juan, J.M. Tarjuelo y M.A. Moreno. 2012. Modelos de estimación de radiación solar global con limitación de datos y su distribución espacial en castilla-la mancha. Información Técnica Económica Agraria, vol. 108 N° 4:426-449.

- Melgarejo, M. 1996. El frío invernal, factor limitante para el cultivo frutal: modelos y métodos para determinar la acumulación de frío y calor en frutales. Vicente Ediciones. Madrid, España. 166p.
- Melgarejo, P. y D. Salazar. 2003. Tratado de fruticultura para zonas áridas y semiáridas vol. II. El algarrobo, granado y jinjolero. Ed. Mundi-prensa y AMV. Madrid, España. 442 p.
- Mendicino G. and Alfonso Senatore. 2013. Regionalization of the Hargreaves coefficient for the assessment of distributed reference evapotranspiration in southern Italy. J. Irrig. Drain. Eng. 139:349-362.
- Morales Luis, Canessa Fabricio, Mattar Cristian, Orrego Raúl y Matus Francisco. 2006. Characterization and edaphic and climatic zonification in the region of Coquimbo, Chile. Revista Chilena Ciencia del Suelo y Nutricion Vegetal 6(3): 52-74.
- Morales, L., Parra, J.C., and Espinosa, J., 2010. Generation of continuous rasters of climatological variables using geographic weighted regression. Proceeding book 3rd Recent Advances in Quantitative Remote Sensing. Universidad de Valencia. España.
- Morales, L., 1997. Evaluación y zonificación de riesgo de heladas mediante modelización topoclimática. Tesis Doctorado, Centro EULA-Chile, Universidad de Concepción (Chile).
- Morales, L., Canessa, F., Mattar, C., 2007. Comparison interpolation methods for detection of microclimate areas. 5th International Symposium 13-15 June, 2007.
- Novoa, R., y Villaseca, C. 1989. Mapa agroclimático de Chile. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA, Ministerio de Agricultura.
- Ometto, J.C., 1981. Bioclimatología vegetal. Sao Paulo: Agronómica Ceres, 440 p.
- Papadakis, Juan. 1970. Agricultural potentialities of world climates. Buenos Aires, Argentina. 70 pp.
- Poole Lon, Mary Borchers y Karl Koessel. 1981. Some common basic programs, TRS-80 Level II edition. MacGraw-Hill, USA.
- Powell, L. E. 1986. The chilling requirement in apple and its role in regulating time of flowering in spring in cold-winter climates. Acta Horticulturae, 179, 129-139.

Richardson, E. A., Seeley, S. D., and Walker, D. R. (1974) A model for estimating the completion of rest for 'Redhaven and 'Elberta' peach trees. *HortSci.* 9: 331-332.

Rivano, Fulvio y Jorge Jara R. 2005. Estimation of Crop Reference Evapotranspiration for Remehue-Osorno, X Region. *Revista Agro Sur*, Vol 33 (2) 49-61.

Santibañez, F. y Uribe, J.M. 1993. Atlas agroclimático de Chile. Ministerio de Agricultura, Fondo de Investigación Agropecuaria, CORFO, Santiago, Chile. 99 p.

Shahidian, S., Serralheiro, R., Serrano, J., Teixeira, J., Haie, N. and Santos, F. (2012) Hargreaves and other reduced-set methods for calculating evapotranspiration. In: Irmak, A., Ed., *Evapotranspiration—Remote Sensing and Modeling*, InTech, Morn Hill, 59-80. doi:10.5772/725.

Shaltout, A.D. y C.R. Unrath. 1983. Rest completion prediction model for 'Starkrimson Delicious' apples. *J. Amer. Soc. Hort. Sci.* 108(6): 957-961.

Snyder, R.L., 1985. Hand calculating degree days. *Agriculture and Forest Meteorology* 35:352-358.

Tao, R., 2004. Studies of the gene expresión of dormant buds of Japanese apricot (*Prunus mume*). p. 48-53. ACIAT Technical Report N°61. In George, A and U. Boonprakoh (eds). *Production Technologies for low-chill temperate fruits*. Reports from the 2nd International Workshop, Chiang Mai, Thailand. 19-23 April 2004. Australian Centre for International Agricultural Research (ACIAR), Canberra, Australia.

Torres Hernández, Amador y Vásquez Vásquez, Rodrigo. 2013. Prospección de la estimación de la evapotranspiración de referencia, bajo las condiciones del valle de Chaca, Arica-Chile. *Revista Idesia*, 31(2): 25-29.

Uribe JM, R Cabrera, A De La Fuente y M Paneque. 2012. Atlas Bioclimático de Chile. Laboratorio de Bioenergía y Biotecnología Ambiental, Depto. De Ciencias Ambientales y Recursos Renovables, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile. ANDROS Impresores. Santiago, Chile. 232 pp.

Valenzuela, A. y Ferreira, V. Variación de la evapotranspiración potencial en Chile. *Agro-Ciencia*, 1985, vol. 1, N° 1, p. 15-21.

Wienberger, J.H., 1950. Chilling requirements of peach varieties. *Proc. Am. Soc. Hortic. Sci.* 56: 122-128.